

Zur stratigraphischen Stellung der Tauglbodenschichten an der Typlokalität in der Osterhorngruppe (Nördliche Kalkalpen, Ober-Oxfordium - Unter-Tithonium)

Stratigraphy of the Tauglboden Formation of the type locality in the Osterhorn Group (Northern Calcareous Alps, Late Oxfordian - Early Tithonian)

Von

Hans-Jürgen GAWLICK, Hisashi SUZUKI, Walter VORTISCH & Eva WEGERER

mit 10 Abbildungen
with 10 figures

Schlüsselwörter:

Ober-Jura
Radiolarit
Radiolarien
Nördliche Kalkalpen
Stratigraphie und Fazies
Tauglbodenschichten
Tithonium

Keywords:

Late Jurassic
Radiolarite
Radiolarians
Northern Calcareous Alps
Stratigraphy and Facies
Tauglboden Formation
Tithonian

Anschriften der Verfasser, addresses of the authors:

Address of the authors

Dr. HANS-JÜRGEN GAWLICK, Prof. Dr. WALTER VORTISCH, DI EVA WEGERER

Montanuniversität Leoben

Institut für Geowissenschaften: Prospektion und Angewandte Sedimentologie

Peter-Tunner-Straße 5

8700 Leoben

Österreich.

Dr. HISASHI SUZUKI

Geotec GmbH

Nishinotoin Sanjosagaru Ryusuicho 71

Nakagyo-ku

Kyoto 604-8242

Japan.

Inhalt

Zusammenfassung, Abstract.....	2
1. Einleitung.....	2
2. Geologische und tektonische Übersicht.....	4
3. Die untersuchte Lokalität.....	5
3.1. Lithologie der Tauglbodenschichten.....	5
3.2. Diagenetische Überprägung der Tauglbodenschichten und Erhaltung der Radiolarien.....	7
4. Stratigraphische Einstufung der Radiolarien.....	14
5. Ergebnisse.....	16
Dank.....	18
Ausblick.....	18
Literatur.....	18

Contents

Zusammenfassung, Abstract.....	2
1. Introduction.....	2
2. Geological and tectonical situation.....	4
3. Investigated locality.....	5
3.1. Lithology of the Tauglboden Formation.....	5
3.2. Diagenesis of the Tauglboden Formation and preservation of the radiolarians.....	7
4. Stratigraphy of the radiolarians.....	14
5. Results.....	18
Acknowledgements.....	18
Preview.....	18
References.....	18

Zusammenfassung

Aus Metabentoniten, die innerhalb der Tauglbodenschichten (Kieselkalke, Mergel, Radiolarite, Brekzien) in den südlichen Salzburger Kalkalpen im Bereich des Tauglboden Beckens auftreten, konnten erstmals Radiolarienfaunen isoliert und stratigraphisch als Unter-Tithonium eingestuft werden, so daß die Tauglbodenschichten stratigraphisch Ober-Oxfordium bis Unter-Tithonium umfassen. Den Tauglbodenschichten kommt als Füllung eines sich im mittleren Ober-Jura entwickelnden Beckens im zentralen Teil der Nördlichen Kalkalpen eine besondere Bedeutung für die Interpretation der oberjurassischen tektonischen Entwicklung der Kalkalpen zu. Die Tauglbodenschichten sind dabei die Matrix von polymikten Brekzienkörpern, die von der sich vom höheren Oxfordium an hebenden Trattberg Schwelle nach Norden geschüttet wurden. Mit der zeitlichen Einstufung der höheren Tauglbodenschichten, jenem Abschnitt mit den mächtigsten Massenumlagerungen, ist jetzt der erste biostratigraphische Nachweis erfolgt, daß die Subduktionsfront der Tethys im Kimmeridgium bis zum tiefen Tithonium auf den Zentralteil der Kalkalpen übergreift. Dabei hat sich das Tauglboden Becken als intrakontinentaler Tiefseeegraben vor einer herannahenden Deckenfront gebildet. Die Metabentonite werden als Produkt eines intermediären bis sauren Vulkanismus im Zusammenhang mit der Subduktion der Tethys gesehen. Der Begriff Tauglboden Formation wird für die Tauglbodenschichten eingeführt.

Abstract

Metabentonites in the Tauglboden Formation (cherty limestones, marls, radiolarites and breccias) in the southern Salzburg Calcareous Alps in the Tauglboden Basin are dated by radiolarians as Early Tithonian. So the Tauglboden Formation can be dated as Late Oxfordian to Early Tithonian. In the Tauglboden Formation (Tauglboden Basin) occur massflows and sliding sheets mobilized from the Trattberg Rise to the South. The Tauglboden Basin (Late Oxfordian to Early Tithonian) is interpreted as trench fill in front of advancing nappes (= Trattberg Rise) formed due to accretion. The dating of these sediments is important for the timing of the closure of the Tethys Ocean (Late Bathonian/ Early Oxfordian to Tithonian) and the timing of the nappe thrusting and basin evolution in the central parts of the Northern Calcareous Alps. The Metabentonites are interpreted as products of a volcanism related to subduction processes in the Tethys region. The term Tauglboden Formation is defined.

1. Einleitung

Die Tauglbodenschichten (SCHLAGER 1956), von nun an als Tauglboden Formation bezeichnet, eine Wechselfolge von bunten Kieselplattenkalken, Kieselmergeln und Brekzien zwischen Adneter Kalk und Oberalmer Schichten (=

tiefmalmische Plattenkalke der inneren Osterhorngruppe - VORTISCH 1950, 1953, 1955) in den Nördlichen Kalkalpen (Abb. 1) haben als Träger von polymikten Brekzienkörpern und großen Gleitschollen für die Interpretation der tektonischen Vorgänge, die im frühen Ober-Jura die Nördlichen Kalkalpen geprägt haben, eine große Bedeutung.

Das Tauglboden Becken (Abb. 1) im zentralen Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen dokumentiert aufgrund seiner sedimentären Beckenfüllung das Übergreifen der Subduktionsfront auf den Zentralteil des Tirolikums im Zusammenhang mit dem Schließen der Tethys im Ober-Jura (GAWLICK et al. 1999).

Der stratigraphische Umfang der Tauglbodenschichten (Ober-Oxfordium bis tiefes Tithonium – vgl. GAWLICK et al. 1999) konnte bisher fast nur aus Alterseinstufungen aus den liegenden Serien (HUCKRIEDE 1971) und den überlagernden Folgen (Oberalmer Schichten – vgl. STEIGER 1992) abgeleitet werden, denn datierbare Fossilien in den Tauglbodenschichten sind sehr selten (vgl. SCHLAGER 1956). Besonders der Zeitraum der mächtigen Massenumlagerungen ist bisher nicht genau bekannt und eine genauere stratigraphische Einstufung dieses Ereignisses fehlt bisher. Stratigraphisch aussagekräftige Fossilfunde aus der z. T. mergelig, z. T. als Kieselkalke und z. T. als Radiolarit ausgebildeten Schichtfolge liegen bisher praktisch nicht vor (SCHLAGER 1956, SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973), so daß der genaue stratigraphische Umfang einerseits aus den unterlagernden und überlagernden Sedimenten und andererseits aus litho- und mikrofaziellen Vergleichen mit anderen, sedimentologisch ähnlich ausgebildeten Schichtfolgen (Ruhpoldinger Radiolarit - TRAUTH 1948; Strubberg-schichten - HÖCK & SCHLAGER 1964, CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952) der Nördlichen Kalkalpen verglichen wurde (vgl. FENNINGER & HOLZER 1970, SCHLAGER & SCHLAGER 1973, DIERSCHKE 1980, TOLLMANN 1976, 1985, PLÖCHINGER 1983). Der Ruhpoldinger Radiolarit und die Strubberg-schichten werden meist als altersgleiche faziell unterschiedliche Äquivalente der Tauglbodenschichten aufgefaßt (SCHLAGER & SCHLAGER 1973, BRAUN 1998), während GAWLICK et al. (1999) die Strubberg-schichten (= Lammer Becken) und die Tauglbodenschichten (= Tauglboden Becken) sowohl in der Alterstellung als auch in der paläogeographischen Position voneinander trennen (vgl. GAWLICK & SUZUKI 1999a, GAWLICK et al. 1999, JANAUSCHEK et al. 1999).

Bisher kann für das stratigraphische Einsetzen der Tauglbodenschichten auf der Basis der Untersuchungen von HUCKRIEDE (1971) davon ausgegangen werden, daß die Sedimentation der Tauglbodenschichten bzw. des diese unterlagernden roten Radiolarites (= Oberer Radiolarit sensu DIERSCHKE 1980) im höheren Oxfordium bzw. Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich einsetzt (z. B. SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973, HUCKRIEDE 1971, DIERSCHKE 1980) und bis in das höhere Kimmeridgium bzw. den Kimmeridgium/Tithonium-Grenzbereich reicht (SCHLAGER & SCHLAGER 1973, DIERSCHKE 1980, STEIGER 1992). Die Tauglbodenschichten mit den eingelagerten polymikten Brekzienkörpern und Megaolitholithen bis Gleitschollen wurden früher oft als zeitliches Äquivalent der Strubberg-schichten am Tennengebirgsnordrand interpretiert (u. a. SCHLAGER 1959, 1960, HÖCK & SCHLAGER 1964, SCHLAGER, W. 1968,

SCHLAGER & SCHÖLLNER 1974, PLÖCHINGER 1979, 1984, HÄUSLER 1979, 1981, TOLLMANN 1981, 1985, FAUPL & BERAN 1983, BRAUN 1998). Deren Sedimentation beginnt aber bereits im Callovium und ist bis in das mittlere Oxfordium belegt (SUZUKI & GAWLICK 1998, GAWLICK & SUZUKI 1999a, b).

Als Komponentenmaterial konnten innerhalb der Tauglbodenschichten norischer Dachsteinkalk in lagunärer Fazies, Kössener Schichten, rhätischer Dachsteinkalk, Lias-Fleckenmergel bzw. Allgäuschichten, Rotkalke der Adneter Formation und Radiolarit (Unterer, schwarzer Radiolarit und Oberer, roter Radiolarit sensu DIERSCHKE 1980) nachgewiesen werden (SCHLAGER & SCHLAGER 1973, DIERSCHKE 1980, VECSEI et al. 1989). Das Komponentenmaterial bzw. die großen Gleitschollen können dabei von der Trattberg Schwelle (u. a. PLÖCHINGER 1953, 1987, SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973, DIERSCHKE 1980) hergeleitet werden, die sich vom höheren Oxfordium an in Folge von Kollisionstektonik im Zusammenhang mit der Subduktion des Tethys Ozeans als Deckenstirn zu heben begann (GAWLICK et al. 1999).

Eine sedimentologische Abgrenzung der Strubberg-schichten von den sedimentogenetisch gleichartigen, wahrscheinlich im höchsten Oxfordium oder Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich einsetzenden, Tauglbodenschichten im Bereich der südlichen Osterhorngruppe sensu SCHLAGER & SCHLAGER (1969, 1973) war bisher nur über Komponentenbestandsanalysen der jeweils in den Schichtfolgen (Strubberg-schichten und Tauglbodenschichten) eingelagerten polymikten Brekzienkörpern und Gleitschollen möglich. Während das Komponentenmaterial der in die Tauglbodenschichten einschalteten Brekzienkörper ausschließlich aus dem Kalkvoralpinen Ablagerungsraum (= Tirolikum und Bajuvarikum) und dabei von der Trattberg Schwelle stammt (u. a. SCHLAGER 1960, SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973, DIERSCHKE 1980, VECSEI et al. 1989), setzen sich die Brekzienkörper der Strubberg-schichten (= Strubbergbrekzie) ausschließlich aus Kalkhochalpinem Komponentenmaterial zusammen, das den verschiedenen pelagischen Ablagerungsräumen der triassischen bis unterjurasischen Hallstätter Zone (= Juvavikum i. w. S.) zugeordnet werden kann (z. B. GAWLICK 1996).

In dieser Arbeit werden die ersten biostratigraphischen Daten aus der Tauglbodenschichtenfolge mit den Massenumlagerungen bekannt gemacht. Die biostratigraphische Einstufung erfolgte mit Hilfe von Radiolarienfaunen, die aus verschiedenen Metabentonitlagen bzw. metabentonitführenden Lagen, die in die Tauglbodenschichten im Bereich mit den mächtigsten Massenumlagerungen eingelagert sind, herausgeschlämmt werden konnten. Diese biostratigraphische Einstufung ist wichtig für die Interpretation der zeitlichen Abfolge der tektonischen Vorgänge, die vom späten Mittel-Jura/frühen Ober-Jura an den Südrand der Nördlichen Kalkalpen prägen.

Die untersuchte Lokalität der Tauglbodenschichten ist die Typlokalität im Tauglbach in der inneren Osterhorngruppe (Profil an der Kesselstraße/Wirtskesselgraben) SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973, DIERSCHKE 1980) und liegt im zentralen Teil der Staufen-Höllengebirgs-Decke südöstlich von Hallein (Abb. 1, Abb. 2).

2. Geologische und tektonische Übersicht

Die oberjurassische Beckenfüllung des Tauglboden Beckens liegt geographisch im Zentrum des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen (Abb. 1) im Bereich der inneren Osterhorngruppe, die zu der zum Tirolikum (= Kalkvor-alpin) gehörenden Staufen-Höllengebirgs-Decke gestellt wird. Dabei nimmt das Tauglboden Becken, das eine West-Ost streichende Beckenachse aufweist, zwischen der Trattberg Schwelle im Süden und Salzburg im Norden (SCHLAGER & SCHLAGER 1973, DIERSCHKE 1980) den größten Bereich der Osterhorngruppe ein.

Die Tauglbodenschichten erreichen im Süden des Beckens ihre größten Mächtigkeiten (bis 450 m) und keilen nach Norden in Richtung Salzburg aus, wo sie sich lateral mit wenigen Metern mächtigen, kieseligen Mergelkalken verzahnen (SCHLAGER 1959, PREY 1969, SCHLAGER & SCHLAGER 1969, DIERSCHKE 1980, vgl. dazu GAWLICK et al. 1999). Überlagert werden die Tauglbodenschichten von den pelagisch abgelagerten Oberalmer Schichten (zur Stratigraphie und Lithologie der Oberalmer Schichten siehe STEIGER 1992 – cum lit.) mit zwischengeschalteten Barmsteinkalklagen (u. a. FENNINGER & HOLZER 1970, STEIGER 1981, 1992, TOLLMANN 1985 – cum lit.).

Die Oberalmer Schichten gleichen dabei lokale topographische Differenzen des Beckenbodens aus, plombieren das Prärelief (= jurassische Neoautochthonie – MANDL 1984) und weisen im Bereich der Osterhorngruppe eine Mächtigkeit zwischen 500 und 670 m auf (SCHLAGER 1960, DIERSCHKE

1980: Abb. 9). Die gesamte Beckenfüllung (Tauglbodenschichten: höheres Oxfordium bis tieferes Tithonium, plus Oberalmer Schichten: vom ?tieferem Tithonium an) erreicht am südlichen Beckenrand fast 1100 m Mächtigkeit (vgl. VECSEI et al. 1989). Auf der Trattberg Schwelle fehlen die Tauglbodenschichten und es treten dort nur noch Oberalmer Schichten in reduzierter Mächtigkeit auf (GAWLICK et al. 1999 – cum lit., Abb. 1).

Geländebefunde, stratigraphische und fazielle Untersuchungen charakterisieren die Gesteine, die innerhalb der Tauglbodenschichtenfolge einerseits als Komponenten in Fluxoturbiditen bzw. Olisthostromen (sensu SCHLAGER & SCHLAGER 1973) und andererseits als große Gleitschollen eingelagert sind, als allochthon. Dabei kann das karbonat-klastische Fremdmaterial aufgrund von faziellen Vergleichen von der im Süden das Tauglboden Becken begrenzenden Trattberg Schwelle hergeleitet werden, wofür auch sedimentologische Daten, wie Gleitfaltenvergenzen, Korngrößen-Unterschiede und Schüttungsrichtungsanalysen (vgl. SCHLAGER & SCHLAGER 1973) sprechen. Die Trattberg Schwelle (u. a. SCHLAGER 1953, SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973, PLÖCHINGER 1953, 1983, 1990, DIERSCHKE 1980) wurde vom höheren Oxfordium an als Deckenstirn gehoben (GAWLICK et al. 1999). Dabei wurden Brekzienkörperkomponenten und Gleitschollen mobilisiert, die in das als intrakontinentaler Tiefseegraben ausgebildete Tauglboden Becken im Bereich der Osterhorngruppe einglitten. Die Trattberg Schwelle überschiebt von Süden her das Tauglboden Becken und wird selbst im Süden wird

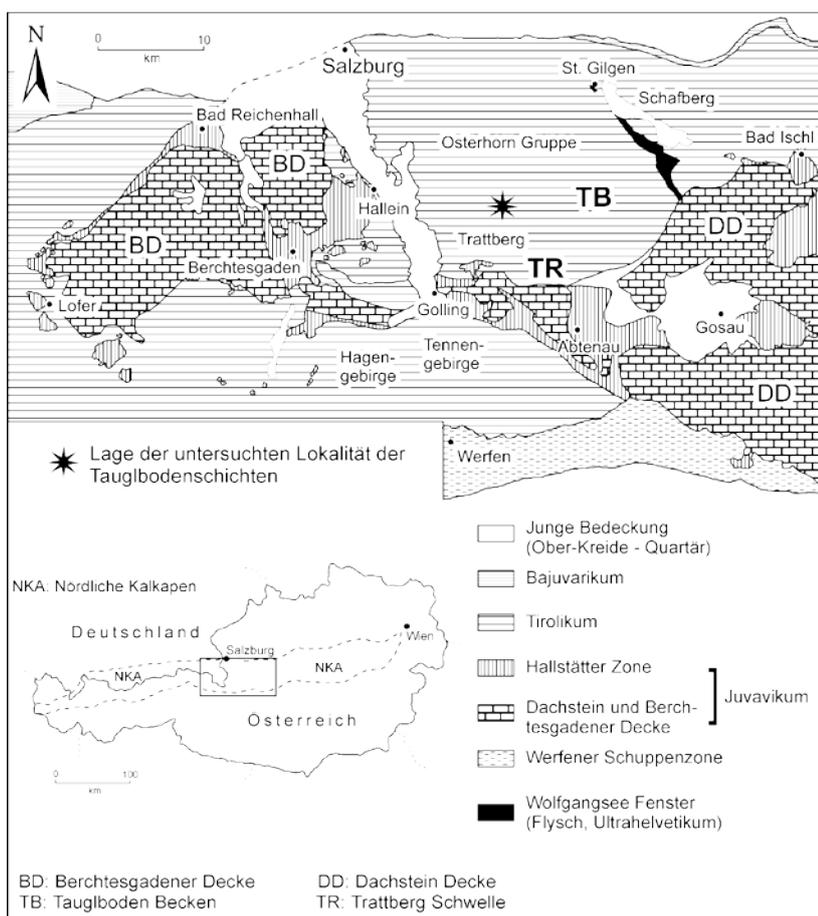


Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte des zentralen Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen (vereinfacht und verändert nach TOLLMANN 1985, GANSS et al. 1988, GAWLICK et al. 1994) und Lage der untersuchten Lokalität der Tauglbodenschichten im Bereich der inneren Osterhorngruppe.

Fig. 1: Tectonic units of the central middle part of the Northern Calcareous Alps (simplified and partly modified after TOLLMANN 1985, GANSS et al. 1988, GAWLICK et al. 1994) and the investigated locality of the Tauglboden Formation.

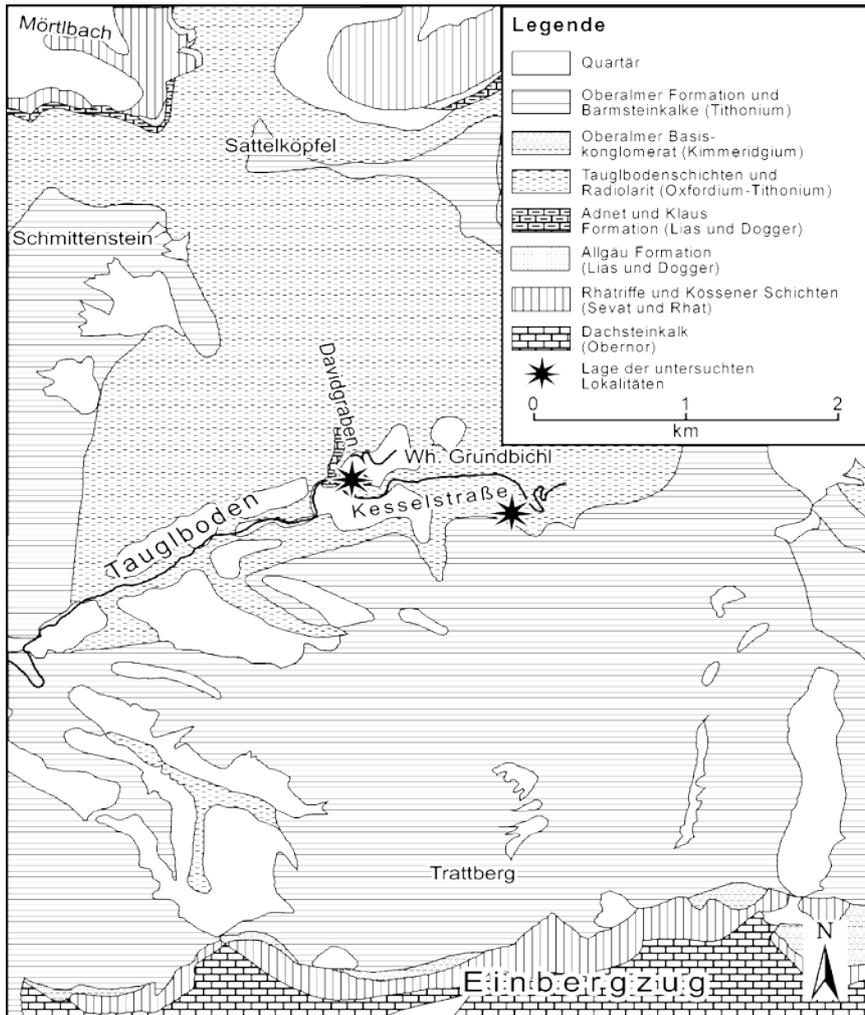


Abb. 2: Lage der untersuchten Lokalität der Tauglbodenschichten im Bereich der inneren Osterhorngruppe. Tauglbach, Kesselstraße (Wirtskesselgraben) und Davidgraben. Vereinfachte geologische Übersicht nach PLÖCHINGER (1987, 1990).

Fig. 2: Investigated locality of the Tauglboden formation in the middle part of the Osterhorn Block. Tauglvalley, Kesselstreet (Wirtskesselgraben) and Davidgraben. Simplified geological overview after PLÖCHINGER (1990).

sie durch die neogene Königssee-Lammertal-Traunsee-Blattverschiebung (KLT; DECKER et al. 1994) zum Lammer Becken hin begrenzt.

3. Die untersuchte Lokalität

An der Typlokalität (Abb. 2; vgl. SCHLAGER 1956, SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973; Aufschlüsse unterhalb der Einmündung des Davidgrabens = Urbangrabens, vgl. HUCKRIEDE 1971) tritt im Liegenden, an der Basis eines roten Radiolarites, dessen Ablagerung hier im mittleren/höheren Oxfordium beginnt (HUCKRIEDE 1971), zunächst ein roter Filamentkalk auf, der durch Globigerinen (BÖHM 1992) und Rhyncholithen (HUCKRIEDE 1971), in den höchsten Dogger (Callovium) eingestuft wurde. In einer roten Mergellage (Radiolarit-Basismergel) treten Aptychen und Rhyncholithen des Oxfordium auf (HUCKRIEDE 1971). Diese nur wenige Zentimeter mächtige Mergellage vertritt hier im Bereich des Tauglbaches den schwarzen, Unteren Radiolarit bzw. die Strubberschichten faziell.

Die Radiolarienfaunen stammen aus Metabentoniten bzw. metabentonitführenden Lagen (GAWLICK et al. 1999) aus dem Zentralteil des Profiles an der Kesselstrasse (Wirtskesselgraben) östlich des Tauglbaches, der Typlokalität der Tauglbodenschichten, die ausführlich von SCHLAGER &

SCHLAGER (1969, 1973) und DIERSCH (1980) bearbeitet, beschrieben und genetisch gedeutet wurde. Im folgenden ist deshalb nur der zentrale Abschnitt des Gesamtprofiles mit den mächtigen Massenumlagerungen als Übersichtsprofil mit der Lage der einzelnen Probenpunkte dargestellt. In Abb. 4 (Profil 1, Profil 2) sind Detailprofile mit der genauen Lage der radiolarienführenden Metabentonite bzw. der metabentonitführenden Lagen dargestellt. Zusätzlich zu den untersuchten und in den Profilen dargestellten Proben wurden weitere Proben von der Basis des Profiles (TB 1/98, TB 2/98 und TB 1/96) im Davidgraben und aus dem Hangenden der Schichtfolge im Bereich des Wirtskesselgrabens (TB 3/98 bis TB 15/98) als Vergleich untersucht. Diese Tonzwischenlagen zeigen keine Bentonitanteile (GAWLICK et al. in Vorb.).

3.1. Lithologie der Tauglbodenschichten

Die Tauglbodenschichten bestehen aus lithologisch und lithofaziell sehr heterogen zusammengesetzten Sedimenttypen (Genauerer in VORTISCH ab 1950, SCHLAGER & SCHLAGER, 1969, 1973, DIERSCH 1980) (Abb. 5-7):

- 1) Kalk, Kieselkalk und Radiolarit
 - a) Geschichtete Sedimenttypen: dünnplattig, eben-

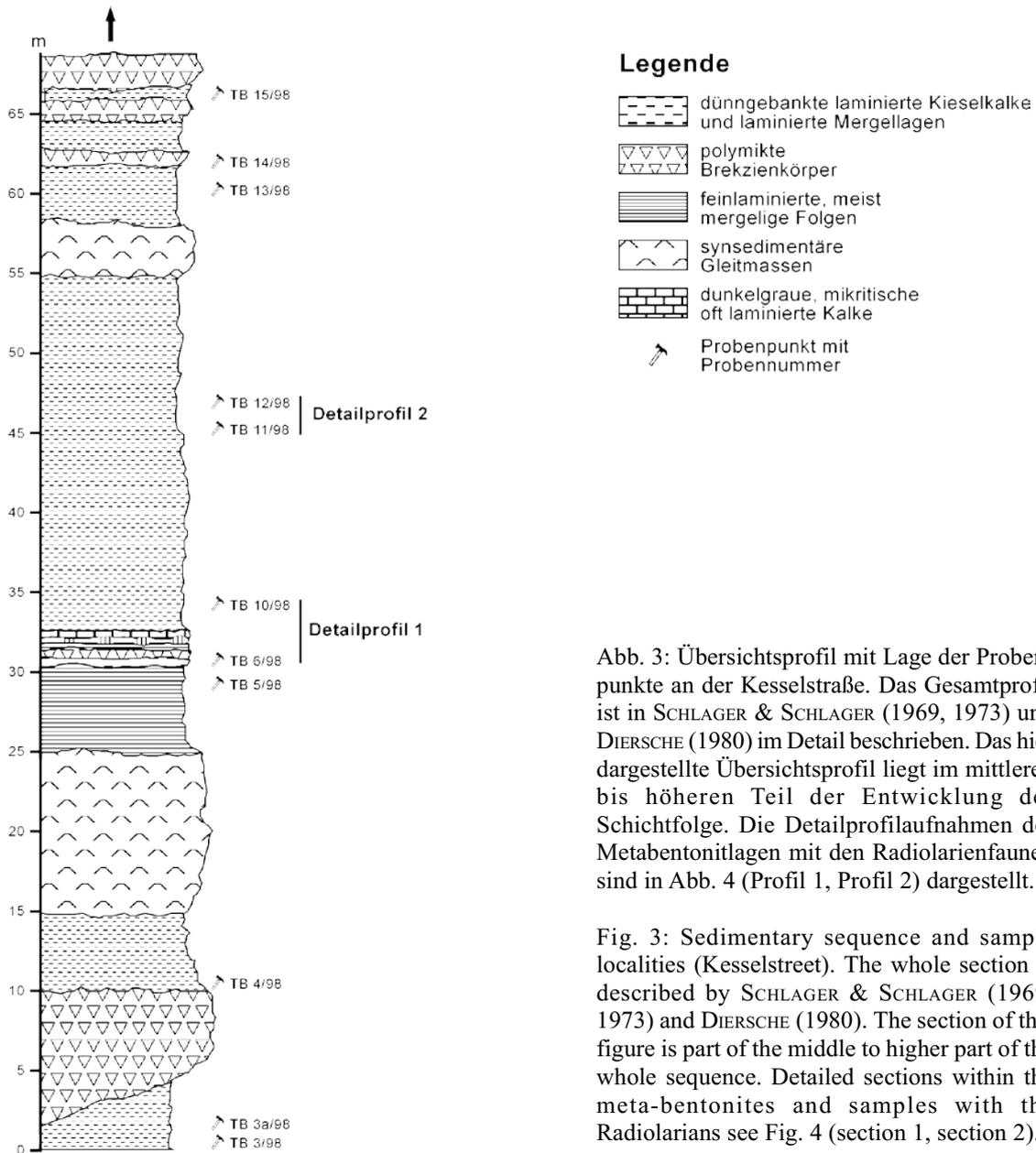


Abb. 3: Übersichtsprofil mit Lage der Probenpunkte an der Kesselstraße. Das Gesamtprofil ist in SCHLAGER & SCHLAGER (1969, 1973) und DIERSCHKE (1980) im Detail beschrieben. Das hier dargestellte Übersichtsprofil liegt im mittleren bis höheren Teil der Entwicklung der Schichtfolge. Die Detailprofilaufnahmen der Metabentonitlagen mit den Radiolarienfaunen sind in Abb. 4 (Profil 1, Profil 2) dargestellt.

Fig. 3: Sedimentary sequence and sample localities (Kesselstreet). The whole section is described by SCHLAGER & SCHLAGER (1969, 1973) and DIERSCHKE (1980). The section of this figure is part of the middle to higher part of the whole sequence. Detailed sections within the meta-bentonites and samples with the Radiolarians see Fig. 4 (section 1, section 2).

flächig, oft laminiert, die einzelnen Lamina meist ohne erosiven Basiskontakt. Zwischengeschaltet sind oft bis zu zwei Zentimeter mächtige turbiditische, gradierte meist kalkige Lagen. Schrägschichtung ist nur selten vorhanden. Synsedimentäre Rutschfalten sind häufig. Meist treten radiolarienführende graue bis grauschwarze, stellenweise auch grau-grüne Sedimenttypen auf, selten ist das Gefüge radiolariengestützt. Daneben treten fossilfreie Sedimenttypen auf.

b) Nicht geschichtete, textuell homogene Sedimente: fast immer radiolarienführende Sedimente. Schwammnadeln sind selten. Synsedimentäre Rutschfalten fehlen meist.

2) Mergel und Mergelkalke
Meist dünn geschichtete, selten textuell homogene Sedimenttypen: oft mit synsedimentären Rutschfalten,

seltener bioturbat, selten laminiert. Meist treten radiolarienführende Sedimenttypen auf, selten ist das Gefüge radiolariengestützt; Filamente sind selten. Synsedimentäre Rutschungen sind häufig.

3) Resedimente
Intraformationale Brekzienlagen, die Fragmente fast aller Lithofaziestypen der Sedimenttypen 1) und 2) als Komponenten führen. Polymiktes, parautochthones Komponentenspektrum. Die einzelnen Klaster sind meist abgerundet bis gerundet, selten eckig. Daneben treten vereinzelt Crinoidenschuttlagen und Komponenten von einer oberjurassischen Flachwasserkarbonatplattform im Süden auf. Synsedimentäre Gleitpakete sind häufig.

4) Grobarenitische, gradierte Folgen und Feinbrekzien
Mit Bankmächtigkeiten zwischen 30 cm und 70 cm.

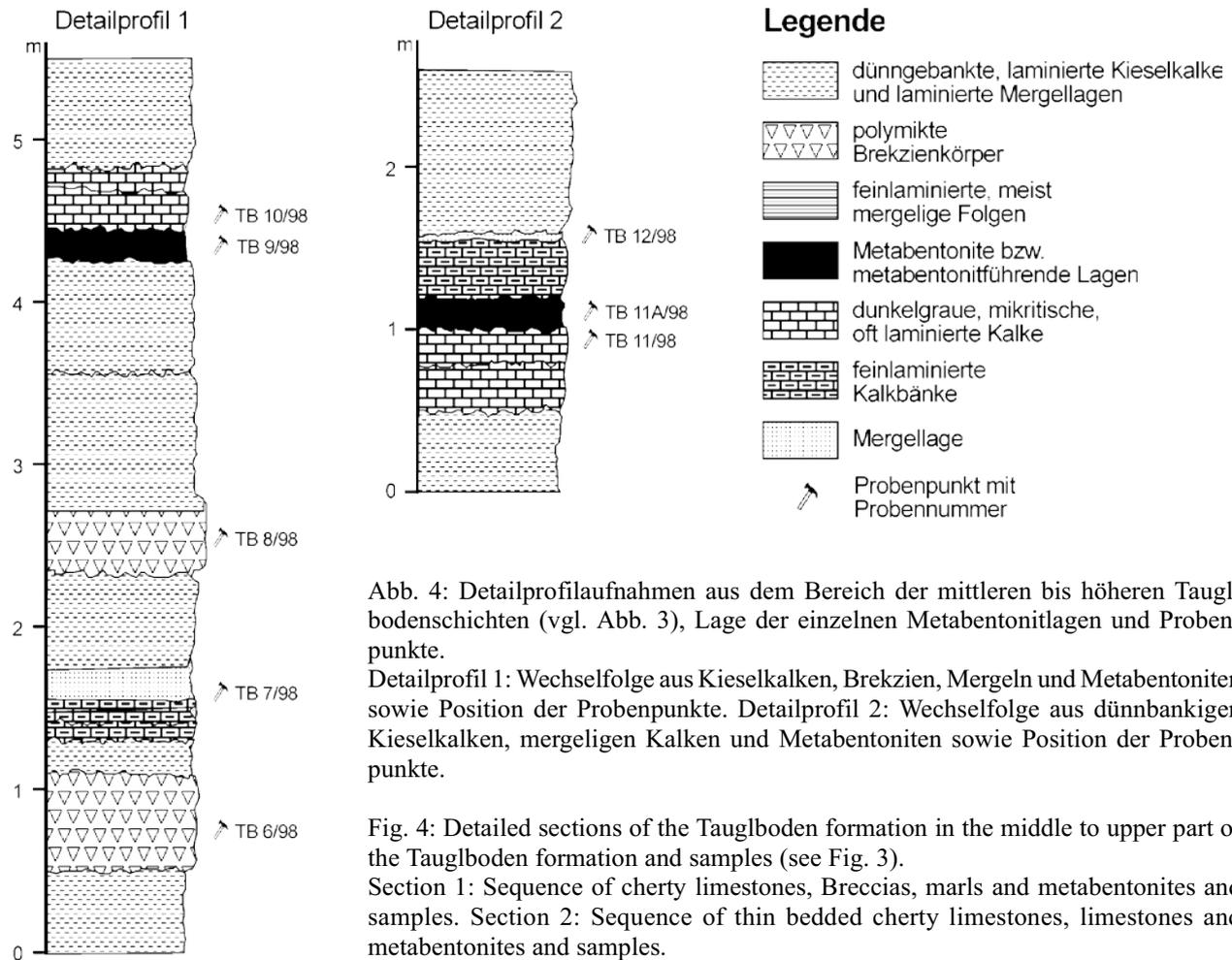


Abb. 4: Detailprofilaufnahmen aus dem Bereich der mittleren bis höheren Tauglbodenschichten (vgl. Abb. 3), Lage der einzelnen Metabentonitlagen und Probenpunkte.

Detailprofil 1: Wechselfolge aus Kieselkalcken, Brekzien, Mergeln und Metabentoniten sowie Position der Probenpunkte. Detailprofil 2: Wechselfolge aus dünnbankigen Kieselkalcken, mergeligen Kalcken und Metabentoniten sowie Position der Probenpunkte.

Fig. 4: Detailed sections of the Tauglboden formation in the middle to upper part of the Tauglboden formation and samples (see Fig. 3).

Section 1: Sequence of cherty limestones, Breccias, marls and metabentonites and samples. Section 2: Sequence of thin bedded cherty limestones, limestones and metabentonites and samples.

Die einzelnen Bänke sind meist durch den Sedimenttyp 2) voneinander getrennt. Oft gradiert. Innerhalb dieser Folgen sind oft bis zu einem Meter mächtige, komponentengestützte Brekzienkörper (Sedimenttyp 5) eingeschaltet.

- 5) Polymikte Brekzienkörper und Gleitschollen
Allochthones Komponentenmaterial aus dem Kalkvoralpinen Faziesraum (Trattberg Schwelle) dominiert. Norischer Dachsteinkalk, Kössener Schichten, rhätischer Dachsteinkalk, Lias-Fleckenmergel bzw. Allgäuschichten, Rotkalke der Adneter und Klaus Formation, schwarzer Radiolarit und roter Radiolarit treten in Form von Brekzienkomponenten bzw. großen Schollen auf.
- 6) Graue bis graugrüne Metabentonitlagen bzw. metabentonitführende Lagen. Die Mächtigkeit der Metabentonite erreicht 20 cm.

Die innerhalb der Tauglbodenschichten eingelagerten Turbidite, Brekzienkörper und großen Gleitmassen, meist Flutoturbidite, Olistostrome (sensu GÖRLER & REUTTER 1968) und synsedimentären Rutschpakete mit Gleitfalten und Schichtverdoppelungen zeigen eine deutliche Korngrößenabnahme von Süden in Richtung Norden, denn die Schüttungsrichtung sowie die Schlammgleitung ist im wesentlichen nach Norden gerichtet (SCHLAGER & SCHLAGER 1969,

1973, DIERSCHKE 1980, VECSEI et al. 1989, GAWLICK et al. 1999).

3.2. Diagenetische Überprägung der Tauglbodenschichten und Erhaltung der Radiolarien

Die diagenetische bzw. thermische Überprägung der Tauglbodenschichten im Bereich der inneren Osterhorngruppe wurde mit Hilfe der Conodont Colour Alteration Index (CAI) Methode abgeleitet (EPSTEIN et al. 1977, HARRIS et al. 1987).

Die Conodonten stammen dabei aus den unmittelbar die Tauglbodenschichten unterlagernden Kössener Schichten (GAWLICK et al. 1994). Das Probenmaterial wurde ausschließlich mit verdünnter Essigsäure oder Ameisensäure aufbereitet. Die Bestimmung der Conodont Colour Alteration Index-Werte erfolgte auf einer weißen Unterlage im Vergleich zu einem Standard aus den Nördlichen Kalkalpen, der von GAWLICK & KÖNIGSHOF (1993) entwickelt und von GAWLICK et al. (1994) und LEIN et al. (1997) überregional geprüft und verbessert wurde. In diesem Standard der Nördlichen Kalkalpen und auf der Basis der in den Nördlichen Kalkalpen auftretenden Triasconodonten wurden in Anlehnung an KÖNIGSHOF (1992) die Oberflächenstruktur, die Fluoritapatitkristallgröße und die Farbe sowie die unterschiedliche Dicke von Conodontenelementen (z. B. der

Abb. 5: Lithofazielle Variationsbreite der Tauglbodenschichten.

1. Radiolarienreiche, feingeschichtete Kieselchiefer aus dem Hangendabschnitt des Profiles an der Kesselstraße (vgl. Abb. 3). Die Radiolarien sind größtenteils kalzitisiert. Übersicht, Bildhöhe: 2,0 cm (Probe TB 13/98).
2. Vergrößerung (Bildhöhe: 3 mm) aus 1. Meist bilden die kalzitisierten Radiolarien ein korngestütztes Gefüge (Probe TB 13/98).
3. Wechsellagerung aus radiolarienreichen Lagen (hell), in denen die Radiolarien ein komponentengestütztes Gefüge bilden und mergeligen Lagen (dunkel), in denen nur vereinzelt Radiolarien auftreten. Hier liegen die Radiolarien sowohl in Kalzit als auch in kieseliger Erhaltung vor (Probe TB 13/98 – anderer Ausschnitt als 1, Bildhöhe: 1,3 cm). Das sedimentäre Gefüge weist auf eine Ablagerung in Hangposition hin, Rutschstrukturen sind deutlich zu erkennen.
4. Übersicht über einen feinlaminierten mergeligen Kieselkalk mit einer synsedimentären Gleitfalte und einem Aptychus in der Bildmitte (Bildbreite: 2,0 cm, Probe TB 10/98 - vgl. Abb. 4).
5. Vergrößerung aus 4 (Bildbreite: 3 mm). Deutlich zu erkennen ist der Aptychus in der Bildmitte, der in einem mergeligen, radiolarienführenden Mikrit schwimmt (Probe TB 10/98).
6. Kieselige Schiefer aus dem mittleren Abschnitt des Profiles an der Kesselstraße (vgl. Abb. 3; Bildbreite: 2,0 cm). Laminierte Sedimente aus einer Wechsellagerung von radiolarienreicheren und radiolarienärmeren Lagen. Im unteren Bildausschnitt ist deutlich ein erosiver Basiskontakt ausgebildet (Probe TB 5/98).
7. Vergrößerung aus 6 (Bildbreite: 0,5 cm). Die gut erhaltenen Radiolarien bilden z. T. ein korngestütztes Gefüge und z. T. ein matrixgestütztes Gefüge.

Fig. 5: Lithofacies of the Tauglboden Formation.

1. Radiolarianrich, laminated cherty sediments from the uppermost part of the section Kesselstreet (see Fig. 3). The radiolarians occur as Calcite (size in high 2,0 cm, sample TB 13/98).
2. Sample TB 13/98, enlarged (size in high 3 mm). The calcitic radiolarians are grain supported.
3. Grain supported, radiolarianrich cherty sediments and marls with some radiolarians (size in high 1,3 cm, sample TB 13/98). The radiolarians occur as Calcite as well as Quartz. Synsedimentary slumpings indicate deposition of the sediments in a slope position.
4. Laminated cherty marls with synsedimentary slumping and an aptychus (size in width 2,0 cm, sample TB 10/98 – see Fig. 4).
5. Sample TB 10/98, enlarged (size in width 3 mm). The aptychus occur in a matrix supported sediment with radiolarians.
6. Cherty sediments from the middle part of the section Kesselstreet (see Fig. 3, size in width 2,0 cm, sample TB 5/98). Laminated sediments with radiolarian rich and radiolarian bearing layers. In the lower part of the Fig. occurs an erosive contact.
7. Sample TB 5/98, enlarged (size in width 3 mm). The good preserved radiolarians occur grain supported and matrix supported.

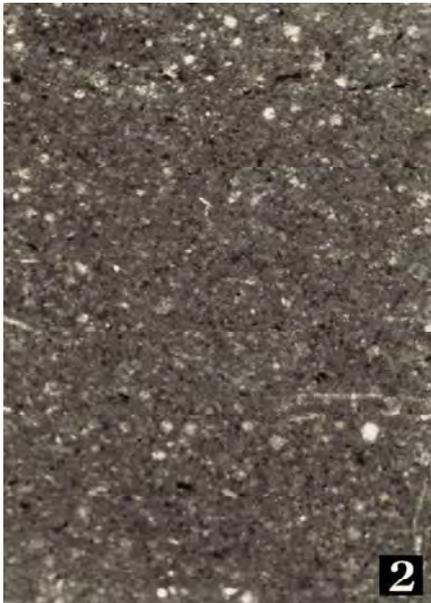


Abb. 6: Lithofazielle Variationsbreite der Tauglbodenschichten.

1. Wechsellagerung aus radiolarienreichen Kieselschiefern (obere Bildhälfte) und Detrituskalken (untere Bildhälfte) (Bildhöhe: 2,0 cm) aus dem mittleren Abschnitt des Profils an der Kesselstraße (vgl. Abb. 4 – Probe TB 8/98). Am Kontakt tritt eine komplett silifizierter Lage (hell) auf. In den Detrituskalken dominieren Crinoiden, Kalkalgen und lagunäre Flachwasserkomponenten sowie vereinzelt auftretende Tiefwasserkomponenten.
2. Detritusreiche Kieselkalke an der Basis des Profils an der Kesselstraße (Probe TB 3a/98; Bildhöhe: 2,0 cm; vgl. Abb. 3). Die einzelnen Kalkkomponenten schwimmen in radiolarienreichen Kieselschiefern. Neben den Radiolarien treten vereinzelt Schwammnadeln auf. Das Komponentenmaterial stammt aus dem Bereich eines benachbarten oberjurassischen Flachwasserkarbonatereals.
3. Radiolarienreiche, feinlaminierte Kieselschiefer und Radiolarite aus dem Liegendabschnitt des Profils an der Kesselstraße (Probe TB 3/98; Bildhöhe: 2,0 cm; vgl. Abb. 3).
4. Komponentenbestand einer 30 cm mächtigen Brekzienbank im mittleren Bereich des Profils an der Kesselstraße (vgl. Abb. 4). An größeren Komponenten (bis 3 cm) treten vorwiegend obertriassische Flachwasserkarbonate (Dachsteinkalk) auf, die in einer feinkörnigen Matrix aus Karbonatklasten schwimmen (Bildbreite: 0,65 cm; Probe TB 8/98).
5. Anderer Ausschnitt als 4. (Probe TB 8/98; Bildbreite: 0,65 cm). Im Komponentenbestand treten zusätzlich oberjurassische, umkrustete Flachwasserkalkkomponenten (Bildmitte) auf.
6. Vergrößerung aus 2. (Probe TB 3a/98; Bildbreite: 3 mm). Neben den in guter Erhaltung auftretenden Radiolarien, die hier ein komponentengestütztes Gefüge zeigen, treten vereinzelt Schwammnadeln auf.
7. Vergrößerung aus 3. (TB 3/98; Bildbreite: 3 mm). Die Radiolarien, die hier ein komponentengestütztes Gefüge bilden, sind nur mäßig gut erhalten. Im Gegensatz zu unmittelbar im Hangenden auftretenden Probe TB 3a/98 fehlen hier Schwammnadeln vollständig.

Fig. 6: Lithofacies of the Tauglboden Formation.

1. Radiolarian-rich cherty sediments (upper part) and allodapic limestones (lower part) from the middle part of the section Kesselstreet (see Fig. 4, size in high 2,0 cm, sample TB 8/98). The contact is completely silicified. In the allodapic limestones dominate crinoids, algae and Late Jurassic shallow water carbonate clasts. Deep water clasts are rare.
2. Cherty limestones with detrital clasts from the lower part of the section Kesselstreet (see Fig. 3, size in high 2,0 cm, sample TB 3a/98). The carbonate clasts occur in a matrix of radiolarian-rich cherty sediments. Spiculae occur rarely. The carbonate clasts derived from an adjacent shallow water carbonate platform.
3. Radiolarian-rich, laminated cherty sediments and radiolarites from the lower part of the section Kesselstreet (see Fig. 3, size in high 2,0 cm, sample TB 3/98).
4. Components of a 30 cm thick mass flow deposit in the middle part of the section Kesselstreet (see Fig. 4, size in width 0,65 cm, sample TB 8/98). Upper Triassic shallow water carbonates (Dachstein limestone) occur as clasts up to 3 cm in size, matrix supported.
5. Sample TB 8/98, size in width 0,65 cm. Upper Jurassic shallow water carbonate clast, encrusted (middle part of the figure).
6. Sample TB 3a/98, size in width 3 mm, enlarged. The radiolarians are well preserved and grain supported. Spiculae occur rarely.
7. Sample TB 3/98, size in width 3 mm, enlarged. The radiolarians are grain supported and only partly well preserved. In this sample occur no spiculae in contrast to the sample TB 3a/98.

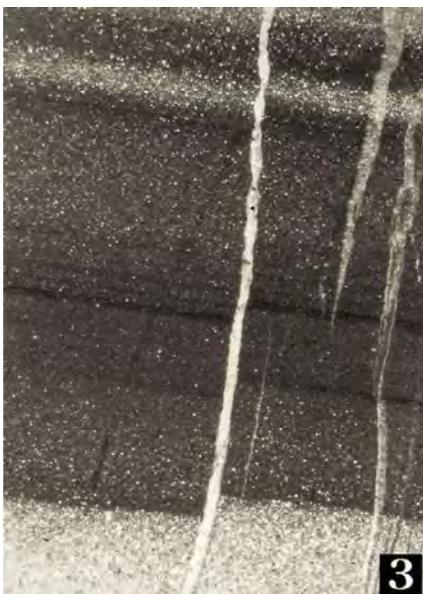
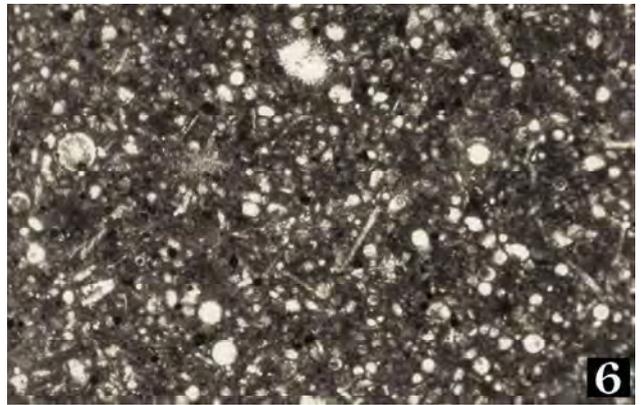
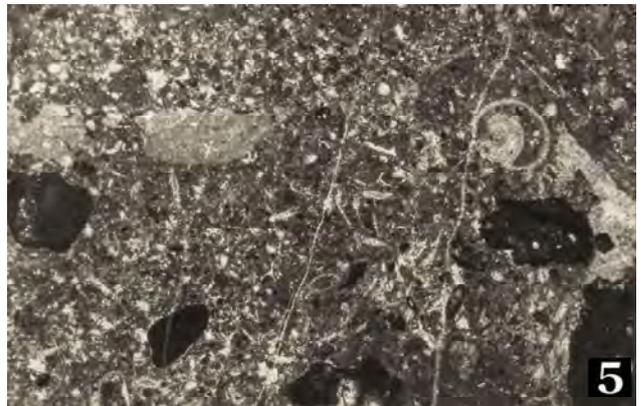
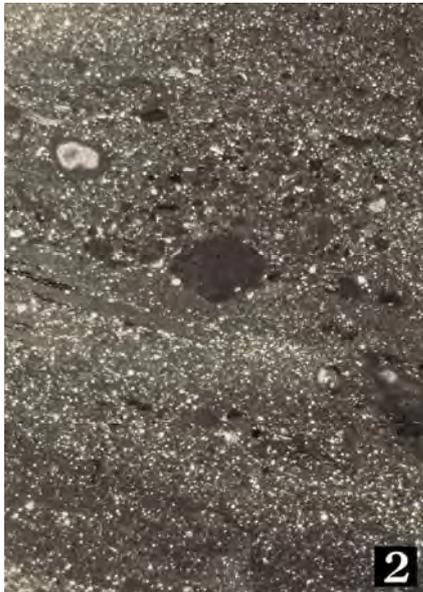
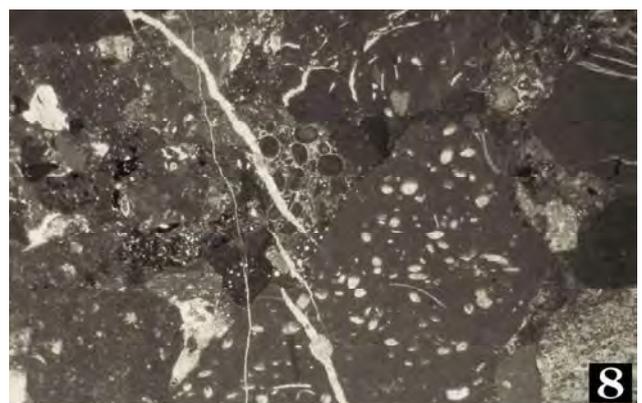
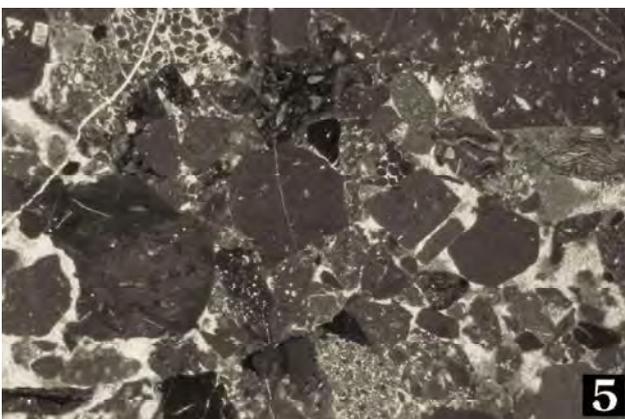


Abb. 7: Komponenten aus den Brekzienkörpern (Fluxoturbidite, Olisthostrome), die innerhalb der Tauglbodenschichten auftreten.

1. Komponentenbestand eines 30 cm mächtigen Brekzienkörpers im mittleren Bereich des Profils an der Kesselstraße (Bildbreite: 2,0 cm; Probe TB 8/98; vgl. Abb. 4). An Komponenten treten verschiedene obertriassische Flachwasserkarbonate (Dachsteinkalk und proximale Kössener Schichten) und unter- bis mitteljurassische pelagische Kalke auf (vorwiegend Allgäuschichten und Scheibelbergkalke), Radiolaritkomponenten sind selten.
2. Vergrößerung aus 1. (Probe TB 8/98; Bildbreite: 0,85 cm). Neben der 0,5 cm großen Dachsteinkalkkomponente in der Bildmitte sind hier verschiedene unter- bis mitteljurassische pelagische Wackstones zu erkennen.
3. Komponentenbestand eines 60 cm mächtigen Brekzienkörpers im mittleren Bereich des Profils an der Kesselstraße (Bildbreite: 2,0 cm; Probe TB 6/98, vgl. Abb. 4). An Komponenten treten vorwiegend verschiedene unter- bis mitteljurassische Wackstones bis Packstones auf (Allgäuschichten i. w. S.). Bei den Mikritklasten könnte es sich um Mudstones der Kössener Schichten handeln. Radiolarienreiche Komponenten treten als Plastiklasten auf. Deutlich zu erkennen ist, daß einzelne Komponenten eine transportierte Tektonik aufweisen.
4. Vergrößerung aus 3. (Probe TB 6/98; Bildbreite: 0,85 cm). Deutlich zu erkennen sind die obertriassischen Dachsteinkalke (Rhät) mit *Triasina* sp., die Plastiklasten und die Komponenten mit der transportierten Tektonik.
5. Anderer Ausschnitt als 3. (Bildbreite: 2,0 cm; Probe TB 6-2/98). In diesem Ausschnitt sind neben verschiedenen Dachsteinkalkkomponenten, Kössener Schichten, unter- bis mitteljurassischen Graukalkkomponenten auch kleine Dolomitkomponenten (vermutlich Hauptdolomit) und Filamentkalkkomponenten zu sehen.
6. Vergrößerung aus 5. (Probe TB 6-2/98; Bildbreite: 0,85 cm). Filamentkalkkomponente (vermutlich Bositrakalk aus dem höheren Dogger).
7. Komponentenbestand eines 30 cm mächtigen Brekzienkörpers im mittleren Bereich des Profils an der Kesselstraße (Bildbreite: 2,0 cm; Probe TB 8-2/98; vgl. Abb. 4). Zusätzlich zu dem oben beschriebenen Komponentenbestand treten hier zahlreiche Komponenten auf, die aus feinflaminierten Kieselschiefern und radiolarienreichen Wackstones des Radiolaritniveaus bestehen.
8. Anderer Ausschnitt als 5. (Probe TB 6/98; Bildbreite: 2,0 cm). Zusätzlich zu dem oben beschriebenen Komponentenbestand treten hier ostracodenreiche Wackstones (?Lias) und ?oberjurassische Flachwasserkarbonate (linke Bildhälfte) auf.

Fig. 7: Components from the fluxoturbidites and olistostromes of the Tauglboden Formation.

1. Components of a 30 cm thick mass flow deposit in the middle part of the section Kesselstreet (size in width 2,0 cm, sample TB 8/98, see Fig. 4). As components occur Late Triassic shallow water limestones (Dachstein limestone and shallow water Kössen beds), Early and Middle Jurassic pelagic limestones (mostly Allgäubeds and Scheibelberg limestone). Rarely occur components of Radiolarite.
2. Sample TB 8/98, size in width 0,85 cm, enlarged. The components are Dachstein limestone and Early to Middle Jurassic pelagic limestones.
3. Components of a 60 cm thick mass flow deposit in the middle part of the section Kesselstreet (sample TB 6/98, size in width 2,0 cm, see Fig. 4). As components occur Early to Middle Jurassic wackstones and packstones (Allgäu beds). The mudstones may be Kössen beds. Radiolarienrich clasts are not lithified and occur as pseudomatrix. Some components show a transported tectonic.
4. Sample TB 6/98, size in width 0,85 cm. Shallow water Dachstein limestone (Rhaetian) with *Triasina* sp., not lithified components and components with a transported tectonic.
5. Sample TB 6-2/98, size in width 2,0 cm. Dachstein limestones, Kössen beds and Early to Middle Jurassic pelagic limestones, rarely Dolomit clasts (?Hauptdolomite) rich in filaments and Wackstones.
6. Sample TB 6-2/98, size in width 0,85 cm, enlarged. Clast rich in filaments (?Bositra limestone, late Middle Jurassic).
7. Components of a 30 cm thick mass flow deposit in the middle part of the section Kesselstreet (size in width 2,0 cm, sample TB 8-2/98, see Fig. 4). In addition the described clasts in 5. and 6. a lot of laminated cherty sediments of the "Ruhpolding Radiolarite" occur.
8. Sample TB 6/98, size in width 2,0 cm. In addition to the described clasts in 5. occur ostracoden-rich Wackstones (?Early Jurassic) and ?Upper Jurassic shallow water carbonates (left side).



Gattungen *Gondolella*, *Gladigondolella*, *Epigondolella*) berücksichtigt.

Der Standard wurde mit verschiedenen paläozoischen Standards aus den Appalachen und dem Rheinischen Schiefergebirge (Standards von A.G. HARRIS - U.S. Geological Survey, Reston, Standards von P. KÖNIGSHOF - Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt/Main) verglichen und an diesen Standards geeicht (siehe dazu GAWLICK & KÖNIGSHOF 1993; weiteres zur Methode u. a. bei NÖTH 1991 - cum lit., KÖNIGSHOF 1992 - cum lit. und BURNETT et al. 1994).

Die Tauglbodenschichten unterlagen auf Grund der CAI-Werte von CAI 1.0, die im Bereich der inneren Osterhorngruppe aus Kössener Schichten gewonnen wurden (GAWLICK et al. 1994), im Untersuchungsgebiet sehr niedrigen Diagenesebedingungen (~50 bis 80 °C). Die Erhaltung der Radiolarien ist auf Grund dieser Diagenesebedingungen in den Metabentoniten der Tauglbodenschichtenabfolge recht gut (vgl. Abb. 5 und Abb. 8-9).

Innerhalb der Kieselkalke und kieseligen Mergel liegen die Radiolarien dagegen meist kalzitisiert oder als Steinkern vor.

4. Stratigraphische Einstufung der Radiolarien

In den Tauglbodenschichten liegen innerhalb der meist kalkigen Radiolarite, Kieselkalke und der Mergel die Radiolarien meist in Kalziterhaltung vor. Deshalb konnten bisher biostratigraphisch aussagekräftige Radiolarienfaunen nicht gewonnen bzw. nicht herausgelöst werden. Aus den hier erstmals nachgewiesenen Einlagerungen von Metabentoniten bzw. metabentonitführenden Lagen innerhalb der Tauglbodenschichten konnten nun durch Schlämmen, Lösen des Rückstandes in HNO₃ und HCl und Kochen in H₂O₂ relativ gut erhaltene Radiolarienfaunen gewonnen und in weiterer Folge biostratigraphisch eingestuft werden.

Hier dargestellt sind die wichtigsten Radiolarien aus den Metabentoniten bzw. metabentonitführenden Lagen innerhalb der Tauglbodenschichten (Abb. 3); zur genauen Lage der Proben der beschriebenen Faunen vgl. Abb. 4.

Die vorliegenden Radiolarienfaunen aus den Tauglbodenschichten ergaben Unter-Tithonium als Alter (GAWLICK et al. 1999), während bisher Kimmeridgium als Maximal-Alter (SCHLAGER 1956) angegeben wurde. In den bis zu 20 cm

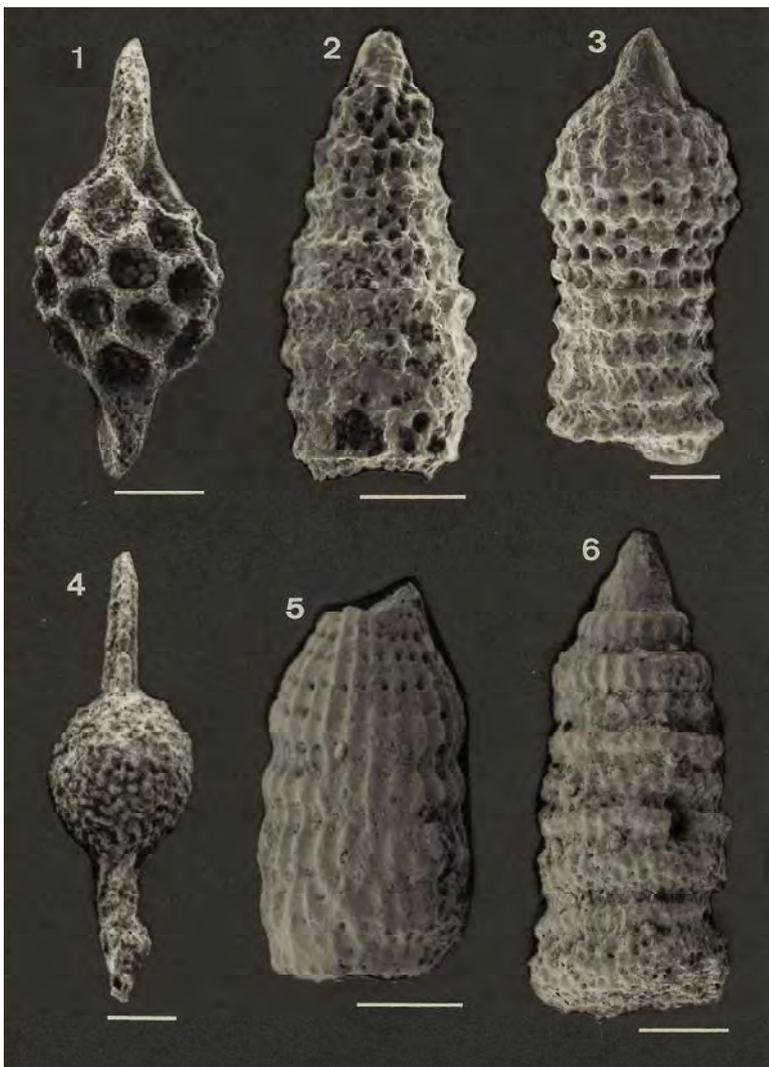


Abb. 8: Radiolarien aus den Metabentoniten aus dem Profil an der Kesselstraße (vgl. Abb. 3 und Abb. 4). Maßstab = 50 µm.

1. *Sphaerostylus lanceola* (PARONA 1890); untere metabentonitführende Lage.
2. *Parvicingula dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984; oberer Metabentonit.
3. *Ristola altissima* (RÜST 1885); oberer Metabentonit.
4. *Archaeospongoprimum patricki* JUD 1994; untere metabentonitführende Lage.
5. *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981); untere metabentonitführende Lage. Kopf-Thorax abgebrochen.
6. *Cinguloturris cylindra* KEMKIN & RUDENKO 1993; oberer Metabentonit.

Fig. 8: Radiolarians from Metabentonites from the section Kesselstreet (see Fig. 3 and Fig. 4). Scale = 50 µm.

1. *Sphaerostylus lanceola* (PARONA 1890); lower clay with metabentonite.
2. *Parvicingula dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984; upper metabentonite.
3. *Ristola altissima* (RÜST 1885); upper metabentonite.
4. *Archaeospongoprimum patricki* JUD 1994; lower clay with metabentonite.
5. *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981); lower clay with metabentonite.
6. *Cinguloturris cylindra* KEMKIN & RUDENKO 1993; upper metabentonite.

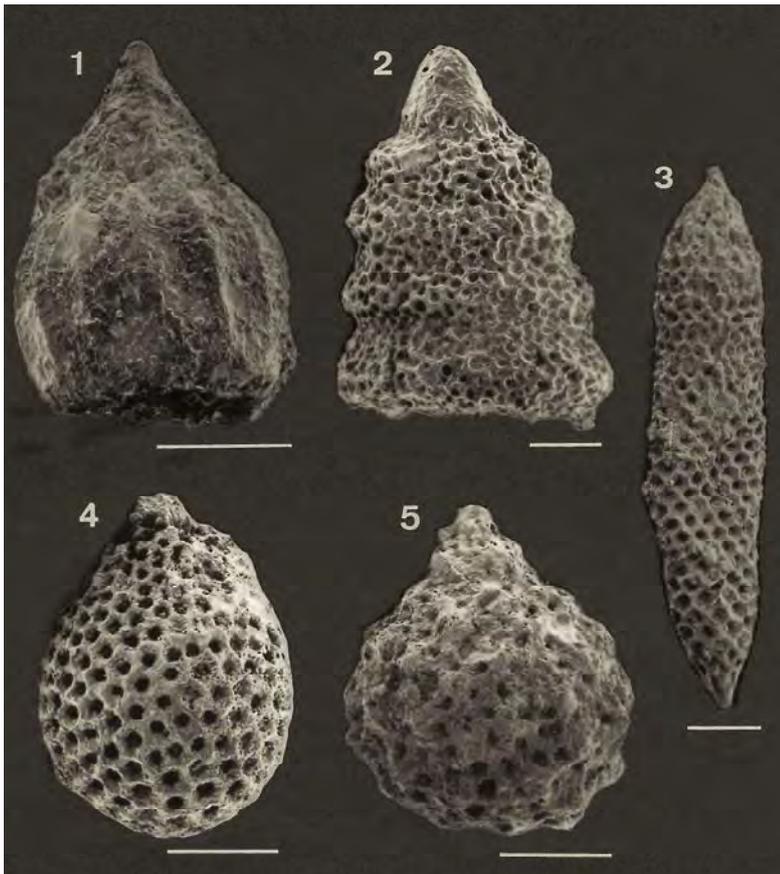


Abb. 9: Radiolarien aus den Metabentoniten aus dem Profil an der Kesselstraße (vgl. Abb. 3 und Abb. 4). Maßstab = 50 µm.

1. *Eucyrtidiellum pyramis* (AITA 1986); untere metabentonitführende Lage.
2. *Spongocapsula perampla* (RÜST 1885); oberer Metabentonit.
3. *Pseudoeucyrtis reticularis* MATSUOKA & YAO 1985; oberer Metabentonit.
4. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970; untere metabentonitführende Lage.
5. *Tricolocapsa funatoensis* (AITA 1987); untere metabentonitführende Lage.

Fig. 9: Radiolarians from Metabentonites from the section Kesselstreet (vgl. Fig. 3 and Fig. 4). Scale = 50 µm.

1. *Eucyrtidiellum pyramis* (AITA 1986); lower clay with metabentonite.
2. *Spongocapsula perampla* (RÜST 1885); upper metabentonite.
3. *Pseudoeucyrtis reticularis* MATSUOKA & YAO 1985; upper metabentonite.
4. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970; lower clay with metabentonite.
5. *Tricolocapsa funatoensis* (AITA 1987); lower clay with metabentonite.

mächtigen Metabentoniten bzw. den metabentonitführenden Lagen treten folgende Radiolarienarten auf (vgl. Abb. 8 und Abb. 9):

Im oberen Metabentonit:

Archaeospongoprimum imlayi PESSAGNO 1977,
Eucyrtidiellum pyramis (AITA 1986),
Pseudoeucyrtis reticularis MATSUOKA & YAO 1985,
Cinguloturris cylindra KEMKIN & RUDENKO 1993,
Parvicingula mashitaensis MIZUTANI 1981,
Mirifusus mediodilatatus (RÜST 1885),
Ristola altissima (RÜST 1885),
Spongocapsula perampla (RÜST 1885),
Zhamoidellum ovum DUMITRICA 1970,
Parvicingula dhimenaensis BAUMGARTNER 1984,
Podobursa triancantha (FISCHLI 1916),
Podocapsa amphitrepta FOREMAN 1973,
Tricolocapsa funatoensis (AITA 1987).

In der unteren, metabentonitführenden Lage:

Sphaerostylus lanceola (PARONA 1890),
Eucyrtidiellum pyramis (AITA 1986),
Archaeospongoprimum patricki JUD 1994,
Archaeodictyomitra apiarium (RÜST 1885),
Archaeodictyomitra minoensis (MIZUTANI 1981),
Tricolocapsa funatoensis (AITA 1987),
Zhamoidellum ovum DUMITRICA 1970,
Parvicingula boesii (PARONA 1890).

Die meisten Radiolarienarten treten dabei im Ober-Jura bzw. in der Unter-Kreide auf. In BAUMGARTNER et al. (1995) sind

die stratigraphischen Reichweiten dieser Arten und die Unitäre Assoziationszonengliederung (U.A.-Zone) dargestellt (vgl. BAUMGARTNER 1984). Die stratigraphische Einstufung der Radiolarienfaunen aus dem mittleren bis höheren Teil der Tauglbodenschichten mit den mächtigen Massenumlagerungen wird anhand der Radiolarienfaunen und vor allem auf der Basis der Zonierung von BAUMGARTNER et al. (1995) vorgenommen. Die stratigraphischen Reichweiten der einzelnen Radiolarienarten sensu BAUMGARTNER et al. (1995) werden hier unter Einbeziehung neuerer Daten diskutiert (z. B. ZÜGEL 1997).

Die in weiterer Folge verwendeten U.A.-Zonen werden von BAUMGARTNER et al. (1995) wie folgt korreliert:

U.A.-Zone 11: Ober-Kimmeridgium bis Unter-Tithonium;
 U.A.-Zone 12: Unter-Tithonium bis unteres Ober-Tithonium;

U.A.-Zone 13: oberstes Tithonium bis unterstes Berriasium.

In der unteren, metabentonitführenden Lage ist das letzte Auftreten von *Tricolocapsa funatoensis* (U.A.-Zone 3 bis 11 – in BAUMGARTNER et al. (1995) als *Sethocapsa funatoensis* AITA 1987 bezeichnet), *Zhamoidellum ovum* (U.A.-Zone 9 bis 11) und *Archaeodictyomitra minoensis* (U.A.-Zone 9 bis 12) sowie das Erstauftreten von *Eucyrtidiellum pyramis* (U.A.-Zone 12 bis 13), *Sphaerostylus lanceola* (U.A.-Zone 11 bis 22 - in BAUMGARTNER et al. (1995) als *Pantanellium squinaboli* (TAN 1927) bezeichnet) und *Archaeospongoprimum patricki* (U.A.-Zone 13 bis 22) von besonderer Bedeutung. Mit der Ausnahme von *Archaeospongoprimum patricki* kann die untere

metabentonitführende Lage auf Grund der auftretenden Radiolarienarten in die U.A.-Zone 11 oder 12 eingestuft werden. Das Erstauftreten von *Archaeospongoprunum patricki* liegt auf Grund dieser Einstufung vielleicht stratigraphisch etwas tiefer.

Im oberen Metabentonit treten *Eucyrtidiellum pyramis* (U.A.-Zone 12 bis 13) und *Cinguloturris cylindra* (U.A.-Zone 12 bis 17) von der U.A.-Zone 12 an auf. *Pseudoeucyrtis reticularis* (U.A.-Zone 8 bis 11), *Parvicingula dhimenaensis* (U.A.-Zone 3 bis 11), *Spongocapsula perampla* (U.A.-Zone 6 bis 11), *Tricolocapsa funatoensis* (U.A.-Zone 3 bis 11) und *Zhamoidellum ovum* (U.A.-Zone 9 bis 11) enden allerdings schon in der U.A.-Zone 11.

Das Auftreten dieser Arten in dem oberen Metabentonit fällt somit in die höhere U.A.-Zone 11 oder in die tiefere U.A.-Zone 12. Auch folgende Arten können in der U.A.-Zone 11 oder 12 auftreten: *Parvicingula mashitaensis* (U.A.-Zone 8 bis 15), *Mirifusus mediodilatatus* (U.A.-Zone 7 bis 20 - in BAUMGARTNER et al. (1995) als *Mirifusus dianae* (KARRER 1867) bezeichnet) und *Ristola altissima* (U.A.-Zone 5 bis 12). *Archaeospongoprunum imlayi* ist aber nicht in BAUMGARTNER et al. (1995) beschrieben. Diese Art wurde von PESSAGNO (1977) aus der nordamerikanischen *Buchia piochii*-Zone des Tithonium beschrieben.

Für die stratigraphische Einstufung der Tauglbodenschichten ist dabei wichtig, daß die bis in die U.A.-Zone reichenden Arten und die von der U.A.-Zone an auftretenden Arten gemeinsam vorkommen. *Parvicingula dhimenaensis*, *Pseudoeucyrtis reticularis*, *Spongocapsula perampla*, *Tricolocapsa funatoensis* und *Zhamoidellum ovum* enden in der U.A.-Zone 11. *Pseudoeucyrtis reticularis* wurde von MATSUOKA & YAO (1985) als eine der kennzeichnenden Arten der *Pseudodictyomitra primitiva*-Faunenzone beschrieben. Die *Pseudodictyomitra primitiva*-Faunenzone umfaßt nach YAO (1986) noch einen Teil des Unter-Tithonium. *Cinguloturris cylindra* und *Eucyrtidiellum pyramis* treten von der U.A.-Zone 12 an auf. Nach BAUMGARTNER et al. (1995) enthalten sowohl die U.A.-Zone 11 als auch die U.A.-Zone 12 das Unter-Tithonium. Die U.A.-Zone 11 wird dabei mit dem Ober-Kimmeridgium bis Unter-Tithonium korreliert, die U.A.-Zone 12 mit dem Unter- bis Ober-Tithonium. Die aus den Metabentoniten bzw. aus den metabentonitführenden Lagen herausgeschlammten Radiolarienfaunen können somit in das Unter-Tithonium eingestuft werden, das der höheren U.A.-Zone 11 bzw. der tieferen U.A.-Zone 12 nach BAUMGARTNER et al. (1995) entspricht.

Von ZÜGEL (1997) wurde aus der mit Ammoniten datierten Solnhofener Mörnshiem-Formation (Malm ζ 3, Unter-Tithonium) eine Radiolarienfauna beschrieben, die mit der U.A.-Zone 12 von BAUMGARTNER et al. (1995) korreliert. Dabei treten sechs der von ZÜGEL (1997) beschriebenen Arten auch in den metabentonitführenden Lagen bzw. Metabentoniten der Tauglbodenschichten auf: *Eucyrtidiellum pyramis*, *Cinguloturris cylindra*, *Parvicingula dhimenaensis*, *Archaeodictyomitra minoensis*, *Podobursa triacantha* und *Podocapsa amphitreptera*. Diese Alters-einstufung der Solnhofener Radiolarien als Unter-Tithonium korreliert gut mit unserer stratigraphischen Einstufung

für den mittleren bis höheren Teil der Tauglbodenschichten als Unter-Tithonium.

Auf der Basis dieser biostratigraphischen Einstufung der einzelnen, aus den Metabentoniten bzw. aus den metabentonitführenden Lagen isolierten, Radiolarienfaunen und unter Einbeziehung der Daten von HUCKRIEDE (1971) und STEIGER (1992) kann der Liegendabschnitt der Tauglbodenschichten wahrscheinlich auf höchstes Oxfordium bzw. Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich, der Mittelabschnitt des Profiles im Bereich der polymikten Brekzienkörper auf höheres Kimmeridgium bis tiefstes Tithonium und das Hangende der Tauglbodenschichten auf tiefes Tithonium (vgl. STEIGER 1992 – Einsetzen der Oberalmer Schichten im Unter-Tithonium) eingeengt werden (Abb. 10). Allerdings ist zu bemerken, daß an der Basis der Tauglbodenschichten noch ein geringmächtiges Paket eines roten Radiolarites auftritt (vgl. HUCKRIEDE 1971, DIERSCHKE 1980), das stratigraphisch bisher nicht erfaßt worden ist und eventuell bis in das tiefste Kimmeridgium reicht.

Wichtig ist bei dieser Einstufung der Tauglbodenschichten mit Hilfe der Radiolarienfaunen ist vor allem die biostratigraphische Einstufung der mächtigen Massenumlagerungen von der zu dieser Zeit aufsteigenden Trattberg Schwelle im Süden. Es kann auf der Basis dieser Einstufungen nun davon ausgegangen werden, daß sich die Trattberg Schwelle im Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich oder frühen Kimmeridgium zu heben begann und die Zeit der größten Reliefbildung in Verbindung mit der Umlagerung von Gleitschollen und Komponenten im höheren Kimmeridgium bis tiefsten Tithonium lag. Im Verlauf des Tithonium endet die Schüttung von karbonatklastischem Material von der Trattberg Schwelle. Die Barmsteinkalklagen (Mittel- bis Ober-Tithon – vgl. STEIGER 1992) innerhalb der Oberalmer Schichten führen vom Liegenden zum Hangenden immer weniger karbonatklastisches Material von der Trattberg Schwelle (STEIGER 1981 - cum lit.).

5. Ergebnisse

Die Tauglbodenschichtenfolge wird von GAWLICK (1996) und GAWLICK et al. (1999) als jüngere, sedimentgenetisch mit den Strubbergsschichten vergleichbare Beckenfüllung des sich südlich des Tauglboden Beckens anschließenden Göll-Lammer Beckens verstanden.

BRAUN (1997, 1998) dagegen faßt auf der Basis seiner Untersuchungen im Berchtesgadener Raum Strubbergsschichten und Tauglbodenschichten aufgrund ihrer litho- und mikrofaziellen Ähnlichkeit zusammen und stellt die Existenz zweier zeitlich und räumlich voneinander getrennten Becken

- das Göll-Lammer Becken im Süden mit der Strubbergsschichtenfüllung und
- das Tauglboden Becken im Norden mit der Tauglbodenschichtenfüllung

in Frage, ohne allerdings selbst einen stratigraphischen

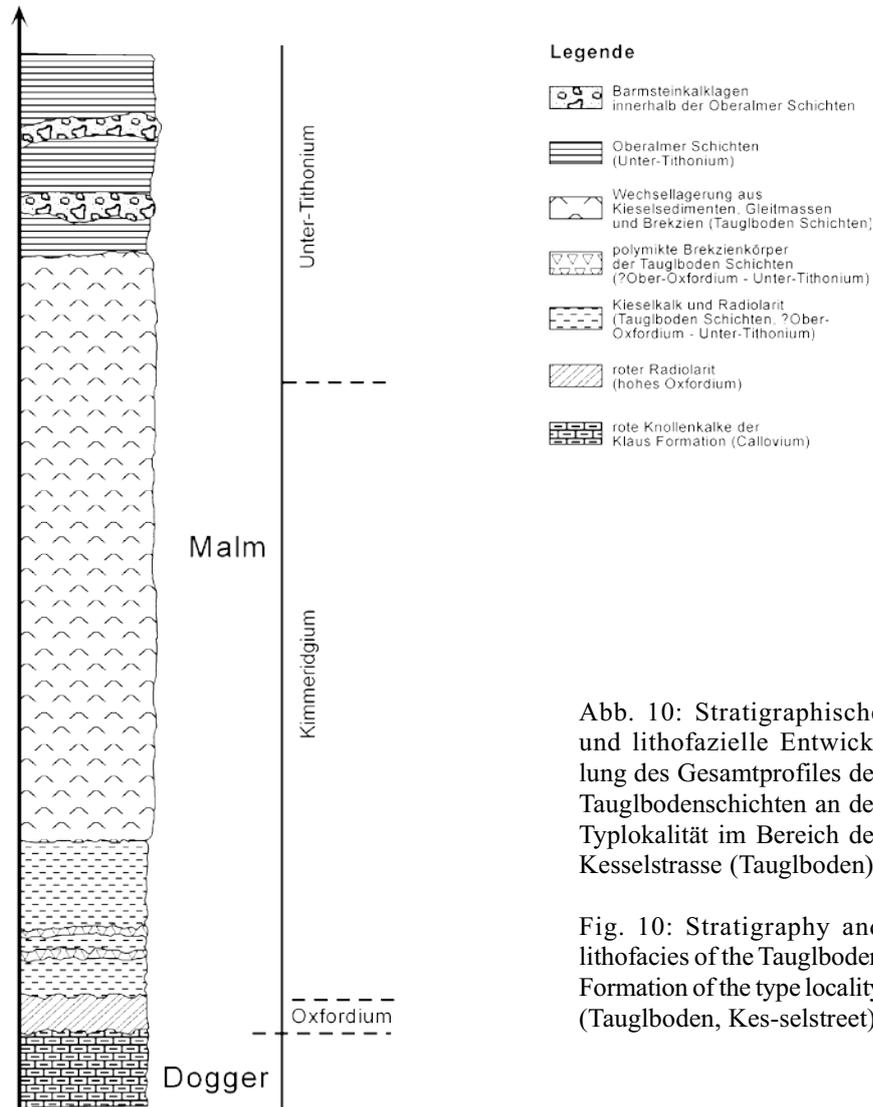


Abb. 10: Stratigraphische und lithofazielle Entwicklung des Gesamtprofils der Tauglbodenschichten an der Typlokalität im Bereich der Kesselstrasse (Tauglboden).

Fig. 10: Stratigraphy and lithofacies of the Tauglboden Formation of the type locality (Tauglboden, Kesselstrasse).

Nachweis der dort auftretenden Schichtfolgen zu erbringen. Auch fehlen bei BRAUN (1997, 1998) detaillierte Komponentenbestandsuntersuchungen der in die jeweiligen Schichtfolgen eingelagerten Brekzienkörper, die eine Zuordnung zu der einen oder der anderen Schichtfolge ermöglichen.

Aufgrund der hier vorgestellten neuen Radiolarienfunde (vgl. GAWLICK et al. 1999) aus den Tauglbodenschichten und der Radiolariendatierung aus den Strubbergsschichten (SUZUKI & GAWLICK 1998, GAWLICK & SUZUKI 1999a, b) kann somit auf der Basis von biostratigraphischen Daten das Strubbergsschichten Becken (= Lammer Becken) nicht nur räumlich, sondern auch zeitlich von dem Tauglboden Becken abgegrenzt werden. Die Strubbergsschichten mit ihren polymikten Brekzienkörpern aus dem Hallstätter Faziesbereich wurden vom tieferen Callovium bis unteren/mittleren Oxfordium abgelagert und stellen somit eine deutlich ältere Beckenentwicklung dar als die Tauglbodenschichten (GAWLICK & SUZUKI 1999a, b). Die Massenumlagerungen (Strubbergbrekzie, Gleitschollen) aus dem Hallstätter Faziesraum erfolgten dabei im Unter- bis Mittel-Oxfordium. Das Alter der Tauglbodenschichten kann jetzt auf Ober-Oxfordium bis Unter-Tithonium datiert werden (Abb. 10, vgl. dazu u. a. SCHLAGER 1956, HUCKRIEDE 1971,

SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973, DIERSCHKE 1980). Dabei liegt die Hauptphase der größten Reliefbildung, der Mobilisierung und Umlagerung von Brekzienkörpern und Gleitschollen von der sich im Süden vom Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich anhebenden Trattberg Schwelle aufgrund der hier vorgestellten Radiolarienfaunen im höheren Kimmeridgium bis tieferen Tithonium. Während also der gesamte Hallstätter Faziesraum im höheren Dogger und tieferen/mittleren Oxfordium infolge der Subduktion im Tethysraum akkretioniert und z. T. mobilisiert und in das Strubbergsschichten Becken umgelagert wurde, beginnt die Sedimentation im Tauglboden Becken im höchsten Oxfordium bzw. tieferen Kimmeridgium. Die Massenumlagerungen kulminieren auf der Basis dieser Einstufungen im höchsten Kimmeridgium und tiefsten Tithonium, bevor sich vom Unter/Mittel-Tithonium an mit der Ablagerung der Oberalmer Schichten allmählich wieder ruhige Sedimentationsbedingungen einstellen.

Die Oberalmer Schichten plombieren vom Mittel-Tithonium an das im frühen Ober-Jura das durch die Subduktion der Tethys im kalkalpinen Raum verursachte Relief (= jurasische Neoautochthonie - MANDL 1984). Wichtig ist bei dieser Einstufung der Tauglbodenschichten mit Hilfe der

Radiolarienfaunen vor allem die biostratigraphische Einstufung der hauptsächlichlichen Massenumlagerungen von der aufsteigenden Trattberg Schwelle im Süden.

Hinweise auf Vulkanismus sind im frühen Ober-Jura seit langem bekannt (vgl. u. a. HUCKRIEDE 1971, DIERSCHKE 1980). Diese vulkanischen Einschaltungen (v. a. Lapilli und Kristalltuffe) sollen Ausdruck eines rhyolitisch-dazitischen Vulkanismus sein (DIERSCHKE 1980). Diese Tuffite sollen dabei vorwiegend am Top der Rotkalke an der unmittelbaren Basis der Radiolarite auftreten (vgl. HUCKRIEDE 1971, DIERSCHKE 1980), in den Radiolarit-Schichtfolgen sind sie eher selten oder bisher nicht nachgewiesen (DIERSCHKE 1980). Die im Ober-Jura in der Schichtfolge auftretenden Vulkanite werden bisher mit vulkanischen Ereignissen im Zusammenhang mit einer frühen Subduktion der ozeanischen Kruste des Penninischen Ozeans gesehen (DIERSCHKE 1980 – cum lit.). In neuerer Zeit wird ein Zusammenhang mit der Subduktion der Tethys ab dem späten Mittel-Jura bzw. im frühen Ober-Jura und der damit in Verbindung stehenden Akkretionierung der Hallstätter Zone diskutiert (GAWLICK 1996, GAWLICK et al. 1999).

Auf der Basis der stratigraphischen Einstufung der kieselligen Sedimente des Mittel- und Ober-Jura im Bereich der Nördlichen Kalkalpen wird die Rekonstruktion des genauen zeitlichen Verlaufes der früh-oberjurassischen Kollisions-tektonik im Bereich des Tethysnordrandes deutlich verbessert. Innerhalb der Radiolarit-sedimente der Nördlichen Kalkalpen können die Metabentonite bzw. metabentonit-führenden Lagen, die als Ergebnis eines intermediären bis sauren Vulkanismus (vgl. DIERSCHKE 1980) im Zusammenhang mit der Subduktion der Tethys (GAWLICK et al. 1999) interpretiert werden können, eventuell als Leit-horizonte innerhalb der Kieselsedimente verwendet werden. Die mehrere Zentimeter mächtige Metabentonitein-lagerungen konnten bisher innerhalb der Radiolarit-Schicht-folgen (Ruhpoldinger Radiolarit, Strubberschichten, Tauglbodenschichten) nur innerhalb der Tauglboden Formation nachgewiesen werden.

In den Strubberschichten, d. h. in der älteren Becken-füllung, fehlen diese mächtigen Metabentonitlagen (vgl. GAWLICK 1996), während sie in den Tauglbodenschichten immer wieder auftreten (z. B. DIERSCHKE 1980, JANAUSCHEK et al. 1999, GAWLICK et al. 1999).

Dank

Wir danken Herrn Dr. V. DIERSCHKE (Sulzfeld) für Diskussion, das kritische Lesen des Manuskriptes und zahlreiche Hinweise. Herr Dr. H. MALI (Leoben) machte uns auf das Auftreten der Radiolarien in den Metabentoniten bzw. metabentonit-führenden Lagen aufmerksam.

Ausblick

Die kieselligen Sedimente in den Nördlichen Kalkalpen stellen den Schlüssel für das Verständnis der

geodynamischen Vorgänge im späten Mittel- und frühen Ober-Jura des gesamten Tethysnordwestrandes dar. Ein gesichertes und klar definiertes Inventar an Schichtnamen bzw. Formationsnamen für diese Serien fehlt aber bisher. Mit den Tauglbodenschichten (jetzt Tauglboden Formation) und den Strubberschichten wurden bisher zwei sowohl stratigraphisch als auch lithofaziell klar voneinander abgegrenzte Formationen der Kieselsedimentserien der Nördlichen Kalkalpen bearbeitet.

Diese Arbeiten bilden die Basis für die weitere Zuordnung bzw. Abgrenzung der kieselligen Sedimente in den Nördlichen Kalkalpen.

Literatur

- AITA, Y. (1987): Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of Shikoku with reference to selected sections in Lombardy Basin and Silicy. - Sci. Rep. Tohoku Univ, Series 2: Geology, **58**: 1-91, Sendai.
- AITA, Y. & OKADA, H. (1986): Radiolarians and calcareous nannofossils from the uppermost Jurassic and Lower Cretaceous strata of Japan and Tethyan regions. - *Micropaleontology*, **32**: 97-128, New York.
- BAUMGARTNER, P.O. (1984): A Middle Jurassic-Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites. - *Ecolgae geol. Helv.*, **77**: 729-837, Basel.
- BAUMGARTNER, P.O., BARTOLINI, A., CARTER, E.S., CONTI, M., CORTESE, G., DANELIAN, T., DE WEVER, P., DUMITRICA, P., DUMITRICA-JUD, R., GORICAN, S., GUEX, J., HULL, D.M., KITO, N., MARCUCCI, M., MATSUOKA, A., MURCHEY, B., O'DOHERTY, L., SAVARY, J., VISHNEVSKAYA, V., WIDZ, D. & YAO, A. (1995): Middle Jurassic to Early Cretaceous radiolarian biochronology of Tethys based on Unitary Associations. - *Mem. de Géol.*, **23**: 1013-1048, Lausanne.
- BÖHM, F. (1992): Mikrofazies und Ablagerungsmilieu des Lias und Dogger der Nordöstlichen Kalkalpen. - *Erlanger geol. Abh.*, **121**: 55-217, Erlangen.
- BRAUN, R. (1997): Torrener-Joch-Zone/Jenner/Hoher Göll – eine durch Kontinent/Kontinent-Kollision ausgelöste Gleitdecke in den Tauglbodenschichten (mittlerer Oberjura) der Berchtesgadener Alpen. - Unveröffentl. Dissertation Philipps-Universität Marburg/Lahn, 1-249, 4 Beil., Marburg/Lahn.
- BRAUN, R. (1998): Die Geologie des Hohen Gölls. Torrener-Joch-Zone/Jenner/Hoher Göll eine durch Kontinent/Kontinent-Kollision ausgelöste Gleitdecke in den Tauglbodenschichten (mittlerer Oberjura) der Berchtesgadener Alpen. – *Forschungsbericht*, **40**: 1-192, Nationalpark Berchtesgaden.
- BURNETT, R. D., HIGGINS, A. C. & AUSTIN, R. L. (1994): Carboniferous-Devonian CAI in England, Wales and Scotland. The pattern and its interpretation: a synoptic review. – *Cour. Forsch.Inst. Senck.*, **168**: 267-280, Frankfurt/Main.
- CORNELIUS, H.P. & PLÖCHINGER, B. (1952): Der Tennengebirgs-N-Rand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales. - *Jb. Geol. B.-A.*, **1952**: 145-225, Wien.
- DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P. (1994): Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsverteilung während der "lateralen Extrusion" der Zentralalpen. - *Jb. Geol. B.-A.*, **137/1**: 5-18, Wien.
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. - *Geotekt. Forsch.*, **58**: 1-217, Stuttgart.
- DUMITRICA, P. (1970): Cryptocephalic and cryptothoracic Nasselaria in Mesozoic deposits, Romania. - *Rev. Roumaine de Geol. Geophy. Geog. (ser. Geol.)*, **14**: 45-124, Bukarest.
- EPSTEIN, A.G., EPSTEIN, J.B. & HARRIS, L.D. (1977): Conodont Colour Alteration - An Index to Organic Metamorphism. - *Geol.*

- Surv. Prof. Pap., **995**: 1-27, Washington.
- FAUPL, P. & BERAN, A. (1983): Diagenetische Veränderungen an Radiolarien- und Schwammspicula-führenden Gesteinen der Strubbergsschichten (Jura, Nördliche Kalkalpen, Österreich). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1983**: 129-140, Stuttgart.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1970): Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malms. - Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**: 52-141, Wien.
- FISCHLI, H. (1916): Beitrag zur Kenntnis der Fossilen Radiolarien in der Riginagelfluh. - Mitt. Naturwiss. Ges. Winterthur, Jahrgang 1915-1916, **11**: 44-47, Winterthur.
- FOREMAN, H.P. (1973): Radiolaria from DSDP Leg 20. - Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, **20**: 249-305, Washington.
- GANSS, O., HEIJL, E., MANDL, G.W. & PAVLIK, W. (1988): CC 8742 BAD REICHENHALL: Geologische Übersichtskarte 1:200000 der Bundesrepublik Deutschland. - Hrsg.: Geol. Bundesanstalt f. Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- GAWLICK, H.-J. (1996): Die früh-oberjurassischen Brekzien der Stubbergsschichten im Lammertal - Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **39/40**: 119-186, Wien.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEL, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. (1999): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. - Geol. Rdschau, **87**: 644-657, (Springer) Berlin.
- GAWLICK, H.-J. & KÖNIGSHOF, P. (1993): Diagenese, niedrig- und mittelgradige Metamorphose in den südlichen Salzburger Kalkalpen - Paläotemperaturabschätzung auf der Grundlage von Conodont Colour Alteration Index (CAI) Daten. - Jb. Geol. B.-A., **136**: 39-48, Wien.
- GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1994): CAI-Paleotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps - a general view. - Geol. Rdschau, **83**: 660-664, Berlin.
- GAWLICK, H.-J. & SUZUKI, H. (1999a): Zur stratigraphischen Stellung der Strubbergsschichten in den Nördlichen Kalkalpen (Callovium - Oxfordium). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **211**: 233-262, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J. & SUZUKI, H. (1999b): Die Strubbergsschichten (Callovium-Oxfordium) in den Nördlichen Kalkalpen - Stratigraphie, Fazies und tektonische Bedeutung. - Terra Nostra, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung, **99/4**: 68-71, Köln.
- GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H., VORTISCH, W. & WEGENER, E. (1999): Die Tauglbodenschichten (Kimmeridgium-Tithonium) in den Nördlichen Kalkalpen - Stratigraphie, Fazies und tektonische Bedeutung. - Terra Nostra, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung, **99/4**: 72-75, Köln.
- GÖRLER, K. & REUTTER, K.-J. (1968): Entstehung und Merkmale der Olisthostrome. - Geol. Rdsch., **57**: 484-514, Stuttgart.
- HÄUSLER, H. (1979): Zur Geologie und Tektonik der Hallstätter Zone im Bereich des Lammertales zwischen Golling und Abtenau (Sbg.). - Jb. Geol. B.-A., **122**: 75-141, Wien.
- HÄUSLER, H. (1981): Über die Einstufung der Hallstätter Schollen im Bereich der westlichen Lammertmasse (Salzburger Kalkhochalpen). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **27**: 145-159, Wien.
- HARRIS, A. G., LANE, H. R., TAILLEUR, I. L. & ELLERSIEK, I. (1987): Conodont thermal maturation patterns in Paleozoic and Triassic rocks, northern Alaska - Geologic and Exploration Implications. - (In: TAILLEUR, I. L. & WEIMAR, P. (Eds.): Alaskan North slope Geology, V. 1, Pacific Sec. Soc. Econ. Paleont. and Mineral. and Alaska Geol. Soc.), 181-191, Canada.
- HÖCK, V. & SCHLAGER, W. (1964): Einsedimentierte Großschollen in den jurassischen Strubbergbrekzien des Tennengebirges (Salzburg). - Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. 1, **101**: 228-229, Wien.
- HUCKRIEDE, R. (1971): Rhyncholithen-Anreicherung (Oxfordium) an der Basis des Älteren Radiolarits der Salzburger Kalkalpen. - Geologica et Palaeontologica, **5**: 131-147, Marburg/Lahn.
- JANAUSCHEK, W., DIERSCHKE, V. & GAWLICK, H.-J. (1999): Zur stratigraphischen Stellung der mittel- bis oberjurassischen Radiolaritbecken im Berchtesgadener Raum - Neuergebnisse auf der Basis von Komponentenbestandsanalysen der Brekzienkörper im Bereich Torrener-Joch-Zone - Hoher Göll-Komplex (Nördliche Kalkalpen). - Terra Nostra, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung, **99/4**: 123-126, Köln.
- JUD, R. (1994): Biochronology and systematics of Early Cretaceous Radiolaria of the Western Tethys. - Mém. de Géol., **19**: 1-147, Lausanne.
- KARRER, F. (1867): Über einige Foraminiferen aus dem weissen Jura von St. Veit bei Wien. - Sitzber. Kaiserl. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **55**: 364-368, Wien.
- KEMKIN, I.V. & RUDENKO, V.S. (1993): Novye predstaviteli roda *Cinguloturris* (Radiolarii) v mezozojiskikh otlozheniakh Sikhotealinia. - Tikhookeanskaya Geologiya, 110-121, (in Russisch).
- KÖNIGSHOF, P. (1992): Der Farbänderungsindex von Conodonten (CAI) in paläozoischen Gesteinen (Mitteldevon bis Unterkarbon) des Rheinischen Schiefergebirges. Eine Ergänzung zur Vitritreflexion. - Cour. Forsch.Inst. Senck., **146**: 1-118, Frankfurt/Main.
- LEIN, R., GAWLICK, H.-J. & KRYSSTYN, L. (1997): Paläogeographie und tektonische Herkunft des Drauzuges - Eine Diskussion auf der Basis von Fazies- und Conodont Colour Alteration Index (CAI)-Untersuchungen. - Zbl. Geol. Paläont., **1996**: 471-483, Stuttgart.
- MANDL, G.W. (1984): Zur Trias des Hallstätter Faziesraumes - ein Modell am Beispiel Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30/31**: 133-176, Wien.
- MATSUOKA, A. & YAO, A. (1985): Latest Jurassic radiolarians from the Torinosu Group in Southwest Japan. - Journ. Geosci. Osaka City Univ., **28**: 125-145, Osaka.
- MIZUTANI, S. (1981): A Jurassic formation in the Hida-Kanayama area, central Japan. - Bull. Mizunami Fossil Museum, **8**: 147-190, Mizunami [Japanisch mit engl. Beschreibung].
- NÖTH, S. (1991): Die Conodontendiagenese als Inkohlungsparameter und ein Vergleich unterschiedlich sensitiver Diageneseindikatoren am Beispiel von Triassedimenten Nord und Mitteldeutschlands. - Boch. geol. und geotechn. Arb., **37**: 1-169, Bochum.
- PARONA, C. F. (1890): Radiolarie nei noduli selciosi del calcare giurese di Cittiglio presso Lavenno. - Boll. Soc. Geol. Ital., **9**: 132-175, Roma.
- PESSAGNO, E.A. Jr. (1977): Upper Jurassic radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges. - Micropaleontology, **23**: 56-113, New York.
- PLÖCHINGER, B. (1953): Der Bau der südlichen Osterhorngruppe und die Tithon-Neokomtransgression. - Jb. Geol. B.-A., **XCVI**: 357-372, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1979): Argumente für die intramalmische Eingleitung von Hallstätter Schollen bei Golling (Salzburg). - Verh. Geol. B.-A., **1979**: 181-194, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1983): Salzburger Kalkalpen. - Sammlung geol. Führer, **73**: 1-144, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1984): Zum Nachweis jurassisch-kretazischer Eingleitungen von Hallstätter Gesteinsmassen beiderseits des Salzach-Quertales (Salzburg). - Geol. Rdschau, **73**: 293-306, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000, 94 HALLEIN. - Geol. B.-A., 1987, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1990): Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein im Salzkammergut der österreichischen Karte der Republik Österreich 1:50000. - Geol. B.-A., **1990**: 76 S., Wien.
- PREY, S. (1969): Geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg 1:50000. - Geol. B.-A., **1969**: Wien.
- RÜST, D. (1885): Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura. - Palaeontographica, **31**: 269-321, Stuttgart.
- SCHLAGER, M. (1953): Beiträge zur Geologie des Trattberges. - Mitt. Naturw. Arb. Gem. Haus der Natur Salzburg, **3/4**: 11-26, Salzburg.
- SCHLAGER, M. (1956): Geologische Studien im Tauglboden. - Mitt.

- Naturw. Arb. Gem. Haus der Natur Salzburg, **5**: 31-44, Salzburg.
- SCHLAGER, M. (1959): Bericht 1958 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Hallein (94) und Salzburg (63). - Verh. Geol. B.-A., **1959**: A70-A80, Wien.
- SCHLAGER, M. (1960): Bilder von Sedimentations- und Bewegungsvorgängen im Jura des Tauglgebietes. - Mitt. Naturwiss. Arb. gem. Haus der Natur, geol.-mineral. Arbeitsgruppe, **1960**: 7-18, Salzburg.
- SCHLAGER, M. & SCHLAGER, W. (1969): Über die Sedimentationsbedingungen der jurassischen Tauglbodenschichten (Osterhorngruppe, Salzburg). - Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. 1, **106**: 178-183, Wien.
- SCHLAGER, W. (1968): Bericht über Aufnahmen auf den Blättern 94 Hallein und 95 St. Wolfgang. - Verh. Geol. B.-A., **1968**: A59-A60, Wien.
- SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M. (1973): Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglbodenschichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). - *Sedimentology*, **20**: 65-89, Amsterdam.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNERBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. - Mitt. geol. Ges. Wien, **66/67**: 165-193, Wien.
- STEIGER, T. (1981): Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). - *Facies*, **4**: 215-348, Erlangen.
- STEIGER, T. (1992): Systematik, Stratigraphie und Palökologie der Radiolarien des Oberjura-Unterkreide-Grenzbereiches im Osterhorn-Tirolikum (Nördliche Kalkalpen, Salzburg und Bayern). - *Zitteliana*, **19**: 1-188, München.
- SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (1998): Fossile Radiolarien aus den Strubberschichten und deren Alter (Österreich, Nördliche Kalkalpen). - *Palaeont. Soc. of Japan*, 147th Regular Meeting **1998**: 56, Sapporo [in Japanisch].
- TAN, S.H. (1927): Over de samenstelling en het ontstaan van krijt- en mergelgesteenten van de Molukken. - *Jb. van het mijnwezen in Nederlandsch-Indie*, **55**: 5-165, Batavia (Djakarta).
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. - 1-580, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1981): Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. - *Mitt. österr. geol. Ges.*, **74/75**: 167-195, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2. - 1-710, (Deuticke) Wien.
- TRAUTH, F. (1948): Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. - *Verh. Geol. B.-A.*, **1948**: 10-218, Taf. 1-3. Wien.
- VECSEI, A., FRISCH, W., PIRZER, M. & WETZEL, A. (1989): Origin and Tectonic Significance of Radiolarian Chert in the Austroalpine Rifted Continental Margin. - (In (Eds.): HEIN, J & OBRADOVIC, J.: *Siliceous Deposits of the Tethys and Pacific Regions*), 65-80, (Springer) Berlin Heidelberg New York.
- VORTISCH, W. (1950): Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. II. Teil (Kendelbach). - *N. Jb. Min. Abh.*, **91**: Abt. B 1950, 429-496, Stuttgart.
- VORTISCH, W. (1953): Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. III. Teil: Liegendgebirge und Bewegungszone im Karlgraben. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **96**: 181-200, Stuttgart.
- VORTISCH, W. (1955): Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. I. Teil. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **102**: 77-142, Stuttgart.
- YAO, A. (1986): Geological age of Jurassic radiolarian zones in Japan and their international correlations. - *News of Osaka Micropaleontologists, Spec. Vol.*, **7**: 63-74, Osaka.
- ZÜGEL, P. (1997): Discovery of a radiolarian fauna from the Tithonian of the Solnhofen area (Southern Franconian Alb, southern Germany). - *Paläont. Ztschr.*, **71**: 197-209, Stuttgart.

Occurrence and mineral-chemistry of monazite and rhabdophane in the Lower and ?Middle Austroalpine tectonic units of the southern Sopron Hills (Austria)

by

Geza NAGY & Erich DRAGANITS

with 6 figures and 4 tables

Schlüsselwörter:

Unterostalpin

Monazit

Rhabdophan

Seltenerd-elemente

Mikrosonde

Keywords:

Lower Austroalpine

Monazite

Rhabdophane

Rare earth elements

Microprobe

Addresses of the authors:

Dr. GEZA NAGY

Laboratory for Geochemical Research

Hungarian Academy of Sciences

Budaorsi út 45

H-1112 Budapest

Hungary

E-mail: gnagy@sparc.core.hu

Mag. ERICH DRAGANITS

Institut für Geologie

Universität Wien

Althanstrasse 14

A-1090 Wien

Austria

E-mail: Erich.Draganits@univie.ac.at

Contents

Abstract, Zusammenfassung.....	22
1. Introduction.....	22
2. Geological background.....	24
3. Methods.....	25
4. Results.....	27
5. Discussion.....	32
6. Conclusions.....	35
Acknowledgements.....	35
References.....	36

Abstract

Electron microprobe (EMP) based investigations on the abundance, textural position, composition and genesis of accessory rare earth element (REE) minerals in the metamorphic rocks of the Sopron Hills were carried out. The most common of these minerals are monazite, rhabdophane (hydrous monazite-group mineral) and xenotime, whereas allanite and florencite (hydrous Al-phosphate mineral) are rare.

In the Sopron Hills two different lithological series exist. Generally monazite and xenotime is considerably more abundant in mica schists belonging to the Óbrennberg-Kaltes Bründl Series (ÓKB) than in the underlying Sopron Series. Florencite is restricted to leuchtenbergite-containing lithologies.

The compositions of monazite are similar in all samples. Monazite in the mica schists shows small but regular changes in the Y- and other heavy rare element (HREE-) contents. In the mica schists of the ÓKB-Series variations in Y and HREE content of monazite separate them into high-Y (1.15 - 1.85 wt.% Y_2O_3) and low-Y (< 0.65 wt.% Y_2O_3) monazites. In the Sopron Series there is a stronger scatter in the Y content of monazite, with no well-defined groups. Most of the monazites have moderately negative Eu anomalies. The ThO_2 contents of monazite vary within the samples, sometimes even within one grain. In both series the variations of the Th and Ca contents display a linear relationship, almost according to $2REE = Th + Ca$.

Two distinct types of rhabdophane were found, which never occur in one single sample together. The more widespread Type 1 rhabdophane is either porous or consists of aggregates of small grains, often having the appearance of pseudomorphs. The oxide totals of the EMP-analyses range between 88.0 - 95.5 wt.%. Chemically, Type 1 rhabdophane contains excess Ca over Th, the Y and HREE contents are always higher than those of monazite in the same sample. The rare Type 2 rhabdophane is very similar to monazite in appearance, grain size and composition, but has 93.6 and 97.0 wt.% oxide totals. It has only been found in some mica schists.

Elemente (SEE) Mineralen in den Gesteinen des südlichen Ödenburger Gebirges. Die häufigsten dieser Minerale sind Monazit, Rhabdophan und Xenotim, während Allanit und Florenzit eher selten sind.

Das Kristallin des Ödenburger Gebirges kann bezüglich der Lithologien und Metamorphosegeschichte in zwei unterschiedliche Serien getrennt werden. Generell ist Monazit und Xenotim in den Glimmerschiefern der Óbrennberg-Kaltes Bründl Serie (ÓKB) viel häufiger als in jenen der Sopron Serie. Florenzit wurde nur in Leuchtenbergit führenden Gesteinen gefunden.

Die Monazite in den Glimmerschiefern der ÓKB Serie weisen deutliche Schwankungen in ihren Y- und schweren SEE-Gehalten auf, die eine Trennung in high-Y (1.15 - 1.85 wt.% Y_2O_3) und low-Y (< 0.65 wt.% Y_2O_3) Monazite ermöglichen. In den Proben der Sopron Serie streuen die Y-Gehalten ebenfalls relativ stark, ohne daß jedoch eine Trennung in unterschiedliche Gruppen möglich ist. Die Änderung der Th- und Ca-Gehalte der Monazite in beiden Serien zeigt eine lineare Beziehung ungefähr nach der Reaktion $2SEE = Th + Ca$.

Es treten zwei unterschiedliche Typen von Rhabdophan auf, die nie gemeinsam in ein und derselben Probe beobachtet werden konnten. Der häufige Typ 1 Rhabdophan erscheint in back-scattered electron (BSE) Bildern porös oder aus vielen, sehr kleinen Einzelkörnern aufgebaut zu sein, oft mit dem Erscheinungsbild einer Pseudomorphose. Die Summen der Mikrosonden Analysen in Oxydgewichten liegen zwischen 88.0 und 95.5 %. In seiner Zusammensetzung enthält Typ 1 Rhabdophan deutlich mehr Ca als Th, zusätzlich ist der Gehalt an Y und den schweren SEE immer höher als in den Monaziten in denselben Proben.

Der seltene Typ 2 Rhabdophan ist Monazit in Aussehen, Korngröße und Zusammensetzung sehr ähnlich, im Unterschied zu diesem liegen die Summen der Mikrosonden Analysen in Oxydgewichten jedoch zwischen 93.6 und 97.0 %. Typ 2 Rhabdophan findet sich nur in einigen wenigen Glimmerschiefern. In seiner chemischen Zusammensetzung fällt der geringere Gehalt an CaO bezüglich ThO_2 auf.

1. Introduction

During extensive prospecting for REE and Th in the Hungarian part of the Sopron Hills FAZEKAS et al. (1975) mentioned the occurrence of monazite, florencite, thorite and thorianite in certain lithologies. In a continuation of

Zusammenfassung

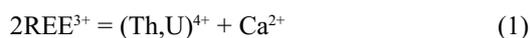
Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit Mikrosonden-Untersuchungen der Häufigkeit, textuellen Position, Zusammensetzung und Genese von akzessorischen Seltenerd-

this survey, KIESL et al. (1983) investigated samples from comparable lithologies in the Lower Austroalpine tectonic unit in the area of Birkfeld (Styria, Austria). In their studies they investigated the bulk rare earth element (REE) content of both the rocks and the heavy mineral fraction. BERNHARD et al. (1998) carried out electron microprobe (EMP) age determination on monazite of Austroalpine basement rocks in the Fischbacher Alpen.

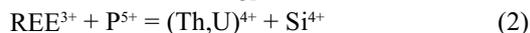
This work concentrates on the abundance, textural position, composition and genetic aspects of the accessory REE-minerals in the Sopron Hills (Fig. 1). The most widespread of these minerals are monazite, rhabdophane and xenotime, while allanite and florencite are less abundant.

This paper summarises EMP-analysis of about 75 monazite and 60 rhabdophane grains in 19 samples (Tab. 2), emphasising the significant differences in chemical compositions, and attempts to relate them to the conditions of rock formation. NAGY & ÁRKAI (1999) have carried out similar investigations on rocks in the Hungarian part of the Sopron Hills; their results are compared in the discussion. When ever possible we used mineral abbreviations after KRETZ (1983), exceptions are leuchtenbergite (Lbg), rhabdophane (Rha) and sericite (Ser).

Monazite is a monoclinic Ce-phosphate mineral with the ideal formula $CePO_4$, where Ce can be replaced by the other light rare earth elements (LREE) in any proportion. The coordination number for REE is 9, which is the site in the lattice favoured by LREE with bigger ionic radii. Usually a few percent of La-Sm, Gd, and some tenth of a percent of Eu and heavier REE including Y are present. The proportions of the individual REE may differ depending on the conditions of formation. Moreover, monazite often contains a few percent ThO_2 (may be over 10 wt.%), less U, Ca and some Si. The last two elements balance the charge differences of the REE and actinides according to the following reactions:



or



Chemically related minerals are: (1) Xenotime, YPO_4 , tetragonal, with a REE co-ordination number of 8, so that it prefers the HREE with smaller ionic radii; (2) Cheralite, $(Ce,Ca,Th)(P,Si)O_4$, is a member of the monazite $CePO_4$ -brabantite $CaTh(PO_4)_2$ series, isostructural with monazite (HUGHES et al. 1995); (3) Rhabdophane, $CePO_4 \cdot H_2O$ or $\cdot nH_2O$, hexagonal (details see below); (4) Brockite, $(Ce,Th,Ca)PO_4 \cdot H_2O$ or $\cdot nH_2O$, hexagonal, a member of the rhabdophane group.

Formation of monazite

Monazite is a common accessory mineral in acidic intrusive rocks, but it can also be formed during metamorphism, although little is known about the formation of metamorphic monazite (GRAUCH 1989, AKERS et al. 1993, PAN 1997). The sources of REE and P in metamorphic monazite are presumably the major minerals or former accessory REE minerals of the original rock (KIESL et al. 1983, LANZIROTTI & HANSON 1996), although migration of REE may also occur

(SAWKA et al. 1986).

For monazite formation during prograde metamorphic processes, SAWKA et al. (1986) described the formation of hydrous REE-phosphates, like rhabdophane and florencite, $CeAl_3(PO_4)_2(OH)_6$, during weathering from aqueous solutions on the weathered surface of apatite grains. At elevated temperatures during subsequent metamorphism, they lose water and change to monazite. In this process, rhabdophane may quickly be transformed to monazite by mechanical strain, even at room temperature (HIKICHI et al. 1991) or by simple heating in air at 400 °C (VLASOV 1964). However, experiments by AKERS et al. (1993) showed that rhabdophane completely dehydrates to monazite at H_2O pressures of 0.05 - 0.20 GPa in excess of 200 °C and the presence of a graphite-methane oxygen buffer. Due to this low stability field, they precluded rhabdophane from being an immediate precursor to neofomed monazite in lower amphibolite-grade metamorphic sequences.

LANZIROTTI & HANSON (1996) mentioned idioblastic monazite in greenschist grade rocks, which formed by disintegration and recrystallisation of former monazite with different compositions.

The shape and composition of monazite are dependent on the metamorphic conditions where they have been formed. FRANZ et al. (1996) described monazite and xenotime in a metapelite-psammite series formed during greenschist to granulite grade regional metamorphism. Monazite grains that formed at low temperature are small and amoeboidal. With increasing metamorphic grade the grains tend to become bigger and more regular and the variation of La_2O_3 - Sm_2O_3 decreases whilst the average content and scatter of Y_2O_3 increases. Concerning ThO_2 and CaO no general dependency on metamorphic grade was observed. Based on the variations of REE-contents in monazite, HEINRICH et al. (1997) and GRATZ & HEINRICH (1997, 1998) proposed an empirical geothermometer.

Rhabdophane is a hexagonal water-containing phosphate mineral. The composition and its X-ray diffractogram are very similar to monazite (VLASOV 1964). The major difference is that rhabdophane contains small irregular channels in which water occurs (MOONEY 1950). Thus its ideal formula is given as $CePO_4 \cdot H_2O$ (VLASOV 1964, CLARK 1984, CESBRON 1989, JONES et al., 1996) or $CePO_4 \cdot nH_2O$, $n = 0 - 0.5$, according to STRUNZ (1970) and BURT (1989). The ideal water content is 7.1 wt.% with 1 H_2O and 3.7 wt.% with 0.5 H_2O .

However, in analyses of rhabdophane the water content varies considerably. VLASOV (1964) reported water contents between 6.0 and 10.6 wt.%, with a mean about 7.4 wt.%. BOWLES & MORGAN (1984) described rhabdophane from Cornwall containing 7.9 wt.% water, determined by differential thermal analysis (DTA).

Formation of rhabdophane

Models for rhabdophane formation involve a cycle of weathering - transport in aqueous solutions - fixation processes (SAWKA et al. 1986, BANFIELD & EGGLETON 1989), with Ce strongly fractionated during the formation of rhabdophane, with the concentration of other REE not changing much. BRAUN et al. (1990) described similar

processes in soils originating from syenites and gneisses with a strong Ce fractionation and an enrichment of HREE in the aqueous phase.

Rhabdophane easily loses water during heating and transforms to monazite. From the experiments mentioned above, it can be concluded that rhabdophane is stable only at low temperatures and, presumably, among oxidising conditions. AKERS et al. (1993) defined the upper stability limit of rhabdophane at 200 °C with H₂O pressures of 0.05 - 0.20 GPa.

2. Geological background

The crystalline rocks of the Sopron Hills represent one of the easternmost outcrops of the Austroalpine basement. In spite of poor outcrop, the multiphase metamorphic and tectonic history, including relatively good preservation of pre-Alpine mineral assemblages, has attracted a lot of research in recent years.

Two different lithological series have been distinguished. Mica schists and gneisses with abundant biotite, thin quartz-layers, coarse grained pegmatites and a weak foliation occur mainly in the uppermost levels of the crystalline series. They have been differentiated from markedly foliated, chlorite- and garnet-rich, diaphthoritic mica schists in close contact with orthogneisses (Fig. 1). The former lithological group

represents the Óbrennberg-Kaltes Bründl Series (ÓKB Series), the latter the Sopron Series (DRAGANITS 1998). These two series also differ in the abundance and composition of their accessory REE-minerals (Tabs. 1 and 2). Major element and trace element discrimination diagrams indicate that shales with an island-arc-signature are the most probable protoliths for the mica schists of both series (DRAGANITS 1998).

The ÓKB Series mainly comprises biotite-sericite-chloritoid-garnet-schists and biotite-sericite-sillimanite-schists. Biotite-andalusite-sillimanite schists, which represent the best-preserved pre-Alpine rocks in this area, have been found in a few places (DRAGANITS 1996). Kyanite-leuchtenbergite-muscovite quartzites also occur in this series.

The Sopron Series is characterised by monotonous diaphthoritic mica schists with varying quartz-contents and numerous rectangular to rhomboic pseudomorphs, probably after staurolite. These pseudomorphs contain either sericite, or sericite with chloritoid, or chloritoid with kyanite, depending on the bulk chemistry and the degree of Alpine overprint; relicts of staurolite within these pseudomorphs are scarce. Leucocratic, moderately foliated, medium-grained gneisses are associated with these mica schists. The occurrence of Ms-Lbg-schists (Leukophyllites) and Ky-Lbg-(Ms) quartzites has been related to metasomatic processes along Alpine shear zones (HUBER 1993, DEMÉNY et al. 1997).

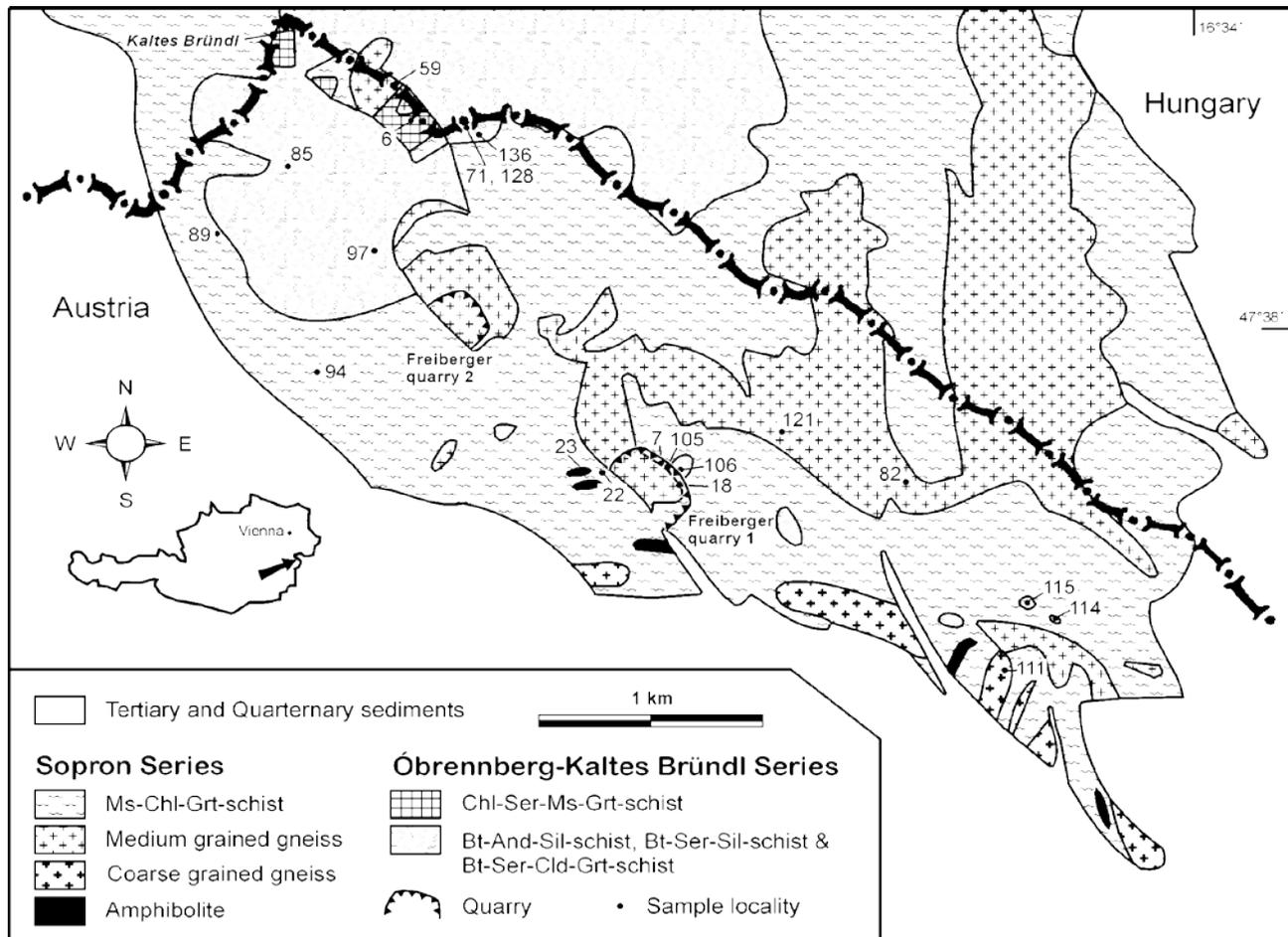


Fig. 1: Geological map of the southern part of the Sopron Hills with the sample locations. Simplified after DRAGANITS (1996). For space reasons, the samples are noted with the continuous sample number without years-extension.

In the very southern part of the crystalline massif, these mica schists contain several small bodies of garnet-amphibolite, most highly deformed, but some with a relict meta-gabbroic texture. Characteristic, coarse-grained orthogneiss („Grobgneis“) without any transitions to the medium-grained gneisses only occurs south of the amphibolites (Fig. 1).

The occurrence of coarse-grained gneisses and meta-gabbros in only the southern part of the Sopron Hills is noticeable, and the two-fold division of the region presented by DRAGANITS (1996) might be modified to a three-fold one, in which the above mentioned lithological association in the south is separated from the rest of the Sopron Series, representing the Grobgneis Complex *sensu stricto*.

Since the crystalline unit forms an inlier surrounded by Tertiary sediments, correlation with comparable lithologies to the west remains a matter of discussion. The lithologies of the ÓKB Series possibly belong to the Middle Austroalpine tectonic unit and are probably correlatives of the „Strallegger Gneis“ in the area of Birkfeld, Styria. The majority of the mica schist of the Sopron Series are comparable with the „Tommer Schiefer“ in the same area (SCHWINNER 1935, KOLLER & WIESENEDER 1981, BERKA et al. 1998).

The ÓKB and Sopron Series also differ in their metamorphic history. The Sopron Series shows evidence of two amphibolite-grade metamorphic events, while the ÓKB Series displays an even more complex history, in which remnants of staurolite included in andalusite indicate an amphibolite-grade metamorphic event before the main andalusite, sillimanite and biotite forming event, followed by a final amphibolite-grade metamorphic event with kyanite, staurolite, chloritoid and garnet growth (LELKES-FELVÁRI & SASSI 1984, KISHÁZI & IVANCSICS 1985). Preliminary isotope age determinations on samples from the Sopron Hills as well as on similar rocks in the Eastern Alps point to a Variscan age for the first event, followed by a Permian low P/high T-event and a final Alpine overprint (DRAGANITS 1996, BERKA et al. 1998, SCHUSTER et al. 1998, BALOGH & DUNKL 1998).

The relict nature of minerals from the first event makes P/T estimations difficult; the conditions of the pre-Alpine high T metamorphic event in the ÓKB Series are estimated at

650 °C and 3 - 5 kbar (DRAGANITS 1996). The P/T conditions of the Alpine overprint range from greenschist to lower amphibolite facies.

There is relatively good agreement among recent publications, concerning the Alpine metamorphic event in the Sopron Series, correlating with the data of FARYAD & HOINKES (1998) from the Grobgneis Complex. DRAGANITS (1996) used phengite barometry and mineral assemblages to define 0.95 ± 0.15 GPa at 550 ± 30 °C. TÖRÖK (1996) applied phengite barometry and fluid inclusions data and obtained 1.2 GPa at 450 - 500 °C, while 1.3 GPa and 560 ± 30 °C have been suggested by DEMÉNY et al. (1997), using phengite barometry and quartz oxygen isotope fractionation.

3. Methods

Based on optical examination of thin-sections from 141 rock samples (DRAGANITS 1998) a representative selection of each lithology, with the best preserved samples and those which appeared to be rich in REE accessory-minerals were taken for further EMP investigations (Tab. 1). For sample localities see Fig. 1.

The accessory minerals were identified by electron microprobe (EMP) in thin- or thick-sections. The microprobe work was done by a JCXA-733 (JEOL) instrument of the Laboratory for Geochemical Research in Budapest, equipped with 3 wavelength dispersive spectrometers (WDS) and an energy dispersive spectrometer (EDS). The whole surface of the sections were examined by backscattered electron (BSE) image, which was set so that all grains of rutile or heavier minerals with *c.* 10 µm diameter or apatite with *c.* 50 µm diameter could be detected. Most of the minerals were identified by EDS spectra; in this way the heavier accessory minerals (e. g. garnet) were reliably identified, although some light ones (e. g. tourmaline) might have been overlooked. This method enabled us to count the number of monazite grains or rhabdophane aggregates and roughly estimate the abundance of these minerals.

Quantitative mineral analyses were done by WDS-s, using a method described by NAGY (1993), in which a parabola fitted to peakless ranges of the X-ray spectra determines

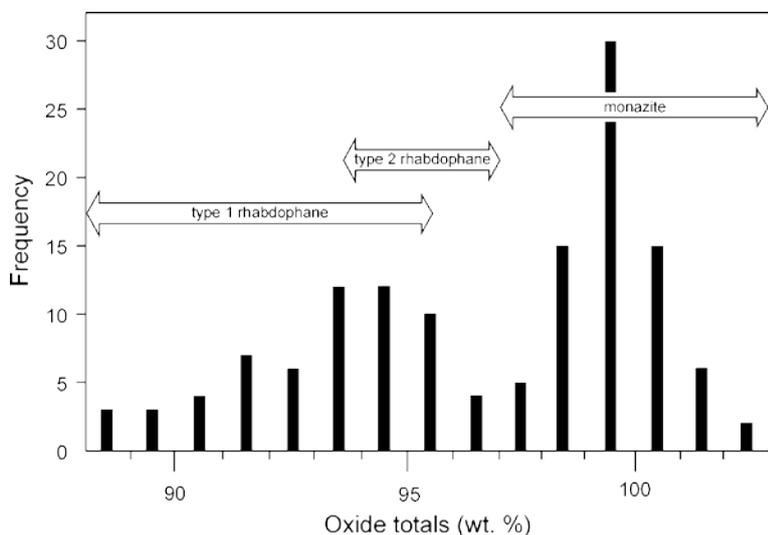


Fig. 2: Frequency distribution diagram of oxide totals from 134 EMP-analyses. While there is a good separation between monazite and rhabdophane (in general), the frequency distribution between Type 1- and Type 2 rhabdophane is overlapping between 93.6 - 95.5 %. Thus, the differentiation between the two types of rhabdophanes are mainly based on their appearance and their Ca/Th-ratios.

Mineral assemblage of the analysed samples

Sample	Lithology	Series	Qtz	Ms	Bt	Pl	Kfs	AlnSil	Grt	Chl	Cld	Lbg	Pg	St	Tur	Mnz	Rha1	Rha2	Xen	Ap	Zrn	Rt	Ilm	FeOx	other minerals, notes
NM92-71	Bt-And-Sil schist	ÓKB	+	+	++	+	+	+	+	-	-	-	-	-	+	++	+	-	-	+	-	+	+	+	Rha on Mnz
NM93-97	Bt-And-Sil schist	ÓKB	+	+	++	+	-	++	-	-	+?	-	-	+?	-	++	-	-	+	+	+	+	+	-	Jarosite
NM93-106	Bt-And-Sil schist	ÓKB	+	+	++	+	+	++	(+)	(+)	-	-	-	-	-	++	+	-	++	+	++	+	+	+	Aln
NM93-114	Bt-And-Sil schist	ÓKB	++	++	++	+	+	+	-	-	-	-	-	+	-	++	-	+	++	-	-	+	+	+	
NM93-115	Bt-And-Sil schist	ÓKB	+	++	++	+	+?	+	-	-	+?	-	-	+?	-	-	-	++	+	-	+	+	+	+	
NM93-128	Bt-And-Sil schist	ÓKB	++	++	+	+	+	++	+	-	-	-	-	+	-	++	-	+	+	+	+	-	+	-	
NM92-6	Chl-Ser-Grt schist	ÓKB	+	+	-	+	-	+	+	+	-	-	+	-	-	-	++	-	-	+	+	-	++	-	
NM93-105	Chl-Ser-Grt schist	ÓKB	+	+	+	+	-	+	+	+	-	-	-	-	-	++	(+)	-	+	-	+	-	+	+	Crn, Py
NM93-136	Grt-Bt gneiss	ÓKB	++	+	++	(+)	-	-	++	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-	++	-	+	+	
NM92-7	Ms-Chl-Tur schist	SS	++	++	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	++	+	+	-	-	-	+	+	++	-	Jarosite
NM92-18	Ms-Chl-Grt schist	SS	+	++	-	-	-	+	++	+	-	-	-	-	-	-	+	+	-	+	+	+	+	-	Py, Cep, Bravoite
NM92-22	Ms-Chl-Grt-St schist	SS	+	+	-	-	-	++	+	+	-	-	+	++	-	-	-	++	-	+*	+	+	-	+	Ti-Mag
NM92-59	Ms-Chl-Grt-Bt schist	SS	++	++	+	+	-	+	+	+	-	-	-	-	+	i	++	-	-	+	++	-	++	+	Py; Mnz in Grt
NM93-82	medium ortho-gneiss	SS	++	++	+	+	++	-	(+)	-	-	-	-	-	-	-	++	-	-	+	+	+	-	+	Pb-Fe-P-S mineral
NM93-121	medium ortho-gneiss	SS	++	++	+	+	++	-	+	-	-	-	-	-	-	i	+	+	-	+	+	+	+	-	Mnz in Ap only
NM93-94	coarse ortho-gneiss	SS	++	+	+	++	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	+?	-	+	+	+	-	+	Ce-oxide, Brockite, Aln
NM93-111	coarse ortho-gneiss	SS	++	+	+	++	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	+	+	+	-	-	
NM93-85	Leucophyllite	SS	++	++	-	-	-	-	-	-	-	++	-	-	-	++	-	-	+	+*	+	+	-	-	Florencite
NM93-89	Ky-Lbg quartzite	SS	++	+	-	-	-	++	-	-	-	++	-	-	-	+	-	-	+	(+)*	++	++	-	-	Few Ap with little Cl

(+) = rare, + = common, ++ = abundant, i = inclusions, * = Cl-containing apatite

Tab. 1: Summary of the analysed samples, their affiliation to the lithological series and the mineralogical contents.

Summary of analysed monazite and rhabdophane

Sample	Total #Mnz	Number of monazite analyses				Total #Rha	No. of Rha analyses	
		low-Y Mnz 0-0.65%	high-Y Mnz				Type 1 Rha	Type 2 Rha
			0.65-1.15%	1.15-1.85%	>1.85%			
NM92-71	40	8	–	–	–	5	3	–
NM93-97	50	4	–	6	1 ⁺	–	–	–
NM93-106	70	–	–	5	–	15	3	–
NM93-114	100	1 ⁺	1	8	–	5	–	1
NM93-115	–	–	–	–	–	150	–	8
NM93-128	75	10	–	–	–	20	–	6
NM92-6	–	–	–	–	–	40	5	–
NM93-105	50	9	–	–	–	–	–	–
NM93-136	30	5	–	–	–	25	1	–
NM92-7	1	–	1	–	1 ⁺	20	2	–
NM92-18	–	–	–	–	–	25	–	–
NM92-22	–	–	–	–	–	100	–	7
NM92-59	2	–	–	2	–	50	9	–
NM93-82	–	–	–	–	–	30	5	–
NM93-121	6	–	4 ⁺	–	–	25	3	–
NM93-94	–	–	–	–	–	–	–	–
NM93-111	–	–	–	–	–	15	3	–
NM93-85	80	1	2 ⁺	3(1 ⁺)	1 ⁺	–	–	–
NM93-89	33	1	2	2	–	–	–	–

* = Eu/Eu* < 0.35

Tab. 2: Estimated number of monazite, Type 1 (clusters) and Type 2 rhabdophane per thin-section, >10 mm in size respectively, and number of analysed REE-minerals per sample and their affiliation to specific mineral groups.

the backgrounds for the analytical peaks of lanthanides. Analytical conditions were set at 20 kV accelerating voltage; 40 nA electron current, 5 times 4 s counting time; the electron beam was opened to 6 or 3 µm diameter (depending on the grain size), focussed only if absolutely necessary. Lines used for analysis were: K_{α} for light elements (Ca, P, Si); L_{α} for most REE; L_{β} for Pr; M_{α} for Th; M_{β} for U. Pre-measured correction factors were applied to eliminate the effect of Pr-Eu, La-Gd, Ce-Gd and Th-U line overlaps. The following standards were used: glasses of DRAKE & WEILL (1972) for REE, Durango apatite for P and Ca from E. JAROSEWICH (Smithsonian Inst., Washington); oxide for Th from C. M. TAYLOR (Stanford, Calif.); URuSi for U from T. GORTMÜLLER (Kammerlingh Onnes Lab., Leiden). Rough data were corrected by conventional ZAF method. The points of analyses were set on BSE image to eliminate inclusions etc. The uncertainties (calculated from two standard deviation, 2σ , i.e. with 95 % confidence level) and detection limits of a representative monazite analysis can be seen in Tab. 3. The standard deviation of the oxide totals of 75 monazite analyses is 1.0 wt.%, (Fig. 2), slightly higher than estimated in Tab. 3 (0.86 wt.%), their average is 99.6 wt.%. The difference indicates that the uncertainties may be slightly (*c.* 1.2 times) higher for the majority of analyses than given in Tab. 3, or it may originate from unmeasured components. Monazite and rhabdophane, which have similar EDS-spectra, were distinguished by their measured oxide totals (Σ), presuming that the difference from $\Sigma = 100.0$ wt.%

reflects the water content. The monazite-rhabdophane boundary was set at $\Sigma = 97.0$ wt.%, except for small inclusions (Fig. 2).

The analytical results have been recalculated to ionic numbers for unit cells containing 16 oxygen. The Eu-anomaly is characterised by the Eu/Eu* quotient, where Eu is the measured value, and Eu* is calculated from Sm and Gd by straight-line interpolation on a logarithmic chondrite-normalised abundance diagram (HENDERSON 1984: 9). Chondrite values of TAYLOR & McLENNAN (1985: 298) were used. Calculations were done by the following formula:

$$Eu^* = Eu(chond) \cdot \sqrt{\frac{Sm}{Sm(chond)} \cdot \frac{Gd}{Gd(chond)}} \\ = const \cdot \sqrt{Sm \cdot Gd} \quad (3)$$

4. Results

The main, minor and accessory minerals of the samples have been investigated by optical microscopy and EMP (summarised in Tab. 1). The approximate number of monazite and Type 2 rhabdophane grains bigger than 10 µm, as well as clusters of small (< 10 µm) grains of Type 1 rhabdophane per thin-section are shown in Tab. 2. As a general trend within the two series, monazite is considerable more abundant in most of the mica schists of the ÓKB Series

Monazite analyses

Sample	NM92-71	NM93-97	NM93-97	NM93-97	NM93-115	NM92-59	NM93-89	NM93-121	NM92-59	
	Low-Y ÓKB Series	(rim) Low-Y ÓKB Series	(core) High-Y ÓKB Series	Atypical ÓKB Series	Low-Y ÓKB Series	Incl. in Grt Sopron Series	Incl. in Grt Sopron Series	Incl. in Ap Sopron Series	±Δ	Detect. limit
Y ₂ O ₃	0.29	0.55	1.57	2.38	0.21	1.38	0.65	1.08	±0.22	0.03
La ₂ O ₃	14.38	14.19	13.07	10.21	13.50	13.03	13.91	11.89	±0.84	0.15
Ce ₂ O ₃	29.53	30.25	28.33	22.72	30.31	29.00	29.08	27.48	±1.32	0.12
Pr ₂ O ₃	2.85	3.09	2.73	2.27	3.11	2.78	3.08	2.56	±0.26	0.17
Nd ₂ O ₃	11.83	12.37	11.31	9.51	12.80	11.53	12.11	10.75	±0.42	0.11
Sm ₂ O ₃	2.11	2.21	2.23	1.92	2.31	2.19	2.28	2.07	±0.16	0.08
Eu ₂ O ₃	0.42	0.40	0.32	0.18	0.50	0.29	0.35	0.11	±0.08	0.11
Gd ₂ O ₃	1.76	1.64	1.84	1.76	1.44	1.74	1.82	1.41	±0.14	0.11
Tb ₂ O ₃	0.12	0.10	0.17	0.24	0.11	0.15	0.12	0.13	±0.08	0.10
Dy ₂ O ₃	0.19	0.43	0.63	0.86	0.17	0.60	0.41	0.37	±0.06	0.09
Er ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	0.22	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	±0.08	0.10
CaO	0.74	0.76	1.35	2.89	0.66	1.02	0.62	2.55	±0.02	0.01
ThO ₂	4.95	4.33	5.24	14.16	3.39	6.43	2.75	6.98	±0.18	0.03
UO ₂	0.46	0.46	1.65	1.14	0.46	0.40	0.74	0.38	±0.12	0.10
SiO ₂	0.15	0.21	0.00	0.11	0.02	0.31	0.06	0.29	±0.06	0.02
P ₂ O ₅	29.88	29.64	30.15	30.52	30.51	29.09	29.81	29.51	±0.30	0.02
Total	99.60	100.62	100.64	101.15	99.51	99.97	97.79	97.58	±1.72	
Ionic numbers based on 16 Oxygens										
Y	0.024	0.046	0.130	0.195	0.017	0.116	0.055	0.091	±0.019	
La	0.837	0.823	0.752	0.580	0.779	0.762	0.818	0.695	±0.049	
Ce	1.706	1.741	1.618	1.281	1.737	1.684	1.698	1.596	±0.077	
Pr	0.164	0.177	0.155	0.127	0.177	0.161	0.179	0.148	±0.015	
Nd	0.667	0.694	0.630	0.523	0.716	0.653	0.690	0.609	±0.024	
Sm	0.115	0.120	0.120	0.102	0.125	0.120	0.125	0.113	±0.009	
Eu	0.023	0.021	0.017	0.009	0.027	0.016	0.019	0.006	±0.004	
Gd	0.092	0.085	0.095	0.090	0.075	0.092	0.096	0.074	±0.007	
Tb	0.006	0.005	0.009	0.012	0.006	0.008	0.006	0.007	0.004	
Dy	0.010	0.022	0.032	0.043	0.009	0.031	0.021	0.019	±0.004	
Er	-	-	-	0.011	-	-	-	-	±0.003	
Ca	0.125	0.128	0.226	0.477	0.111	0.173	0.106	0.433	±0.003	
Th	0.178	0.155	0.186	0.496	0.121	0.232	0.100	0.252	±0.006	
U	0.016	0.016	0.057	0.039	0.016	0.014	0.026	0.013	±0.004	
Si	0.024	0.033	-	0.017	0.003	0.049	0.010	0.046	±0.010	
P	3.991	3.944	3.981	3.981	4.044	3.907	4.024	3.962	±0.040	
Σ	7.951	8.012	8.008	7.988	7.961	8.021	7.974	8.066	±0.107	
Eu/Eu*	0.66	0.64	0.48	0.30	0.83	0.45	0.52	0.20	±0.130	

n.d. = measured values below the detection limit

 Tab. 3: Selected EMP-analyses of monazite. Values represent oxide wt.%. Monazites are discriminated by their Y-contents in high-Y- (1.15-1.85% Y₂O₃) and low-Y monazites (<0.65% Y₂O₃). Measurements errors and detection limits calculated on sample NM92-59.

than in the Sopron Series. Most of the monazites show xenoblastic shape, idioblastic grains are rare. Chemical differences could not be related to different shapes. Rhabdophane is always xenoblastic.

Two types of rhabdophanes were recorded, easily distinguished by their appearance (Fig. 4c, d and f), Ca/Th

ratios, and different oxide totals (Fig. 2); they have never been found in one sample together. Monazite and Type 2 rhabdophane often appear as mono-crystalline grains, up to 100 μm large, whereas Type 1 rhabdophane mainly occurs in clusters showing the habit of a pseudomorph after a former REE-mineral. Xenotime occurs in most mica schists of the

Rhabdophane analyses

Sample	NM92-6 Type 1 ÓKB Series	NM92-71 Type 1 ÓKB Series	NM92-115 Type 2 ÓKB Series	NM93-128 Type 2 ÓKB Series	NM93-22 Type 2 Sopron Series	NM93-59 Type 1 Sopron Series	NM92-121 Type 1 Sopron Series
Y ₂ O ₃	1.60	2.83	0.62	0.32	0.06	1.75	3.09
La ₂ O ₃	11.05	10.91	13.52	13.61	14.47	11.03	10.18
Ce ₂ O ₃	24.22	20.22	29.46	28.95	29.23	23.25	22.91
Pr ₂ O ₃	2.47	2.21	2.89	3.04	2.75	2.20	2.55
Nd ₂ O ₃	9.35	8.80	11.44	11.94	11.49	9.01	9.30
Sm ₂ O ₃	1.89	1.71	2.21	2.35	1.95	1.49	2.09
Eu ₂ O ₃	0.40	0.47	0.39	0.40	0.50	0.38	0.33
Gd ₂ O ₃	1.53	2.02	1.68	1.57	1.21	1.42	1.69
Tb ₂ O ₃	0.16	0.16	0.19	0.11	n.d.	0.14	0.17
Dy ₂ O ₃	0.56	0.92	0.36	0.24	0.16	0.56	0.70
Er ₂ O ₃	0.13	0.39	n.d.	n.d.	n.d.	0.18	0.22
CaO	4.76	3.90	0.38	0.59	0.58	5.47	4.63
ThO ₂	3.89	9.01	1.48	2.98	2.72	8.16	1.85
UO ₂	0.39	0.59	0.48	0.47	0.61	0.36	0.56
SiO ₂	0.16	0.64	0.02	0.15	0.05	0.07	0.27
P ₂ O ₅	28.96	27.48	29.92	28.25	29.45	28.62	28.77
Total	91.61	92.49	95.06	95.03	95.24	94.11	89.39
Ionic numbers based on 16 Oxygens							
Y	0.139	0.250	0.053	0.028	0.005	0.151	0.271
La	0.665	0.669	0.806	0.833	0.869	0.658	0.618
Ce	1.446	1.231	1.743	1.758	1.742	1.378	1.381
Pr	0.147	0.134	0.170	0.184	0.163	0.130	0.153
Nd	0.545	0.522	0.660	0.708	0.668	0.521	0.547
Sm	0.106	0.098	0.123	0.134	0.109	0.083	0.119
Eu	0.022	0.027	0.022	0.023	0.028	0.021	0.019
Gd	0.083	0.111	0.090	0.086	0.065	0.076	0.092
Tb	0.009	0.009	0.010	0.006	-	0.007	0.009
Dy	0.029	0.049	0.019	0.013	0.008	0.029	0.037
Er	0.007	0.020	-	-	-	0.009	0.011
Ca	0.832	0.695	0.066	0.105	0.101	0.949	0.817
Th	0.144	0.341	0.054	0.113	0.101	0.301	0.069
U	0.014	0.022	0.017	0.017	0.022	0.013	0.021
Si	0.026	0.106	0.003	0.025	0.008	0.011	0.044
P	3.999	3.868	4.095	3.968	4.059	3.922	4.010
Σ	8.217	7.901	7.934	8.005	7.950	8.260	8.221
Eu/Eu*	0.71	0.77	0.62	0.63	0.99	0.80	0.53

n.d. = measured values below the detection limit

Tab. 4: Selected EMP-analyses of rhabdophane. Values represent oxide wt.%. Note the high Y-contents and the low oxide totals of Type 1 rhabdophane compared with those of Type 2 rhabdophane.

ÓKB Series and in leuchtenbergite-bearing rocks of the Sopron Series.

Chondrite-normalized REE patterns are plotted for representative averages of differentiated groups. In most

cases, however, they are very similar (Fig. 3). Analyses are individually plotted in the Eu/Eu* vs. Y₂O₃ and CaO vs. ThO₂ fields (Fig. 5; 6). Selected analyses are given in Tabs. 3 and 4, the total data set is available upon request free of

charge from the first author.

Öbrennberg-Kaltes Bründl Series

Biotite-andalusite-sillimanite schists

Six samples were investigated. All contain abundant LREE-phosphate minerals (Tab. 2) and some xenotime, which is usually enclosed in biotite.

Monazite was found in 5 samples. Most monazites are inclusions in andalusite and biotite or can be found at the boundary between biotite and andalusite (Fig. 4a and b). In sample NM93-97, monazite seems to overgrow small xenotime grains enclosed in biotite (Fig. 4b). Some grains are idioblastic, most are xenoblastic and have a rhabdophane rim in places. Texturally, many of the monazites seem to be older than, or contemporaneous with the andalusite, thus belonging to the first staurolite producing or the second andalusite/biotite-producing metamorphic overprint (see also BERNHARD et al. 1998).

The compositional range of monazite is usually small. The most obvious uniform changes can be observed in the Y contents, which are rather similar within single samples, independent of the textural position, but vary between different samples. The variations in the Y-content enable a

time (Fig. 4b), with unusually high Y content (2.38 wt.%). Another grain, poor in Y, was found in sample NM93-114. Monazite usually displays moderately negative Eu-anomalies ($Eu/Eu^* = 0.50 - 0.75$), except for monazites with atypical Y-contents, which show unusually strong negative Eu-anomalies.

The Th and Ca contents change in a linear relationship (Fig. 6a), nearly according to formula (1). Thorium varies significantly, which seems to be independent of changes in the concentration of Y and REE (Tab. 3).

Rhabdophane shows two varieties, in both appearance and composition. Type 1 rhabdophane seems to be porous or built up of small grains. It was found as clusters of small, irregular grains at the corroded rims of some monazite in sample NM92-71 (Fig. 4c) or independently of monazite in NM92-71 and in NM93-106. Chemically, it is characterised by a high Ca content, which is definitely higher than necessary to compensate for Th and U entry according to reaction (1). This makes its energy dispersive spectrometer (EDS) spectrum different from the monazite spectrum. Usually, the Y and HREE-contents are also high compared to monazite, which makes the chondrite normalised pattern distinctive (Fig. 3a and b). The oxide totals range between 88.0 - 95.5 wt.%.

Type 2 rhabdophane is very similar to monazite in its ap-

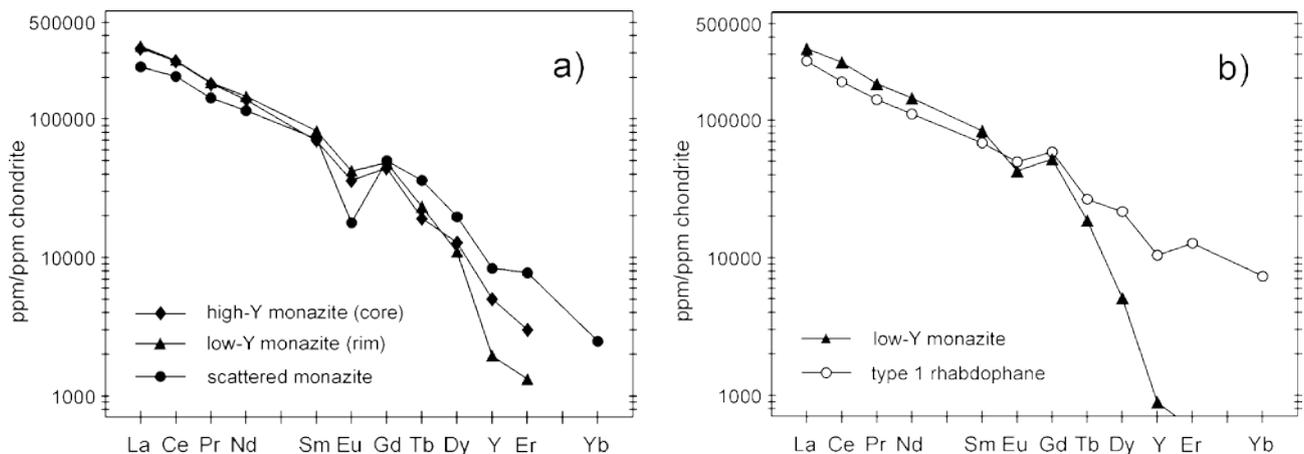


Fig. 3: Chondrite normalised REE patterns of monazite and rhabdophane in selected Bt-And-Sil schists (ÓKB series) **a)** Monazites of sample NM93-97: observe the differing values of the Eu-anomalies of high- and low-Y monazites and one scattered data point of monazite. **b)** Monazite and Type 1 rhabdophane of sample NM92-71.

distinction between two chemical groups of monazite; high-Y (1.15-1.85 wt.% Y_2O_3) and low-Y monazites (<0.35 wt.% Y_2O_3). In the plot Eu/Eu^* vs. Y_2O_3 there is a well-defined gap in the Y-contents between the two groups (Fig. 5a and b). Samples NM93-97, NM93-106 and NM93-114 contain high-Y monazites, whereas NM93-128 and NM92-71, similarly with the chlorite-sericite-garnet schist of NM93-105, have low-Y monazites (Fig. 5a and b, Tab. 2).

NM93-97 contains a chemically zoned monazite, intercalated with biotite and andalusite. Its central part has a high Y_2O_3 content (1.57 wt.%), similar to other big grains (1.15 - 1.55 wt.%), whereas the rim and some small grains have only 0.40 - 0.66 wt.% Y_2O_3 . Additionally, a few monazites have Y-contents different from both groups, such as a monazite inclusion in biotite and, being in vicinity of xeno-

pearance and composition. In BSE pictures they show slightly lower brightness compared with monazite (Fig. 4d). Their compositions are quite similar, except for the oxide totals, which are around 100.0 wt.% for monazite and around 95.0 wt.% for Type 2 rhabdophane (Tab. 3 and 4).

Chlorite-sericite-garnet schists

Sample NM93-105 contains many monazite grains. They have irregular boundaries, seem to be corroded, and often appear in groups; some are enclosed in biotite or garnet. Some of the monazites, especially the inclusions in garnet, show thin rhabdophane rims. Their compositions are rather uniform, similar with the low-Y monazite of some biotite-andalusite-sillimanite schist. Few xenotime grains, included in garnet, were also found.

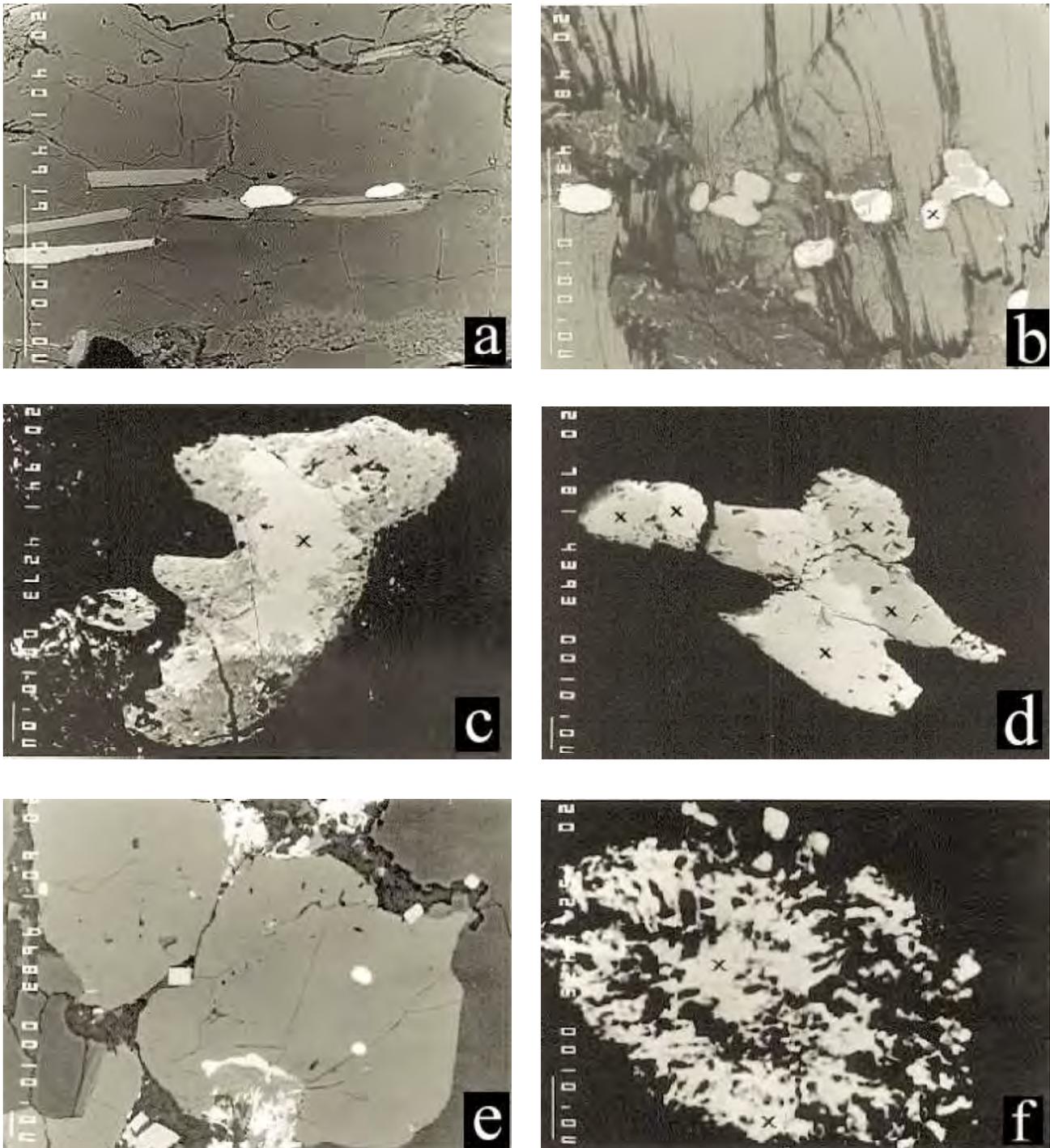


Fig. 4: Backscattered electron images. Locations of EMP-analyses are marked with „x“.

a) Two idioblastic high-Y monazite-inclusions (white) in andalusite, together with biotite (medium grey) and ilmenite (bright grey) defining an older schistosity; Bt-And-Sil schist NM93-114 (ÓKB series); Scale bar: 100 mm. **b)** Monazite (bright grey) probably overgrowing xenotime (medium grey), next to biotite (medium grey, cleavage); Bt-And-Sil schist NM93-97 (ÓKB series); Scale bar: 100 mm. **c)** Low-Y monazite (bright grey) being corroded and overgrown by typical grainy Type 1 rhabdophane (medium grey); Bt-And-Sil schist NM92-71 (ÓKB series); Scale bar: 10 mm. **d)** Low-Y monazite (white) together with Type 2 rhabdophane (medium grey) showing similar appearance, but different brightness, Bt-And-Sil schist NM93-128 (ÓKB series); Scale bar: 10 mm. **e)** Monazite inclusions (white, rounded) in large apatite (medium grey). Zircon (bright grey, rectangular) and Type 1 rhabdophane (white, irregular) can be found at the rim of the apatite grains; medium grained ortho-gneiss NM93-121 (Sopron series); Scale bar: 10 mm. **f)** Amoeboidal Type 1 rhabdophane cluster (white, irregular) probably representing a pseudomorph after a pre-existing mineral; Ms-Chl-Grt-Bt-mica schist NM92-59 (Sopron series); Scale bar: 10 mm.

Sample NM92-6 contains numerous clusters of small Type 1 rhabdophane grains. They often seem to replace former mineral grains. No monazite or xenotime was found in this sample.

Garnet-biotite gneiss

Sample NM93-136 contains monazite and Type 1 rhabdophane but neither xenotime nor Type 2 rhabdophane. Most of the monazite grains are smaller than 10 µm. All are corroded, even those which are enclosed in biotite, garnet or ilmenite, and they often show rims of Type 1 rhabdophane. Their Y-content is low and their chemistry is comparable with other monazites with slightly stronger REE-concentration variations. Type 1 rhabdophane commonly appears at the rim or together with monazite, but also as independent grains. Two analyses of Type 1 rhabdophane show rather different compositions.

Sopron Series

Muscovite-chlorite-garnet schist

Monazite is very rare, xenotime is totally absent, and in one sample (NM92-22) Cl-apatite was found (Tab. 2). In NM92-7 there is one sector-zoned grain enclosed in quartz, with variable Y-content. In NM92-59 two monazite inclusions were found in two different garnet crystals, with similar compositions, one showing a rhabdophane rim.

Rhabdophane is present in all samples (Tab. 2). Type 1 rhabdophane in clusters of small grains and high Ca-content is relatively abundant in NM92-18. One 10 µm large grain with very high Th, Ca and Y-content is interpreted as brockite. NM92-59 contains comparatively many Type 1 rhabdophane grains, which often appear as pseudomorphs after a former mineral (Fig. 4f). In this sample, numerous analyses of Type 1 rhabdophane gave relative uniform compositions (Tab. 4) and oxide totals between 90.8 - 95.5 wt.%.

Abundant Type 2 rhabdophane forming 10 - 100 µm size irregular shaped grains was found in sample NM92-22. They have 94.1 - 95.4 wt.% oxide totals, even when enclosed in garnet.

Medium- and coarse-grained orthogneisses

None of the four examined samples (NM93-82, NM93-94, NM93-111 and NM93-121) contains monazite or xenotime greater than 10 µm in size.

Sample NM93-121 contains very little monazite, which are smaller than 10 µm, and enclosed in apatite, showing pronounced negative Eu-anomalies. The biggest one, shown in Fig. 4e is *c.* 7 µm long, with an oxide total of 97.6 wt.%. Smaller grains range between 95.4 to 96.9 wt.% (Tab. 3). Despite these low oxide totals, they are thought to represent monazite, because their compositions differ from that of rhabdophane in the same sample. The low oxide totals and high Ca-contents may be an artifact of their small size.

Type 1 Rhabdophane forms clusters of small grains in three gneiss samples (Tab. 2). They often have the appearance of pseudomorphs, and in places are attached to the boundaries of apatite (Fig. 4e). The Ca and Y-contents are relatively high, with variable Th (Tab. 4).

Muscovite-leuchtenbergite schist and kyanite-leuchtenbergite quartzite

The muscovite-leuchtenbergite-schist of sample NM93-85 contains many monazites, few xenotime, some Cl-apatite and one florencite grain(s). Monazite grains can be idioblastic, rounded or resorbed and in places zoned. Their compositions vary, with oxide totals between 98.5 and 99.6 wt.%. Four of the 7 analyses show strongly negative Eu-anomalies ($Eu/Eu^* \leq 0.35$), including the rim of a zoned grain.

The kyanite-leuchtenbergite quartzite of NM93-89 comprises less monazite and more xenotime and just some apatite containing Cl (Tab. 1). The monazite grains are rounded and form small groups. None of the leuchtenbergite-bearing rocks contain rhabdophane.

5. Discussion

Monazite is one of the most highly resistant minerals, during weathering, sedimentary transport, and metamorphism and therefore the biggest ore deposits are placer deposits (MARIANO 1989). It may survive, at least partly, during relatively high-grade metamorphism, although the exact stability limits are not known yet. SUZUKI et al. (1994) found detrital monazite grains in andalusite-sillimanite paragneisses (620 °C) and in sillimanite-orthoclase (680 °C) parageneses having preserved their pre-metamorphic age. SUZUKI & ADACHI (1994) dated monazite in paragneisses of the upper amphibolite facies, with different core and rim ages. WATT (1995) found corroded monazite in partly melted granulite at 800 °C, 0.6 GPa and water-undersaturated conditions, with their core retaining the original compositions. MONTEL et al. (1996) identified two monazite generations in gneiss inclusion of granite, and 3 generations in some polymetamorphic rocks.

On the other hand, FINGER et al. (1998) carefully documented the partial transformation of magmatic monazite in granitoid rocks to apatite, allanite and epidote during amphibolite facies metamorphism, at about 550-600 °C and 0.5-0.6 Gpa. Partial breakdown of monazite to apatite, was described by LANZIROTTI & HANSON (1996) in metapelites metamorphosed between 400 - 600 °C at 0.7 - 0.9 GPa, and by POITRASSON et al. (1996) in granites chloritised at 284 °C. Hydrothermal alteration of monazite has been illustrated by CESBRON (1989), with several examples.

The solubility of REE-phosphates has been studied by LIU & BYRNE (1997) at 25 °C, in highly acidic (pH = 1) hydrous solutions. According to their results, the solubility decreases from La to Pr and increases from Sm to Lu. The solubility of Y is nearly equivalent with Ho, both having similar ionic radii.

Monazite in the biotite-andalusite-sillimanite schists of the ÓKB Series are often enclosed in andalusite, in biotite, or can be found at the boundaries of these minerals; sometimes biotite is enclosed or intercalated. These textures suggest that the majority of these monazites have been formed before and/or during the andalusite forming metamorphic event.

The occurrence of high-Y and low-Y monazite with a well-defined gap in the Y-contents between the two groups is characteristic for the mica schists of the ÓKB Series (Fig.

5a and b). Except for NM93-97 containing both high- and low-Y monazite, the variations of the Y_2O_3 contents within each sample are smaller than in the prograde metamorphic rock series of FRANZ et al. (1996) and HEINRICH et al. (1997). The high-Y monazites are also enriched in other HREE compared with the values of low-Y monazites. In the Hungarian part of the crystalline, at Óbrennberg and Vöröshíd, the monazites in the mica schists of the ÓKB Series show similar division into two groups, with similar limits, except one sample in which the Y contents of the monazite grains varied continuously between the two groups (NAGY & ÁRKAI 1999).

HREE, i.e. the coexistence between monazite and xenotime was not maintained.

Compared with the abundance of monazite in the mica schists in the ÓKB Series, the mica schists of the Sopron Series contain only a few monazites and xenotime is missing totally. In NM92-59 monazite grains are only preserved as inclusions in garnet. Possibly existing monazite and xenotime, not armoured by other minerals, may have been transformed to rhabdophane during Alpine metamorphic processes. The increased fluid activity and intense deformation might have caused the destruction of monazite in the Sopron Series. The high differences in monazite

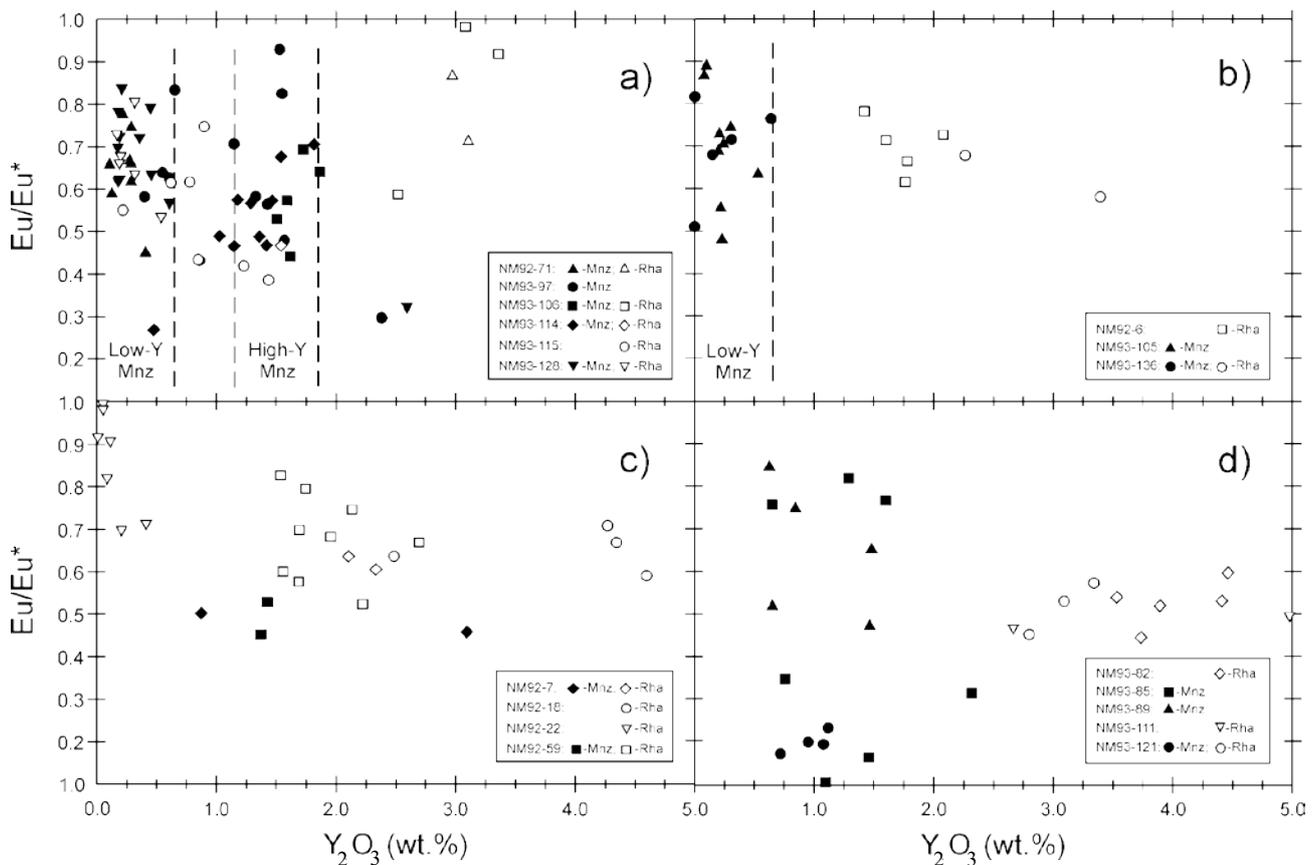


Fig. 5: Eu-anomaly vs. Y_2O_3 -contents of monazite and rhabdophane. **a)** Bt-And-Sil schists (ÓKB Series). **b)** Chl-Ser-Grt schists (ÓKB Series). **c)** Mica schists (Sopron Series). **d)** Orthogneisses and Lbg-containing rocks (Sopron Series).

The differences in Y_2O_3 contents indicate that the monazite formation happened mainly in at least two different metamorphic events. Based on the experiences of FRANZ et al. (1996) and HEINRICH et al. (1997), and experiments of GRATZ & HEINRICH (1997, 1998) on the temperature/pressure dependency of the REE-chemistry of monazite coexisting with xenotime, monazite of the high-Y group formed under higher grade metamorphic conditions than the low-Y monazites. Due to the textural position of both, high- and low-Y monazite, included in andalusite as well as outside of andalusite, the time relation of both types remains unclear. The zoned grain in sample NM93-97 with the higher Y content in the centre would indicate that the higher-grade monazite is older than the lower T and/or P monazite. Another possibility is that, in the younger monazite-forming event, the REE-supplying medium was depleted in Y and

abundances found in the chlorite-sericite-garnet schists (NM92-6; NM93-105), which represent lithologies of the lowermost part of the ÓKB Series, might indicate local differences in the above mentioned factors.

Monazite is absent from most of the orthogneisses. In the medium-grained orthogneiss of sample NM93-121, only a few small monazite inclusions in apatite, which are probably of magmatic origin, are preserved. The lack of monazite in the meta-granitoid rocks (Tab. 1 and 2), except those armoured by minerals with low intracrystalline diffusion coefficients can be explained by the low stability of monazite in granitoid rocks during amphibolite facies metamorphism (FINGER et al. 1998 and references therein).

The leuchtenbergite-containing rocks in this area are strongly altered by Alpine deformation and metasomatism (HUBER 1993, DEMÉNY et al. 1997). The metasomatism

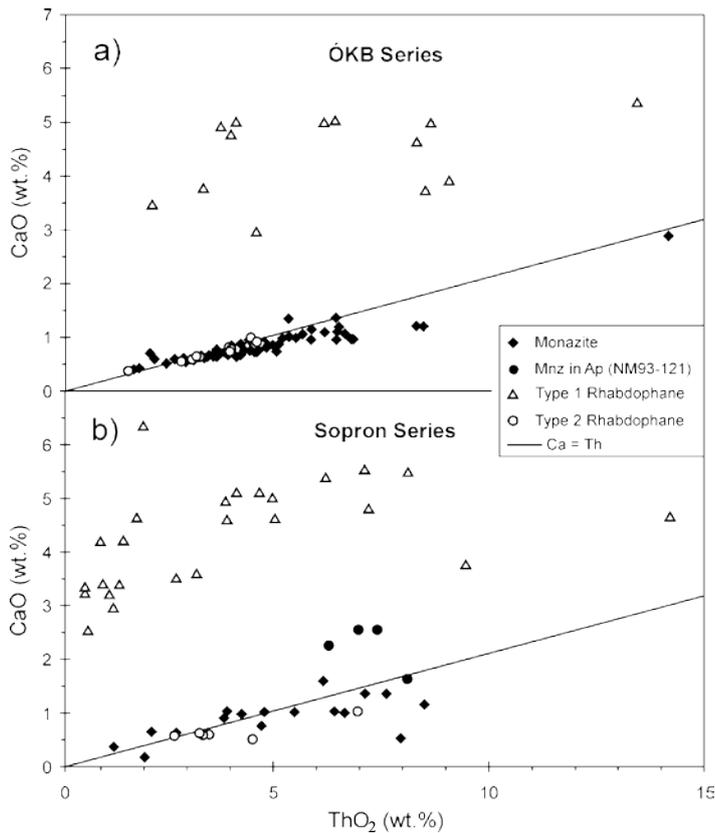


Fig. 6: Diagramm CaO vs. ThO₂ of all analyses on monazite and rhabdophane.

a) ÓKB Series.

b) Sopron Series.

Note the high Ca contents of Type 1 rhabdophane in both series and the strong scatter of monazite data points in the Sopron Series.

caused a strong depletion of the whole-rock composition in alkalis and Fe but enrichment in Mg and H₂O. The presence of Cl-apatite and florencite in these samples, as well as the chemistry of the outer rim of the zoned monazite in NM93-85, is probably related to these metasomatic processes. While it is very likely that leucophyllites (e.g. sample NM93-85) originated from highly sheared meta-granititic rocks, the protolith of the leuchtenbergite-kyanite-quartzite of NM93-89 is not certain. The investigated leucophyllite clearly contains more monazite than any of the investigated granitoids in the Sopron Hill, therefore its protolith may have been unusually rich in REE and/or REE have migrated from the surrounding rocks during metasomatic processes. Most of the monazites have moderate negative Eu-anomalies, with Eu/Eu* = 0.40 - 0.95 (Fig. 5). Strongly negative anomalies with Eu/Eu* < 0.35 were observed only in few cases: (i) two „atypical analyses“ (i.e. having Y-values not within the limits of high-Y- or low-Y monazites of the same rock sample) in Bt-And-Sil schists (NM93-97, NM93-114); (ii) small monazite inclusions in magmatic apatite in a medium-grained orthogneiss (NM93-121), which are very similar with those described in NAGY & ÁRKAI (1999); and (iii) monazite in the leucophyllite (NM93-85).

Up to now, only LANZIROTTI & HANSON (1996) have reported Eu-anomaly variations in two monazite populations having different metamorphic histories. Keeping in mind the multitude of different lithologies, the pronounced variations of the Eu-anomaly observed in the rocks of the Sopron hills are not surprising. Conversely, variations of this value within single samples may be interpreted by different origins (magmatic/metamorphic) or by growth during different metamorphic events.

Rhabdophane: Type 1 rhabdophane is rather widespread, in both the ÓKB Series and the Sopron Series. It is made of small grains, showing an appearance similar to rhabdophane described by BANFIELD & EGGLETON (1989). In the Sopron Hills, they occur in different textural positions. They are found either at the rim of monazite (Fig. 4c) or attached to or growing on the surface of apatite (Fig. 4e), often forming pseudomorphs after older minerals (Fig. 4f). Chemically, it is characterised by its high Ca-content; additionally its Y and HREE contents are always higher than that of monazite in the same rock (Fig. 5). The oxide totals range between 88.0 - 95.5 wt.%.

Type 1 rhabdophane growing at the rim of monazite (Fig. 4c) is probably the product of monazite alteration. The chemical differences exclude simple weathering and in this example it is almost impossible even by selective leaching, to reach the measured composition of the rhabdophane deriving from monazite. Yttrium, HREE and Ca are presumed to have entered from a hydrous solution by the following reaction



In most cases, the occurrence of Type 1 rhabdophane is not related to grains of monazite or even their existence in the rock. This implies that this rhabdophane formed from hydrous REE fluids, or more probably from partial or total disintegration of pre-existing monazite and/or xenotime (and Ca-containing mineral). This is supported by the observation that in samples with much rhabdophane and rare monazite, xenotime is scarce, too (Tab. 2).

Type 2 rhabdophane has a very similar appearance to

monazite, in terms of crystal shape, size and composition. It was distinguished from monazite by having oxide total values between 93.6 and 97.0 wt.%. Type 2 rhabdophane was found with or without monazite, but never together with Type 1 rhabdophane, and only in particular mica schists (Tab. 2). In NM93-128, numerous monazite and Type 2 rhabdophane grains were found; some independent from each other, some of them in an intimate contact (Fig. 4d). The coexistence of monazite and Type 2 rhabdophane in NM93-128 suggests that monazite was partly altered to Type 2 rhabdophane by incorporating water.

No rhabdophane, neither Type 1 nor Type 2, was found in leuchtenbergite-bearing rocks, both in the Austrian and the Hungarian part of the Sopron Hills. It is worth noting that in the Hungarian part, Type 1 rhabdophane is less widespread in mica schists, and Type 2 rhabdophane has not been found. Just one single florencite has been found in the Austrian part, which also has been identified in more leuchtenbergite bearing rocks in the Hungarian part (NAGY & ÁRKAI, 1999).

6. Conclusions

In the metamorphic rocks of the Sopron Hills accessory REE-minerals are widespread. The most common of these minerals are monazite, rhabdophane and xenotime, whereas allanite and florencite are rare. The two tectonic units in the Sopron Hills show remarkable differences in their accessory REE-mineral characteristics. The Sopron Series (Lower Austroalpine tectonic unit) is generally very poor in monazite and xenotime, whereas the Óbrennberg-Kaltes Bründl Series (?Middle Austroalpine tectonic unit) contains these minerals in abundance, reflecting differences in their metamorphic evolution and, probably, in the REE contents of their source rocks. The retrograde formation of rhabdophane seems to have consumed monazite and xenotime within the lithologies of the Sopron Series, but affected the members ÓKB Series to a smaller degree, depending on the intensity of the Alpine metamorphic overprint.

In the schists of the ÓKB Series, monazites within a single sample show rather similar compositions, despite their different textural positions, but commonly have different Y-values between different samples of the same lithology. We suppose that local variations of the bulk rock composition controlled the monazite chemistry, rather than different P/T conditions during metamorphism.

The ThO₂ content of monazite varies within samples, sometimes even within one grain. CaO changes in a linear relationship with ThO₂ (Fig. 6b), nearly according to the reaction 2REE = Th + Ca, maintaining electric charge balance of the brabantite substitution.

The two different types of rhabdophane were never seen together in a single sample, indicating their different growth conditions during Alpine retrograde metamorphism. Whereas Type 2 rhabdophane seems to represent a simple hydration of monazite, with only minor chemical changes, the formation of Type 1 rhabdophane involved not only monazite and H₂O, but also xenotime, pointing to mobility of some rare earth elements.

Acknowledgements

ED thanks B. Grasemann for all kind of support. R. Berka and R. Schuster contributed many fruitful discussions on the regional geology. Abundant comments by H. Rice are much appreciated and improved both content and style. The final version benefited greatly from comments by F. Koller, H. Frimmel and R. Scheepers. This work has been financially supported by the Hungarian National Science Found (OTKA) program No. T015993.

References

- AKERS, W.T., GROVE, M., HARRISON, T.M. & RYERSON, F.J. (1993): The instability of rhabdophane and its unimportance in monazite paragenesis. - *Chem. Geol.*, **110**: 169-176, Amsterdam.
- BANFIELD, J.F. & EGGLETON, R.A. (1989): Apatite replacement and rare earth mobilization, fractionation, and fixation during weathering. - *Clays Clay Miner.*, **37**: 113-127, Oxford.
- BALOGH, K. & DUNKL, I. (1998): K-Ar and Ar-Ar dating of the Sopron Mts., Eastern Alps, Hungary. - 16th CBGA Congr., Abstr. Vol., 58, Vienna.
- BERKA, R., SCHMIDT, K., SCHUSTER, R. & FRANK, W. (1998): Hercynian- and Permian metamorphism in the eastern part of the Austroalpine basement (Eastern Alps). - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **143**: 242-245, Wien.
- BERNHARD, F., FINGER, F., SCHITTER, F., BERKA, R. & SCHUSTER, R. (1998): Electron microprobe ages of monazite and xenotime from the Austroalpine basement units of the Fischbacher Alpen, Styria, Austria. - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **143**: 246-248, Wien.
- BOWLES, J.F.W. & MORGAN, D.J. (1984): The composition of rhabdophane. - *Miner. Mag.*, **48**: 146-148, London.
- BRAUN, J.-J., PAGEL, M., MULLER, J.-P., BILONG, P., MICHARD, A. & GUILLET, B. (1990): Cerium anomalies in lateritic profile. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**: 781-795, London.
- BURT, D.M. (1989): Compositional and phase relations among rare earth element minerals. - (In: LIPIN BR, MCKAY GA (eds) *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*), *Rev. Miner.*, **21**: 259-307, Washington.
- CESBRON, F.P. (1989): Mineralogy of the rare-earth elements. - (In: MÖLLER, P., CERNÝ, P. & SAUPÉ, F. (eds.): *Lanthanides, Tantalum and Niobium*), 3-26, (Springer) Berlin.
- CLARK, A.M. (1984): Mineralogy of the rare earth elements. - (In: HENDERSON, P. (ed.): *Rare Earth Element Geochemistry*), 33-54, (Elsevier) Amsterdam.
- DEMÉNY, A., SHARP, Z.D. & PFEIFER, H.-R. (1997): Mg-metasomatism and formation conditions of Mg-chlorite-muscovite-quartzphyllites (leucophyllites) of the Eastern Alps (W. Hungary) and their relations to Alpine whiteschists. - *Contr. Miner. Petrol.*, **128**: 247-260, Berlin.
- DRAGANITS, E. (1996): Kristallingeologische Neubearbeitung des südlichen Ödenburger Gebirges, Burgenland (Österreich). - 1-151, Unveröff. Dipl. Arb., Nat. Wiss. Fak. Univ. Wien.
- DRAGANITS, E. (1998): Seriengliederung im Kristallin des südlichen Ödenburger Gebirges (Burgenland) und deren Stellung zum Unterostalpin am Alpenostrand. - *Jb. Geol. Bundesanstalt*, **141**: 113-146, Wien.
- DRAKE, M.J. & WEILL, D.F. (1972): New rare earth element standards for electron microprobe analysis. - *Chem. Geol.*, **10**: 179-181, Amsterdam.
- FARYAD, S.W. & HOINKES, G. (1998): Correlation of metamorphic P-T conditions between basement rocks in the Austro-Alpine units east from the Tauern Window and in the eastern sector of the western Carpathians. - 159, 16th CBGA Congr., Abstr. Vol., Vienna.
- FAZEKAS, V., KÓSA, L. & SELMECZI, B. (1975): Rare earth mineralization in the crystalline schists of the Sopron Moun-

- tains. - *Földtani Közlöny*, **105**: 297-308 (in Hungarian with English abstract), Budapest.
- FINGER, F., BROSKA, I., ROBERTS, M. & SCHERMAIER A (1998): Replacement of primary monazite by apatit-allanite-epidote coronas in an amphibolite facies granite gneiss from the eastern Alps. - *Amer. Miner.*, **83**: 248-258, Washington.
- FRANZ, G., ANDREHS, G. & RHEDE, D. (1996): Crystal chemistry of monazite and xenotime from Saxothuringian-Moldanubian metapelites, NE Bavaria, Germany. - *Europ. J. Miner.*, **8**: 1097-1118, Stuttgart.
- GRATZ, R. & HEINRICH, W. (1997): Monazite-xenotime thermobarometry: Experimental calibration of the miscibility gap in the binary system $CePO_4$ - YPO_4 . - *Amer. Miner.*, **82**: 772-780, Washington.
- GRATZ, R. & HEINRICH, W. (1998): Monazite-xenotime thermobarometry: III. Experimental calibration of the partitioning of gadolinium between monazite and xenotime. - *Eur. J. Miner.*, **10**: 579-588, Stuttgart.
- GRAUCH, R.I. (1989): Rare earth elements in metamorphic rocks. - (In: LIPIN, B.R. & MCKAY, G.A. (eds.): *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*) - *Rev. Miner.*, **21**: 147-167, Washington.
- HEINRICH, W., ANDREHS, G. & FRANZ, G. (1997): Monazite-xenotime miscibility gap thermometry. An empirical calibration. - *J. Metam. Geol.*, **15**: 3-16, Oxford.
- HENDERSON, P. (1984): General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. - (In: HENDERSON, P. (ed.): *Rare Earth Element Geochemistry*), 1-32, (Elsevier) Amsterdam.
- HIKICHI, Y., YU, C.F., MIYAMOTO, M. & OKADA, S. (1991): Mechanical conversion of rhabdophane type RPO_4nH_2O ($R=La, Ce, Pr, Nd, \text{ or } Sm, n=1/2$) to the monazite type analogues. - *Miner. J.*, **15**: 349-355, Tokyo.
- HUBER, M. (1993): Bildung und geotektonische Bedeutung von Scherzonen (Leukophylliten) am Alpenostrand. - 1-136, Unveröff. Dissertation, Institut für Geowissenschaften, Univ. Leoben.
- HUGHES, J.M., FOORD, E.E., HUBBARD, M.A. & NI, Y. (1995): The crystal structure of cheralite-(Ce), $(LREE,Ca,Th,U)(P,Si)O_4$, a monazite-group mineral. - *N. Jb. Miner. Monatshefte*, **1995**: 344-350, Stuttgart.
- JONES, A.P., WALL, F. & WILLIAMS, C.T. (1996): *Rare Earth Minerals Chemistry, origin and ore deposits*. - 1-372, (Chapman & Hall) London.
- KIESL, W., WIESENER, H. & KLUGER, F. (1983): Untersuchungen des Vorkommens der Seltenen Erden und von Thorium in Gesteinen des unterostalpinen Kristallins des Semmering-Wechselsterns. - *Sitzungsber Österr Akad Wiss Mathem-Naturwiss Kl, Abt I*, **192**/1-4: 1-20, Wien.
- KISHÁZI, P. & IVANCSICS, J. (1985): Genetic petrology of the Sopron crystalline schist sequence. - *Acta Geol. Hung.*, **28**/3-4: 191-213, Budapest.
- KÖLLER, F. & WIESENER, H. (1981): Gesteinsserien und Metamorphosen der Rechnitzer Serie im Burgenland und des Unterostalpins in der Oststeiermark. - *Fortschr. Miner.*, **59**, Beih 2: 167-178, Stuttgart.
- KRETZ, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. - *Amer. Miner.* **68**: 277-279, Washington.
- LANZIROTTI, A. & HANSON, G.N. (1996): Geochronology and geochemistry of multiple generations of monazite from the Wepawaug Schist, Connecticut, USA – implications for monazite stability in metamorphic rocks. - *Contrib. Miner. Petrol.*, **125**: 332-340, Berlin.
- LELKES-FELVÁRI, G. & SASSI, F.P. (1984): Pre-alpine and alpine developments of the austridic basement in the Sopron area (Eastern Alps, Hungary). - *Rend. Soc. Italiana Miner. Petrol.*, **39**: 593-612, Roma.
- LIU, X. & BYRNE, R.H. (1997): Rare earth and yttrium phosphate solubilities in aqueous solution. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**: 1625-1633, London.
- MARIANO, A.N. (1989): Economic geology of the rare earth elements. - (In: LIPIN, B.R. & MCKAY, G.A. (eds.): *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*), *Rev. Miner.*, **21**: 309-337, Washington.
- MONTEL, J.-M., FORET, S., VESCHAMBRE, M., NICOLLET, C. & PROVOST, A. (1996): Electron microprobe dating of monazite. - *Chem. Geol.*, **131**: 37-53, Amsterdam.
- MOONEY, R.C. (1950): X-ray diffraction study of cerous phosphate and related crystals I Hexagonal modification. - *Acta Crystallographica*, **3**: 337-340, Copenhagen.
- NAGY, G. (1993): „Quick“ method for REE mineral analysis by EPMA. - 94-96, International Conference on Rare Earth Minerals, London, 1-2 April 1993, London.
- NAGY, G., ÁRKAI, P. (1999): Monazite in the metamorphic formations of the Sopron Hills, Eastern Alps, Hungary. - *Földtani Közlöny*, **129**, 267-303, Budapest (in Hung. with Engl. summary).
- POITRASSON, F., CHENERY, S. & BLAND, D.J. (1996): Contrasted monazite hydrothermal alteration mechanisms and their geochemical implications. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **145**: 79-96, Amsterdam.
- PAN, Y. (1997): Zircon- and monazite-forming metamorphic reactions at Manitouwadge, Ontario. - *Canad. Miner.*, **35**: 105-118, Ottawa.
- SAWKA, W.N., BANFIELD, J.F. & CHAPPELL BW (1986): A weathering-related origin of widespread monazite in S-type granites. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**: 171-175, London.
- SCHWINNER, R. (1935): *Zur Geologie von Birkfeld*. - *Mitt. Naturwiss. Vereins Steiermark*, **72**, 67-100, Graz.
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S. & ABART, R. (1998): Permo-Triassic high temperature/low pressure metamorphism in Austroalpine basement units (Eastern Alps). - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **143**: 383-386, Wien.
- STRUNZ, H. (1970): *Mineralogische Tabellen*. - 1-621, (Akademische Verlagsgesellschaft) Leipzig.
- SUZUKI, K. & ADACHI, M. (1994): Middle Precambrian detrital monazite and zircon from the Hida gneiss on Oki-Dogo Island, Japan their origin and implications for the correlation of basement gneiss of Southwest Japan and Korea. - *Tectonophysics*, **235**: 277-292, Amsterdam.
- SUZUKI, K., ADACHI, M. & KAJIZUKA, I. (1994): Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **128**: 391-405, Amsterdam.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. (1985): *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. - 1-312, (Blackwell) Oxford.
- TÖRÖK, K. (1996): High-pressure/low-temperature metamorphism of the Kö-hegy gneiss, Sopron (W-Hungary); phengite barometry and fluid inclusions. - *Europ. J. Miner.*, **8**: 917-925, Stuttgart.
- VLASOV, K.A. (1964): *Geochemistry, mineralogy and genetic types of rare element deposits*. - *Mineralogy of rare elements*, Vol 2, 1-830, (Nauka) Moscow, (in Russ.).
- WATT, G.R. (1995): High-thorium monazite-(Ce) formed during disequilibrium melting of metapelites under granulite-facies conditions. - *Miner. Mag.*, **59**: 735-743, London.

Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics

by

Ralf SCHUSTER & Wolfgang FRANK

with 8 Figures, 3 Tables and 1 Plate

Keywords:

Austroalpine basement units
Jurassic tectonics
Metamorphism
Geochronology
Palaeogeography

Schlüsselwörter:

Austroalpin
Jurassische Tektonik
Metamorphose
Geochronologie
Paläogeographie

Addresses of the authors:

Dr. RALF SCHUSTER, Prof. Dr. WOLFGANG FRANK
Institut für Geologie, Universität Wien, UZA II
Althanstraße 14

A-1090 Wien

E-mail:

Dr. Ralf Schuster: Schuster.Ralf@univie.ac.at

Prof. Dr. Wolfgang Frank: Wolfgang.Frank@univie.ac.at

Contents

Kurzfassung, Abstract.....	38
1. Introduction.....	38
2. Regional settings.....	39
3. Analytical techniques.....	42
4. Investigated rock series and lithologies.....	44
4.1. The Wölz Crystalline Complex.....	44
4.1.1. Prograde assemblages in the Ramingstein Window.....	44
4.1.2. Polyphase assemblages from the eastern Wölz Complex.....	47
4.1.3. Metamorphic zonation of the Wölz Complex.....	48
4.2. The Bundschuh Complex.....	48
4.3. The Bundschuh thrust.....	50
5. Discussion.....	51
5.1. Comparison of sections through the Austroalpine basement units.....	51
5.2. The pre-Alpine paleogeographic position of the Bundschuh Complex.....	53
5.3. The sedimentary cover of the „Middle Austroalpine“.....	54
Acknowledgements.....	54
References.....	54

Kurzfassung

Durch petrologische und geochronologische Untersuchungen kann im Ostalpinen Kristallin östlich des Tauern Fensters eine duktile Überschiebungszone belegt werden, die den Bundschuh Komplex vom unterlagernden Wölz Komplex trennt. Der polymetamorphe Bundschuh Komplex, welcher den Untergrund der mesozoischen Stangalm Einheit bildet, wurde während der variszischen Orogenese amphibolitfaziell geprägt. Zur gleichen Zeit erlebte der heute unterlagernde Wölz Komplex maximal Bedingungen der unteren Grünschieferfazies. Diese Metamorphosezonierung impliziert einen tektonischen Kontakt der beiden Einheiten. Aufgrund lithologischer Übereinstimmungen zwischen dem Bundschuh Komplex und dem südlichen Teil des Ötztal Komplexes ist anzunehmen, daß der Bundschuh Komplex ebenso wie das Gurktaler Deckensystem bis in den Jura nahe dem südlichen Ötztal Komplex beheimatet war. Vermutlich im Jura wurden diese Einheiten an sinistralen Seitenverschiebungen ostwärts bewegt. Im Zuge der kompressiven Eoalpinen Tektonik, um ca. 100 Ma, wurden sie auf den Wölz Komplex WNW-gerichtet aufgeschoben. Die minimale Überschiebungswerte beträgt 35 km. Danach ist eine kontinuierliche Metamorphosezonierung von amphibolitfaziellen Bedingungen im Liegenden bis zu grünschieferfaziellen Bedingungen im Hangenden der kristallinen Einheiten zu beobachten. Die permo-mesozoischen Deckserien des Wölz Komplexes, Teile der Nördlichen Kalkalpen, müssen vor oder während der Bundschuhüberschiebung von ihrem Untergrund abgesichert worden sein.

Abstract

Based on metamorphic petrology and geochronological investigations a major Eoalpine ductile thrust zone separating the Bundschuh Complex from the underlying Wölz Complex is identified within the Austroalpine basement units east of the Tauern Window. The polymetamorphic Bundschuh Complex, forming the base of the Mesozoic Stangalm

Unit, experienced medium-grade Hercynian metamorphism. In contrast the tectonically lower Wölz Complex reached not more than lower greenschist facies conditions at this time. Because of this observed metamorphic zonation the contact between the Bundschuh Complex and the Wölz Complex is tectonic. Due to palaeogeographic considerations and due to lithological similarities with crystalline rocks of the Ötztal Complex, we conclude that the Bundschuh Complex, and the Gurktal Nappe were situated in a westerly position, close to the southern Ötztal Complex until Jurassic times. Most probably during Jurassic times, these units were displaced eastwards along sinistral strike-slip faults. Middle Cretaceous compressional tectonics (c. 100 Ma) emplaced the Bundschuh Complex and the Gurktal Nappe onto the Wölz Complex. The minimum transport distance in WNW-direction is about 35 km. After that a continuous Eoalpine metamorphic gradation from amphibolite facies at the base to lower greenschist facies conditions at the top of the welded units developed. The original cover series of the Wölz Complex, parts of the Northern Calcareous Alps, were stripped off before or during the emplacement of the Bundschuh Complex.

1. Introduction

“Altkristallin” is a classic term for the vast masses of Austroalpine crystalline basement units. It is considered to represent a continuous tectonic unit, dominated by Hercynian amphibolite-grade metamorphism and corresponding penetrative deformation, whereas Alpine structures are limited to distinct deformation zones. Among other arguments, such considerations were used to establish the concept of the “Middle Austroalpine” by TOLLMANN (1959, 1977). According to this concept main parts of the “Altkristallin” form the Middle Austroalpine basement unit which is covered by Mesozoic sediments with special facies characteristics. They were deposited north of the Upper Austroalpine including the Northern Calcareous Alps (Fig. 1A). During the Eoalpine compressional event the Northern

Calcareous Alps have been stripped of from their basement and thrust to the northwest overriding the Middle and Lower Austroalpine. Except negligible volumes the Upper Austroalpine basement disappeared from the surface. Remnants of this Middle Austroalpine sedimentary cover occur mostly at the northern margin of the basement. However east of the Tauern Window the Stangalm Mesozoic overlies the central part (Fig. 2 and 3). This isolated Permo-Mesozoic sequence holds a key position in understanding

ne metamorphic events, the well known Hercynian and an additional high-temperature/low-pressure metamorphic event during Permo-Triassic times (SCHUSTER et al. 1999a, b).

In this paper we deal with the metamorphic evolution of the crystalline units below the Stangalm Mesozoic Unit. Informations from the basement units in the Stangalm area give important constraints for the palaeogeography of the

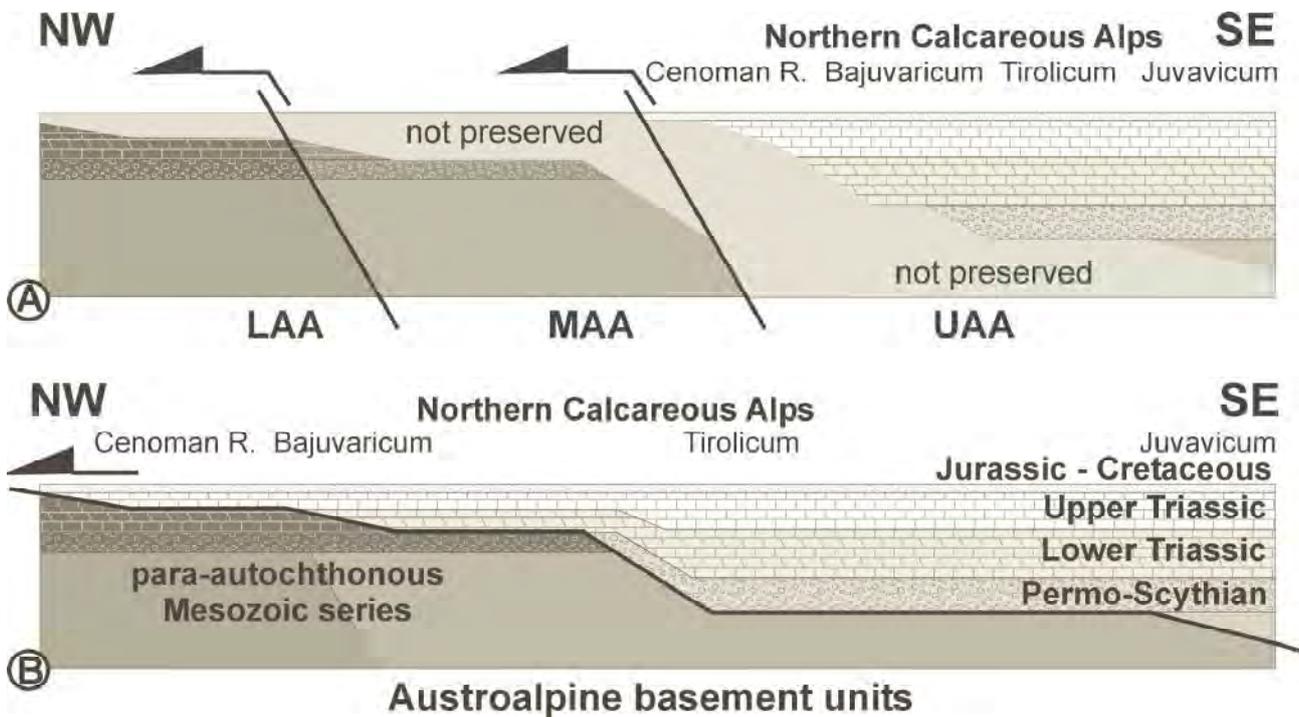


Fig. 1: Tectonostratigraphy of the Austroalpine units. (A) model according to TOLLMANN (1977). Per definition (e.g. TOLLMANN 1977, page 5) the Lower Austroalpine (LAA), Middle Austroalpine (MAA) and Upper Austroalpine (UAA) represent lateral neighbouring areas. (B) proposed model according to FRANK et al. (1983), GENSER & NEUBAUER (1989) and SCHUSTER et al. (1999a). In this model, LAA, MAA and UAA do not represent lateral neighbouring areas any more. Therefore, the nomenclature defined by TOLLMANN (1977) is not applicable using model B.

the evolution history of the Austroalpine tectonic realm. Various and contrasting models (among others: TOLLMANN 1965, CLAR 1965, TOLLMANN 1975, FRANK 1987) have been proposed to explain the present day arrangement of the lithotectonic units in the Stangalm area in respect of the mutually assumed Permo-Triassic palaeogeography.

Since the eighties it has been recognised, that the "Altkristallin" is not a Hercynian consolidated basement block. It rather consists of several nappe complexes that have been overprinted during the Eoalpine event to various degrees with an increasing metamorphic gradient from north to the south. In the northern Hercynian metamorphic units low temperature deformation in distinct zones was recognised e. g. in the Schladming Complex (SLAPANSKY & FRANK 1987) or in the Semmering and Wechsel Complexes (DALLMEYER et al. 1992). In contrast in the south an intense tectonic and metamorphic overprint reaching eclogite and amphibolite facies conditions has been noticed (MORAUF 1980, FRANK 1987, THÖNI & JAGOUTZ 1992, HOINKES et al. 1999). In the last years it was possible to distinguish two major pre-Alpi-

Austroalpine area during post-Hercynian, Jurassic and Eoalpine times and for the old problem to correlate Austroalpine Permo-Mesozoic cover series with their former basement.

2. Regional settings

According to TOLLMANN (1977) the tectonically deepest part of the Austroalpine in the investigated area, east of the Tauern Window, is the Lower Austroalpine (Fig. 3A) which comprises the frame of the Tauern Window and the Radstadt Nappe System. The Lower Austroalpine is tectonically covered by the Hercynian metamorphic Middle Austroalpine. Its lowest parts are the Schladming and Seckau Complexes in the north and the lithologically different Millstatt Complex in the south. These units are overlain by the vast mass of micaschists of the Wölz Complex, comprising the "Wölz Micaschists" in the area around Bretstein and Oberwölz, the "Aineck-Teuerlnock Serie" at the Katschberg pass and the Radenthein Complex. The uppermost crystalline units

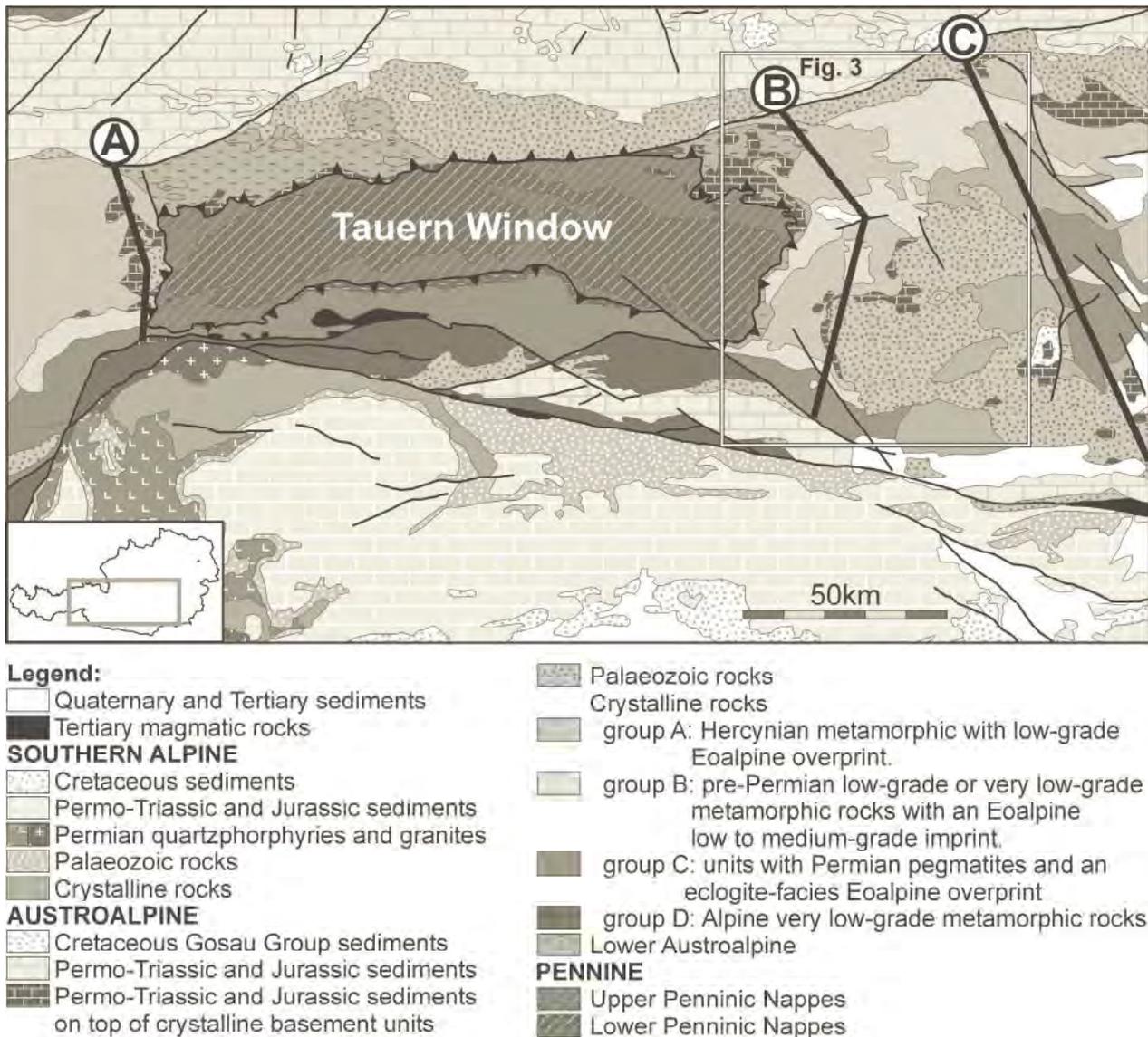


Fig. 2: Tectonic map of the Austroalpine. The subdivision of the crystalline units follows the discussion in SCHUSTER et al. (1999a). Lines A, B and C give the section lines of Fig. 7.

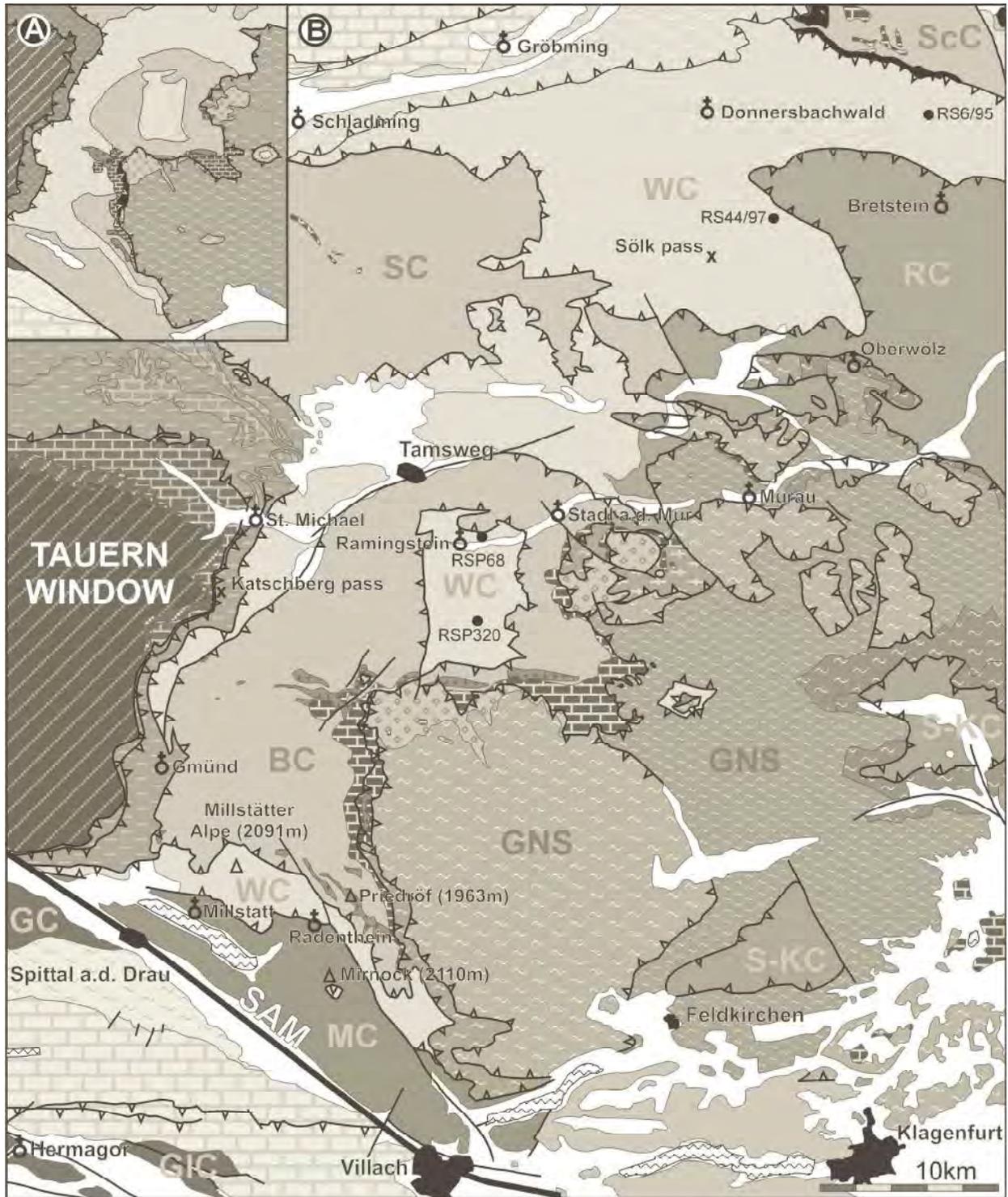
are the Bundschuh Complex in the west and the Saualm-Koralmbau Complex in the east. The para-autochthonous Mesozoic Stangalm Unit transgressed onto the Wölz Complex and the Bundschuh Complex. The tectonically highest unit is the Gurktal Nappe System, which is part of the Upper Austroalpine.

In recent years the Middle Austroalpine east of the Tauern Window has been mapped and investigated with modern geochronological and thermobarometrical methods by SLAPANSKY & FRANK (1987), FRIMMEL (1987, 1988), NOWAK

(1986), SCHIMANA (1986), THEINER (1987), BELOCKY (1988), SCHUSTER (1994), PISTOTNIK (1996) and KOROKNAI et al. (1999).

SCHIMANA (1986) discovered that the amphibolite facies assemblages in the micaschists of the Radenthein Complex are Eoalpine in age and derived from pre-Alpine garnet-free phyllites. In contrast, micaschists north of the Millstätter Alpe were recognised as polymetamorphic and part of the tectonically overlying polymetamorphic Bundschuh Complex (Fig. 3B). Thus a thrust contact between these units is deduced. Two major synmetamorphic Eoalpine and one

Fig. 3: Tectonic map of the Austroalpine east of the Tauern Window. Shown are the most important tectonic structures. (A) Model after TOLLMANN (1977): The Permo-Mesozoic Stangalm Unit transgresses onto the Hercynian welded Middle Austroalpine including the Schladming and Seckau Complexes, the "Lieser Paragneisses" (Bundschuh Complex and Millstatt Complex) and the Wölz Complex; (B) New interpretation compiled from SLAPANSKY & FRANK (1987), FRIMMEL (1987), SCHIMANA (1986), THEINER (1987) and SCHUSTER (1994). The crystalline basement units are subdivided in four groups by their metamorphic history according to SCHUSTER et al. (1999a). The Mesozoic Stangalm Unit transgresses only on top of the Bundschuh Complex. SAM = southern limit of Alpine Metamorphism (HOINKES et al. 1999).



- | | | |
|--|---|------------------------------|
| □ Quaternary and Tertiary sediments | ■ micaschists at the base of the Gurktal Nappe System | ■ S-KC Sau-Koralpe C. (S-KC) |
| AUSTROALPINE | ■ Drauzug Mesozoic | ■ WC Millstatt Complex (MC) |
| Upper and "Middle" Austroalpine | ■ Goldeck phyllites | group D: |
| ■ Mesozoic and Palaeozoic rocks | Crystalline rocks | ■ GC Goldeck Complex (GC) |
| ■ Northern Calcareous Alps | group A: | ■ GIC Gailtal Complex (GIC) |
| ■ Greywackezone (Ennstal phyllites) | ■ Schladming C. (SC), | Lower Austroalpine |
| ■ Gurktal Nappe System (GNS) | ■ Bundschuh C. (BC), | ■ Mesozoic sediments |
| ■ Ackerl Nappe (crystalline rocks) | ■ Seckau Complex (ScC) | ■ metamorphic rocks |
| ■ Stolzalpen Nappe | group B: | PENNINE |
| ■ Mesozoic sediments | ■ Wölz Complex (WC) | ■ Upper Penninic nappes |
| ■ Carboniferous Stangnock Fm. | group C: | ■ Mesozoic sediments |
| ■ phyllitic rocks | ■ Rappolt Complex (RC) | ■ basement rocks |
| ■ Murau Nappe | | ■ Lower Penninic nappes |

major Tertiary deformation phase have been reported from this area: A first west- to northwest-directed simple shear deformation (D1) responsible for the development of the main schistosity (S1) is overprinted by north-south shortening (D2) forming a crenulation cleavage with steeply dipping axial planes (S2) (SCHIMANA 1986, BELOCKY 1988). The third deformation (D3) is an southeast-directed extensional event which affects the whole rock pile (GENSER & NEUBAUER 1989). D1 and D2 can be correlated with the two major superposed deformations during the Cretaceous collisional event. The third corresponds to the Tertiary extension of the Alpine orogene (RATSCHBACHER 1986, FROITZHEIM et al. 1996). THEINER (1987) described a similar structural and metamorphic evolution in the adjoining northwestern area near to the Katschberg Pass, but could not constrain the age of metamorphism of the "Aineck-Teuerlnockserie".

The eastern Wölz Complex (Bretstein and Sölk Pass area; Fig. 3B) was investigated by SCHIMANA (1984) and by ABART & MARTINELLI (1991). In the northeastern part they found only one garnet generation formed coevally with the steeply dipping Eoalpine axial planes of the crenulation cleavage (S2). In the east near Bretstein more than one garnet generation, with complex optical zonations, staurolite and Permian pegmatites (JÄGER & METZ 1971, SCHUSTER & THÖNI 1996) occur. The amphibolite facies assemblage formed

Complex and to address the relationship of the Wölz and Bundschuh Complexes by petrological studies and geochronological methods.

3. Analytical techniques

Minerals used for isotope determinations were hand-picked under a binocular microscope, except muscovite and biotite which were separated on a vibrating table and by grinding in alcohol. The potassium content of the mineral separates used for K-Ar measurements were determined by AAS-analyses on a PERKIN-ELMER 300 instrument.

For K-Ar dating about 30 mg of sample material was filled in cylindrical Ta-capsules and put in the Ar extraction line. Heating of the minerals was done by a RF-induction coil. Cleaning of the gas was performed by cold traps and Ti-sponge getters. Ar isotopic values were measured in a VG-5400 Fission Isotopes^R mass spectrometer. The ³⁸Ar spike volume was calibrated with laboratory standards and the international standard glauconite GL-O (24.69 ⁴⁰Ar_{rad} 10⁻⁶ cm³ STP g⁻¹). The errors given on the calculated age include only the 1σ error of the analytical data.

To remove surface contaminations mineral concentrates used for Sm-Nd and Rb-Sr analyses were leached in 2.5 N

Sample	Lithology	Unit	Locality	N	E
RSP20	paragneiss	BC	P, western slope of Karlsbergeck, alt. 1280 m	47°03'29"	013°55'41"
RSP35	paragneiss	BC	P, western slope of Karlsbergeck, alt. 1500 m	47°03'32"	013°56'01"
RSP44	graphitic micaschist	WC	P, Turrach road, west of Trattnerberg, alt. 1120 m	47°01'12"	013°54'05"
RSP53	garnet micaschist	WC	P, 400 m southwest of Goderitzberg, alt. 1360 m	47°05'07"	013°53'31"
RSP68	paragonite amphibolite	WC	P, 450 m east of Goderitzberg, alt. 1340 m	47°05'00"	013°54'20"
RSP69	quartzitic micaschist	WC	P, 500 m west of Goderitzberg, alt. 1360 m	47°05'02"	013°54'33"
RSP81	garnet micaschist	WC	P, 700 m west of Kendlbruck, alt. 1040 m	47°04'00"	013°52'08"
RSP86	amphibolite	WC	P, 1 km south of Altes Forsthaus, alt. 1190 m	46°59'02"	013°54'09"
RSP95	paragneiss	BC	P, 700 m northwest of Stieberhöhe, alt. 1700 m	47°02'49"	013°56'16"
RSP113	paragneiss	WC	P, 900 m north of Hannebauer, alt. 1360 m	47°00'08"	013°54'32"
RSP114	garnet micaschist	WC	P, 1.1km northeast of Hannebauer, alt. 1420 m	47°00'11"	013°54'52"
RSP119	paragneiss	BC	P, 1 km south of Tschaundinock, alt. 1690 m	47°00'31"	013°55'42"
RSP127	hornblende-paragneiss	BC	P, 900 m northwest of Strannerhöhe, alt. 1760 m	47°02'00"	013°56'26"
RSP131	paragneiss	BC	P, 350 m northwest of Stieberhöhe, 1770 m	47°02'35"	013°56'20"
RSP294	graphitic micaschist	WC	P, 1 km east of Grabenwirt, alt. 1500 m	47°03'20"	013°55'12"
RSP320	quartzitic gneiss	WC	P, 1.9 km east of Stierbrandhöhe, alt. 1490 m	47°01'21"	013°53'20"
RS6/95	garnet micaschist	WC	B, 1 km west of Bruderkogel, alt. 2045 m	47°23'27"	014°24'14"
RS44/97	garnet micaschist	WC	S, 500 m southwest of Glattjoch, alt. 1850 m	47°19'12"	014°13'11"

P...Predlitz east of Ramingstein, B...Bretstein valley, S...Schöttel valley north of Oberwölz

Tab. 1: GPS-coordinates and localities of the samples.

contemporaneously with a west to northwest-directed main structural imprint of the rocks and was assumed to be Hercynian in age. However the Permian pegmatites were affected by this deformation and therefore SCHIMANA (1984) also discussed an Eoalpine age of this event.

The aim of this study was to determine the age of the single and polyphase metamorphic assemblages of the Wölz

HCl before decomposition for 5 minutes at about 50 °C. Chemical sample digestion and element separation closely follows the procedure as described in THÖNI & JAGOUTZ (1992). Overall blank contributions are <0.2 ng for Nd, <0.1 ng for Sm, whereas <2 ng was determined for Sr and Rb. Sm and Nd concentrations were determined from separate mass spectrometer. Sr and Rb concentrations were measured

aliquots of the solution using a mixed REE (^{147}Sm - ^{150}Nd) spike. Contents of Rb and Sr were measured by isotope dilution, using a ^{87}Rb - ^{84}Sr spike. All Nd and Sm mineral

isotope ratios, as well as Sm and Nd spiked aliquots for concentration determinations, were run as metal ions from a Re double filament on a Finnigan[®] MAT262 multicollector

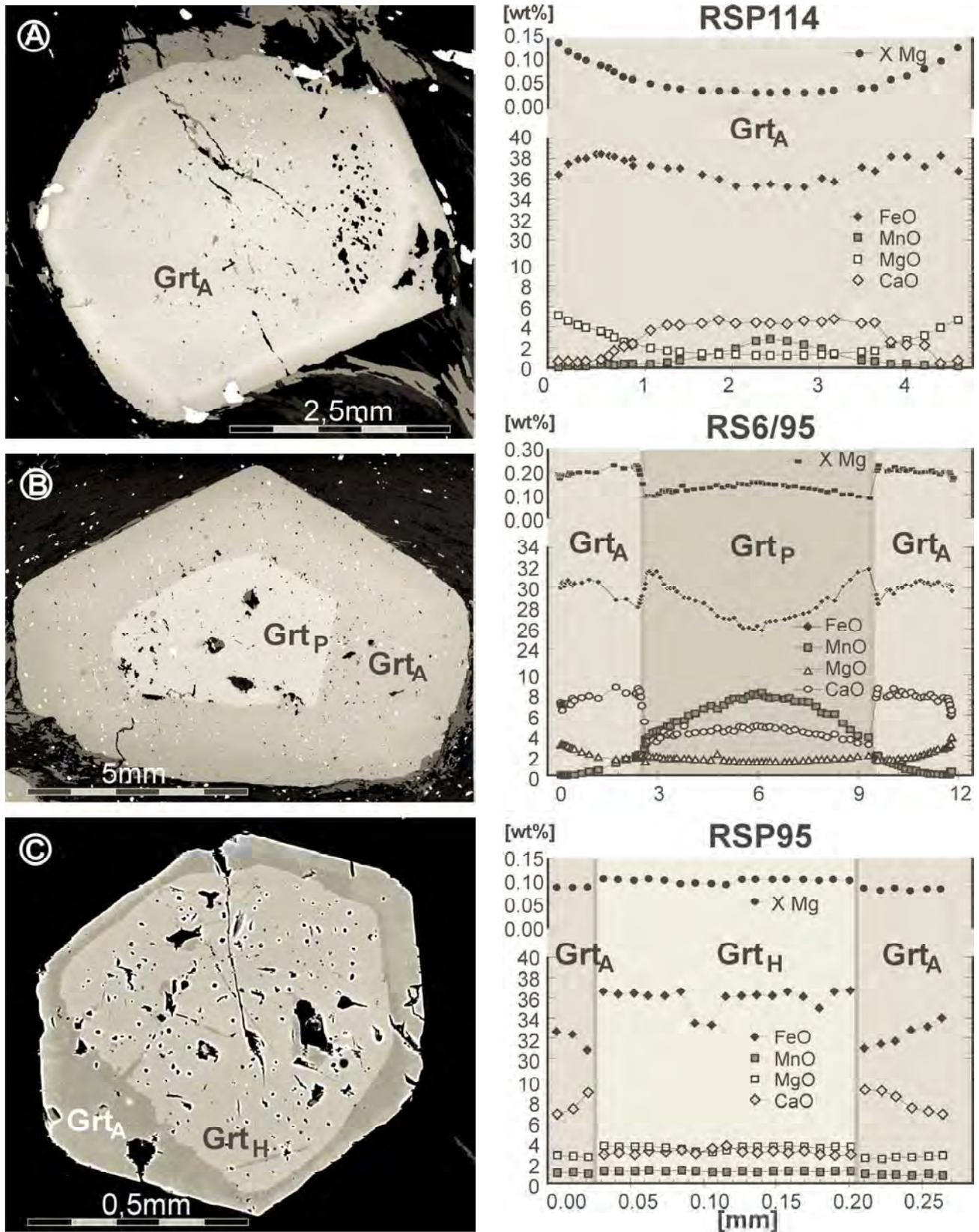


Fig. 4: BSE-images and chemical zonation pattern of representative garnets from the Wölz- and Bundschuh Complex (explanation see text): (A) Wölz Complex, Ramingstein Window (sample RSP114); (B) Wölz Complex, Bretstein valley (sample RS6/95); (C) Bundschuh Complex, frame of the Ramingstein Window (sample RSP95).

as metal species from a Ta single filament on a VG^R Micromass M30. During the relevant time interval the ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratio for the La Jolla international standard was 0.511846±0.000008 whereas the value for the NBS 987 Sr standard was 0.71011±0.00006. Errors represent 2σ-mean deviations on block means. Maximum errors for ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd and ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr ratio are estimated to be ±1 %, based on spike re-calibration and iterative sample analysis.

Mineral composition data were obtained with an ARL SEMQ microprobe by energy and/or wavelength-dispersive spectrometry at the universities of Vienna and Innsbruck. Accelerating voltage was 15 kV and sample current 20 nA. Natural and synthetic standards were used for calibration.

4. Investigated rock series and lithologies

In the Ramingstein Window (Fig. 3B) the Wölz Complex is exposed in an asymmetrical anticline below the Bundschuh Complex. As there are several new road cuts with fresh outcrops this area was well suited to study the single phase assemblages of the Wölz Complex and their relationship to the polymetamorphic Bundschuh Complex. Polyphase micaschists of the Wölz Complex were sampled in the Bretstein valley, and in the Schöttel valley north of Oberwölz. GPS-coordinates of the sample localities are given in Tab. 1.

4.1. The Wölz Crystalline Complex

4.1.1. Prograde assemblages in the Ramingstein Window

The Wölz Complex in the Ramingstein Window consists of micaschists and graphitic micaschists with intercalations of quartzites, graphiteschists, amphibolites, paragonite-amphibolites and marbles. Detailed descriptions of the lithologies are given in SCHUSTER (1994), representative chemical analyses of the minerals are shown in Tab. 2. The micaschists and graphitic micaschists are characterised by the peak metamorphic assemblage Grt + St + Ky + Ms + Pl + Qtz + Rt. The main schistosity (S1) of the rocks is overprinted by a crenulation cleavage with east-west orientated axes and steeply dipping axial planes (S2).

Garnet crystals are normally 0.5 to 1cm in size (locally up to 7cm in diameter) and of idiomorphic shape in quartz-poor, mica-rich layers. They contain inclusions of quartz, ilmenite, rutile and rarely chloritoid and clinozoisite. Ilmenite inclusions occur in the central part of the garnet, whereas rutile is present near to the rim. The inclusion trails are still in contact with the external schistosity and argue for syn- to post deformative growth of the garnet during the formation of the schistosity S1 in a west- to northwest-directed simple shear or in a plain strain regime (Plate Fig. A, B). In the graphitic micaschists garnet often contains an inclusion-free core surrounded by graphite accumulations within cleavage domes.

The chemistry of the garnets is displayed as a representative profile in Fig. 4A. In general there is a continuous zonation in the garnet composition from core to rim with slight levelling up and then a reversal in the FeO content near to the rim. Pattern of increasing FeO, MgO and X_{MgO}-ratio and decreasing MnO and CaO are very common in medium-grade metapelites and usually indicative of growth during increasing temperature (LOOMIS & NIMICK 1982).

Chloritoid occurs very rarely as idiomorphic inclusions within the garnet (Plate Fig. B). The crystals are up to 2mm in size and show a homogeneous chemical composition. If they are not completely isolated from the matrix they are replaced by staurolite or muscovite and chlorite. Kyanite occurs as small crystals together with plagioclase around the garnet, especially in highly strained areas close to the crystal edges or between garnet porphyroblasts. Also surrounded by plagioclase larger kyanite is overgrowing the white mica (Plate Fig. C). The kyanite is kinked by the S2 fabric. Staurolite forms small grains up to 0.5mm in diameter around garnet, associated with plagioclase. Only in some graphitic samples several millimeter large idiomorphic staurolite occurs in the matrix. White mica and a variable quartz content are the main components of the rock matrix. Several mica generations can be determined and verified by their chemical composition (Tab. 1). A fine grained paragonite-rich mica M1 (Pg₉₀Ms₈₋₁₀Ma₀₋₂, 3.05 Si p.f.u) forms the main schistosity S1. In the surrounding of the overgrowing kyanite-plagioclase aggregates the phengite component of the mica M2 (Ms₉₀Pg₁₀Ma₀, up to 6.44 Si p.f.u.) is increasing, whereas the paragonite component decreases. Additional unorientated mica M2 is overgrowing the schistosity S1. In some samples the phengite-rich M2 mica exsolves later on, into a muscovite M3 (Ms₉₀Pg₁₀Ma₀, 6.20 Si p.f.u.) and a rim of biotite with the same crystallographic orientation. Also in the axial planes of the crenulation cleavage (S2) this exsolution occurs during recrystallisation and postdates the deformation (Plate Fig. D). Plagioclase can be found as single crystals in pressure shadows around garnet and surrounding the kyanite of the matrix. The anorthite component (Ab₇₄₋₈₁An₂₆₋₁₉) is decreasing from core to rim. Biotite occurs together with plagioclase in the pressure shadows of the garnet, as small crystals formed by the breakdown of mica M2 and as porphyroblasts within the matrix. Chlorite is rarely found as a retrograde phase replacing the garnet.

Of special interest are amphibolites with paragonite coexisting with calcic amphibole. They further contain garnet, plagioclase (An₄₀), biotite, ilmenite, magnetite and apatite. The amphibole can be classified as a ferrotschermakite according to LEAKE (1978). Paragonite (Pg₉₀₋₉₃Ms₇₋₁₀Ma₀, 6.00 Si p.f.u.) forms flakes up to 3 mm in size. In contact to amphibole and plagioclase it is replaced by fine grained muscovite (Ms₈₂₋₈₅Pg₁₅₋₁₈Ma₀, 6.40 Si p.f.u.) and oligoclase (An₂₅) during decompression (Plate Fig. E).

The most likely garnet forming reaction in the metapelitic rocks of the Wölz Complex from the Ramingstein Window is Chl + Ms + Qtz = Grt + Bt + H₂O. The prograde meta-

Tab. 2: Representative analyses of minerals from the Wölz and Bundschuh Complex.

Sample	WC-P	WC-P	WC-B	WC-B	WC-B	WC-B	BC-P	BC-P	WC-P	WC-B	BC-P		WC-P	WC-P
	RSP81	RSP114	RS6/95	RS6/95	RS6/95	RS6/95	RSP35	RSP35	RSP81	RS6/95	RSP131	Sample	RSP114	RSP114
Mineral	mica M1	mica M2	Pa	Ma	Ms	Ms Mx	mica M2	mica M1	Bt Mx	Bt Mx	Bt Mx	Mineral	St _{center}	Ctd _{rim}
SiO₂	47,41	49,13	46,78	32,26	49,25	49,30	48,56	47,34	37,71	36,22	37,97	SiO₂	28,57	25,25
TiO₂	0,12	0,31	0,04	0,22	0,42	0,49	0,37	0,54	1,86	1,04	1,84	TiO₂	0,53	0,00
Al₂O₃	38,48	31,77	41,38	48,43	34,31	33,36	31,79	34,22	18,40	20,29	18,35	Al₂O₃	54,13	41,54
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,01	0,01	0,07	0,05	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	Cr₂O₃	0,00	0,00
FeO	0,53	1,50	0,73	0,84	1,48	1,37	1,61	1,28	16,29	20,59	16,43	FeO	9,83	21,48
MnO	0,00	0,03	0,04	0,11	0,04	0,01	0,00	0,00	0,12	0,03	0,09	MnO	0,26	0,16
MgO	0,00	2,11	0,00	0,00	1,16	2,05	2,19	1,28	11,75	10,94	11,38	ZnO	2,57	0,00
CaO	0,28	0,00	0,92	11,47	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,28	MgO	1,54	4,58
Na₂O	6,80	0,80	6,39	0,97	0,50	1,49	0,59	0,77	0,39	0,30	0,22	CaO	0,00	0,00
K₂O	0,95	8,60	0,23	0,42	7,03	7,01	9,77	9,42	8,73	5,80	8,67	Na₂O	0,00	0,00
Total	94,57	94,25	96,52	94,73	94,26	95,16	94,88	94,93	95,25	95,21	95,23	K₂O	0,00	0,00
												Total	97,43	93,01
Si	3,05	3,26	2,94	2,15	3,23	3,26	3,23	3,13	2,80	2,71	2,82	Si	1,718	1,696
Al IV	0,95	0,74	1,06	1,85	0,77	0,75	0,77	0,87	1,20	1,29	1,18	Si	0,024	0,000
Al VI	1,97	1,75	2,01	1,96	1,88	1,80	1,72	1,80	0,42	0,50	0,43	Ti	3,837	3,289
Ti	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,10	0,06	0,10	Al	0,000	0,000
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Cr	0,494	1,207
Fe	0,03	0,08	0,04	0,05	0,08	0,08	0,09	0,07	1,01	1,28	1,02	Mn	0,014	0,009
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	Mg	0,138	0,459
Mg	0,00	0,21	0,00	0,00	0,13	0,20	0,22	0,13	1,30	1,22	1,26	Ca	0,000	0,000
Ca	0,02	0,00	0,06	0,82	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	Zn	0,114	0,000
Na	0,85	0,10	0,88	0,13	0,07	0,19	0,08	0,10	0,06	0,06	0,03	Na	0,000	0,000
K	0,08	0,73	0,02	0,04	0,67	0,65	0,83	0,80	0,83	0,56	0,82	Na	0,000	0,000
Sum	6,96	6,89	7,02	7,02	6,86	6,94	6,96	6,94	7,73	7,69	7,69	K	0,000	0,000
O	11,00	Sum	6,339	6,660										
												O	10,00	10,00
Ms	0,08	0,88	0,02	0,04	0,91	0,77	0,91	0,89	—	—	—			
Pa	0,89	0,12	0,92	0,13	0,09	0,23	0,08	0,11	—	—	—			
Ma	0,02	0,00	0,06	0,83	0,00	0,00	0,00	0,00	—	—	—			
Ann	—	—	—	—	—	—	—	—	0,44	0,51	0,45			
Phl	—	—	—	—	—	—	—	—	0,56	0,49	0,55			

Sample	WC-P	WC-P	WC-P	WC-P	WC-B	WC-B	WC-B	BC-P	BC-P		WC-P	WC-B	BC-P	BC-P
	RSP81	RSP81	RSP81	RSP81	RS6/96	RS6/96	RS6/96	RSP131	RSP131	Sample	RSP81	RS6/95	RSP131	RSP131
Mineral	center		Grt	rim	Grt _{core}	Grt _{rim}	Grt _{rim}	Grt _{core}	Grt _{rim}	Mineral	PI	PI	PI 1	PI 2
SiO₂	36,96	37,20	37,35	37,65	37,52	38,28	38,11	37,01	37,17	SiO₂	64,73	63,27	66,00	67,98
TiO₂	0,17	0,11	0,15	0,08	0,10	0,10	0,02	0,04	0,06	TiO₂	0,00	0,00	0,02	0,00
Al₂O₃	20,90	20,77	20,96	21,17	22,07	21,14	21,88	21,41	21,55	Al₂O₃	22,66	23,50	22,04	20,31
FeO	29,10	31,90	32,19	33,30	26,41	30,33	31,74	32,57	29,61	FeO	0,04	0,34	0,16	0,08
MnO	4,10	0,50	0,40	0,42	7,91	0,04	3,40	1,41	1,18	MgO	0,00	0,08	0,00	0,00
MgO	0,92	1,35	1,54	3,55	1,43	3,10	2,22	3,76	2,94	CaO	4,31	4,15	3,36	1,10
CaO	7,63	7,60	7,27	3,90	4,60	7,16	3,21	3,37	7,18	Na₂O	9,18	8,76	9,81	11,13
Total	99,78	99,43	99,86	100,1	100,04	100,15	100,58	99,57	99,69	K₂O	0,00	0,06	0,00	0,00
										Total	100,92	100,2	101,39	100,60
Si	2,99	3,00	3,00	3,00	3,01	3,02	3,01	2,97	2,97	Si	2,83	2,79	2,87	2,96
Al IV	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	Al	1,17	1,21	1,13	1,04
Al VI	1,98	1,98	1,99	1,99	2,01	1,98	2,01	1,99	1,99	Ti	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	Fe	0,00	0,01	0,01	0,00
Fe³⁺	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	Mg	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe²⁺	1,95	2,14	2,16	2,21	2,19	2,00	1,81	2,17	1,96	Ca	0,20	0,20	0,16	0,05
Mn	0,28	0,03	0,03	0,03	0,24	0,01	0,58	0,10	0,08	Na	0,78	0,76	0,83	0,94
Mg	0,11	0,16	0,18	0,42	0,27	0,37	0,18	0,45	0,35	K	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,66	0,66	0,63	0,33	0,28	0,61	0,41	0,29	0,61	Sum	4,98	4,97	5,00	4,99
Sum	8,00	7,99	8,00	8,00	8,00	8,00	8,01	8,01	8,01	O	8,00	8,00	8,00	8,00
O	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00					
alm	0,65	0,72	0,72	0,74	0,73	0,67	0,61	0,72	0,65	an	0,21	0,21	0,16	0,05
sps	0,09	0,01	0,01	0,01	0,08	0,00	0,19	0,03	0,03	ab	0,79	0,79	0,84	0,95
pyr	0,04	0,05	0,06	0,14	0,09	0,12	0,06	0,15	0,12	or	0,00	0,00	0,00	0,00
grs	0,21	0,21	0,20	0,11	0,09	0,20	0,14	0,09	0,20					
anr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01					

WC-P...Wölz Complex, Predlitz east of Ramingstein; WC-B...Wölz Complex, Bretstein valley; BC-P...Bundschuh Complex, Predlitz east of Ramingstein.

morphic path passed the chloritoid stability field. Later on staurolite replaced the chloritoid by the reaction $Ctd + Qtz = St + Grt + H_2O$. Peak metamorphic conditions are represented by staurolite and kyanite bearing assemblages just within the beginning of the stability of these minerals. It is evident, that both minerals are formed by paragonite consuming, plagioclase forming reactions: $Chl + Pg + Qtz = St + Pl + H_2O$ and $Pg + Qtz = Pl + Ky + H_2O$. HOINKES (1981) deduced a temperature of about 570 °C (at a pressure of 5 kbar) in similar assemblages of the Schneeberg Complex west of the Tauern Window. These temperatures fit with those determined by garnet-biotite thermometry using empirical methods (542-583 °C at 5.5 kbar, HODGES & SPEAR 1982) as well as the thermodynamic data-set of BERMAN (1988) in connection with the GEO-calc software (BERMAN et al. 1987: 540-570 °C in the range of 5.5-7 kbar). Peak pressure conditions in the Ramingstein Window can be estimated by the phengite-component of the M2 mica. Deduced from textural criteria this mica generation is a product of the kyanite forming, paragonite-consuming reaction. Pressure estimations by the phengite-barometry of MASSONNE & SCHREYER (1987) yielded 7 kbar (minimum pressure in case of lack of K-feldspar, estimated at 570 °C). These conditions are in agreement with the occurrence of equilibrium assemblages of paragonite coexisting with calcic amphibole, which represent rather restricted P-T conditions within the epidote-amphibolite facies (EVANS 1990). Paragonite amphibolites are indicators of high-pressure re-

gional metamorphism, close to, but still below the omphacite stability field in a mafic bulk system. They must be considered as direct precursors of low-pressure/high temperature eclogites in a regional metamorphic regime in a stability field of 7-10 kbar at 500-600 °C (KONZETT & HOINKES 1996, TEIML et al. in prep.).

Peak metamorphic conditions were reached syn- to postdeformativ with the development of the S1 schistosity, because kyanite and staurolite are kinked by the crenulation cleavage S2. P-T conditions after the metamorphic peak were calculated from $Grt + Bt + Pl + Ms$ (M3) which are in textural equilibrium in the pressure shadow of the garnet (SCHUSTER 1994). 550 °C and 5.5 kbar were deduced using the data-set of BERMAN (1988) in connection with the GEO-calc software (BERMAN et al. 1987).

The age of the metamorphic imprint of the Wölz Complex in the Ramingstein Window was determined by the Sm-Nd method. A garnet-garnet+ilmenite-WR isochron of a paragonite-bearing amphibolite yields 100.6 ± 6.3 Ma (Fig. 5A). This data represents the age of the high-pressure imprint. Garnet from a quartz and feldspar-rich metapelitic sample (Fig. 5B) shows a garnet-WR isochron age of 84 ± 6 Ma which is interpreted as the crystallisation age of the late-kinematic garnet. Several K-Ar (88-82 Ma) and Rb-Sr (74-78 Ma) cooling ages on muscovite and biotite respectively prove the Eoalpine age of metamorphism (SCHUSTER 1994) (Tab. 3).

The Sm-Nd data are well in line with ages from the eclogite-

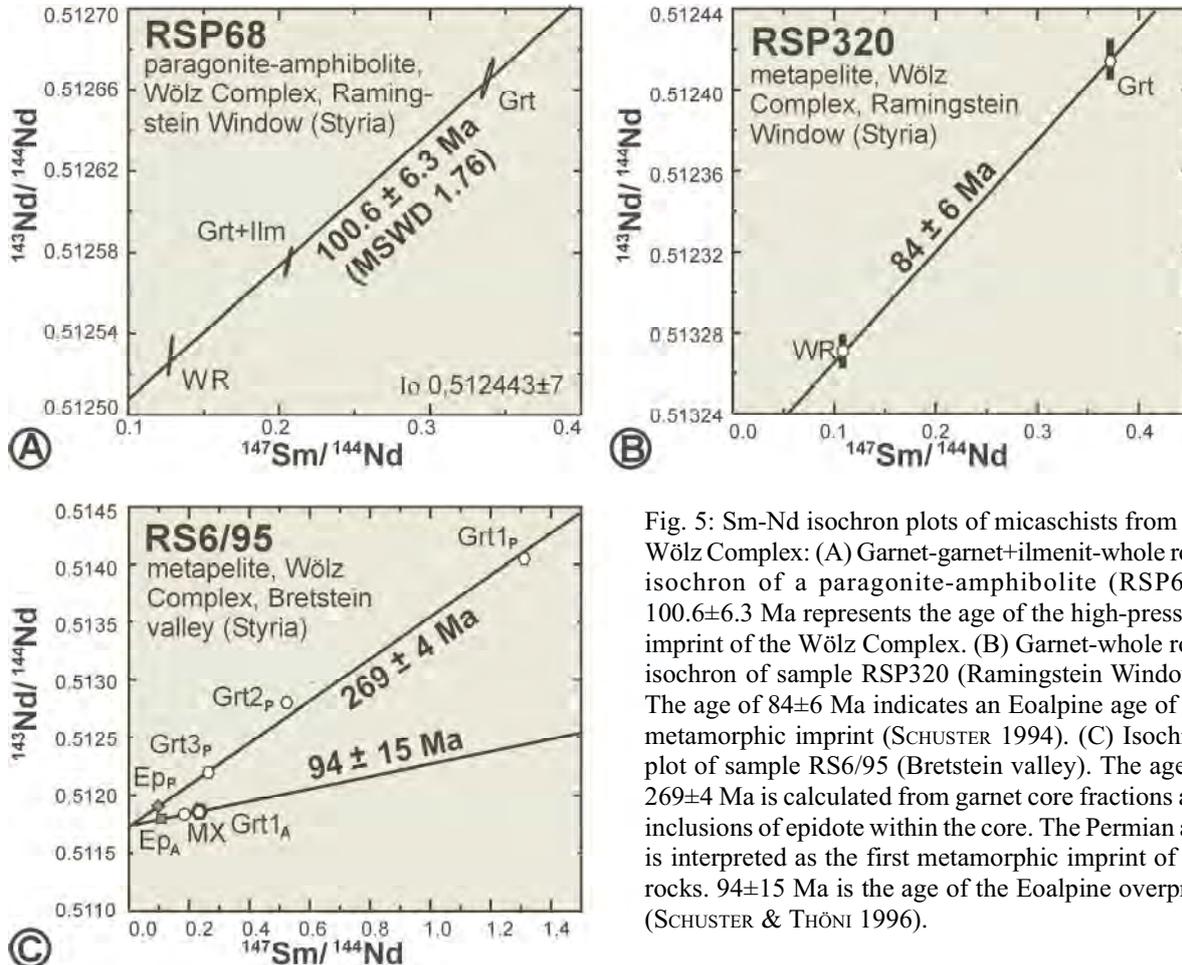


Fig. 5: Sm-Nd isochron plots of micaschists from the Wölz Complex: (A) Garnet-garnet+ilmenite-whole rock isochron of a paragonite-amphibolite (RSP68). 100.6 ± 6.3 Ma represents the age of the high-pressure imprint of the Wölz Complex. (B) Garnet-whole rock isochron of sample RSP320 (Ramingstein Window). The age of 84 ± 6 Ma indicates an Eoalpine age of the metamorphic imprint (SCHUSTER 1994). (C) Isochron plot of sample RS6/95 (Bretstein valley). The age of 269 ± 4 Ma is calculated from garnet core fractions and inclusions of epidote within the core. The Permian age is interpreted as the first metamorphic imprint of the rocks. 94 ± 15 Ma is the age of the Eoalpine overprint (SCHUSTER & THÖNI 1996).

Sample	Unit / Locality	Nd [ppm]	Sm [ppm]	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2σm	Grt-Ep [Ma]	ε ₀ (Nd)	T Nd _{DM}
RS6/95 Mx	micaschist WC-B	20.14	6.28	0.1885	0.511966	± 7			
RSR6/95 Ep	epidote inclusion rim	158.9	29.01	0.1104	0.511917	± 12			
RSR6/95 Grt	garnet rim	5.006	1.961	0.2368	0.511995	± 8	94±15		
RS6/95 Ep	epidote inclusion core	1721	279.7	0.0982	0.511907	± 7			
RS6/95 Grt1	garnet (ultrapure)	1.114	2.426	1.3174	0.514053	± 16	268±2		
RS6/95 Grt2	garnet (high magnetic)	2.649	2.621	0.5981	0.512809	± 34			
RS6/95 Grt3	garnet (low magnetic)	7.076	3.190	0.2725	0.512190	± 9	261±6		
RSP320 WR	paragneiss WC-P	33.61	6.200	0.1132	0.512271	± 7		6.25	1.18
RSP320 Grt	garnet (ultrapure)	2.912	1.814	0.3806	0.512416	± 8	84±6		

Sample	Unit / Locality	Sr [ppm]	Rb [ppm]	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2σm	Bt-WR [Ma]	Io	2σm	K-Ar [Ma]
RSP44WR	micaschist WC-P	242	217	2.6023	0.72003	± 8		0.717189	± 3	
RSP44Ms	muscovite	454	340	2.1767	0.72087	± 3				82±2
RSP44Bt	biotite	9.03	686	225.94	0.96383	± 35	76.8±0.66			84±3
RSP68WR	amphibolite WC-P	324	55.2	0.4936	0.71033	± 7		0.709812	± 4	
RSP68Ms	muscovite	647	181	0.8123	0.71102	± 5				
RSP68Bt	biotite	5.98	241	118.37	0.83406	± 25	73.9±0.74			
RSP86WR	amphibolite WC-P	387	41.1	0.3102	0.70729	± 6				
RSP86Ms	muscovite	1098	130	0.3445	0.70703	± 12				
RSP114WR	micaschist WC-P	70.8	199	8.1547	0.74739	± 5		0.738806	± 7	
RSP114Ms	muscovite	143	351	7.1374	0.74905	± 5				86±3
RSP114Bt	biotite	1.64	778	1604.5	2.42779	± 3	74.1±0.73			84±3
RSP127bWR	micaschist BC-P	148	109	2.1395	0.71955	± 7		0.717182	± 4	
RSP127bMs	muscovite	337	161	1.3876	0.71753	± 14				
RSP127bBt	biotite	3.94	327	247.73	0.99136	± 16	77.9±0.77			
RSP69Ms	muscovite WC-P									88±3
RSP113Ms	muscovite WC-P									83±3
RSP119Ms	muscovite WC-P									88±3

WC-P...Wölz Complex, Predlitz east of Ramingstein; WC-B...Wölz Complex, Bretstein valley; BC-P...Bundschuh Complex, Predlitz east of Ramingstein

Tab. 3: Sm-Nd, Rb-Sr and Ar-Ar isotopic data from the Wölz and Bundschuh Complex.

bearing series of the Saualm-Koraln Complex. Garnets from eclogites are in the range of 110-95 Ma whereas garnets from the metapelitic host rocks yielded 90-85 Ma (THÖNI 1999).

4.1.2. Polyphase assemblages from the eastern Wölz Complex

The area around Bretstein and Oberwölz has been investigated by SCHIMANA (1984), and by ABART & MARTINELLI (1991). Recent studies show that in this area two different units, both dominated by micaschists are present (SCHUSTER et al. 1999a, BERNHARD & HOINKES 1999). In this paper we only deal with the Wölz Complex, which is overlain by the Rappolt Complex (Fig. 3B). The polymetamorphic history of the Wölz Complex can be deduced from garnet crystals with distinct cores. The most frequent lithologies of this

area are paragneisses, micaschists and quartz-rich micaschists. Minor mica-bearing amphibolites and Permian pegmatites are outcropping (JÄGER & METZ 1971, SCHUSTER & THÖNI 1996).

In the Bretstein area micaschists containing polyphase, idiomorphic garnet crystals occur as scarce, up to 25 m thick concordant layers within micaschists and paragneisses with texturally single phase garnets. North of Oberwölz micaschists with polyphase garnets are dominating. The investigated lithologies show a matrix assemblage of garnet, muscovite, biotite, chlorite, albite, quartz and rutile. As in the western Wölz Complex the dominating schistosity (S1) has been overprinted by steeply dipping axial planes of the east-west orientated crenulation cleavage (S2).

Garnet shows two different morphological types. Individues of type one are polyphase crystals of 5 to 20 mm in diameter (Plate Fig. F) with an idiomorphic pinkish core (Grt_p) and a reddish rim (Grt_A). In the core monomineralic inclusions of

margarite, paragonite, muscovite, epidote, quartz, ilmenite and tourmaline occur whereas in the rim quartz, epidote, rutile and muscovite as the only mica are present. North of Oberwölz additionally staurolite and chloritoid can be observed within the inner part of the rim. The chemical zonation of the garnet crystals are characterised by a distinct break that fits exactly with the optical border between Grt_p and Grt_A (Fig. 5B). The cores (Grt_p) are chemically zoned with increasing FeO, MgO and X_{MgO}, decreasing MnO and a constant CaO content of about 4 wt%. The rims show much higher CaO (about 8 wt%), a slightly increasing MgO content and a much higher X_{MgO}. Type two garnets are reddish, optically and chemically unzoned and exhibit idiomorphic crystals of up to 6 mm in size. Inclusions are ilmenite, rutile, quartz, muscovite, epidote and tourmaline. Their chemistry is exactly the same as those of the Grt_A generation and argues for a contemporaneous formation. Determination of the P/T conditions during the growth of the garnet cores (Grt_p) is difficult due to the later overprint. However the existence of the three mica varieties margarite (Ma₈₃Pg₁₃Ms₄), paragonite (Pg₉₂Ms₆Ma₂) and muscovite (Ms₉₁Pg₉Ma₀, 6.40 Si p.f.u.) which occur as inclusions can be used for qualitative estimations. They form single crystals of up to 0,7 mm in diameter. It is presumed that the micas grew in equilibrium during prograde metamorphism before they were overgrown by the garnet core. Chemistry of the garnet does not change in the surrounding of the mica inclusions. Therefore the chemical composition was not influenced by the later overprint. The chemical composition of the micas are close to their end member compositions. In comparison with natural (FEENSTRA 1996, HÖCK 1974, OKUYAMA-KUSUNOSE 1985) and experimental data (FRANZ et al. 1977) this fact argues for a low-pressure metamorphism at greenschist facies conditions. From the presence of chlorite and the lack of staurolite in the rocks of the Bretstein valley upper greenschist facies conditions can be expected during the formation of the garnet generation Grt_A. Staurolite and chloritoid inclusions within Grt_A argue for lowermost amphibolite facies conditions in the area north of Oberwölz. Geochronological investigations yielded a Permian isochron age of 269±4 Ma for the garnet core (Grt_p) (Tab. 3; Fig 5C). Due to the used separation technique, ruling out a contamination of the core separate by the rim, and the fact that the sampled area experienced only greenschist facies conditions during the later overprint, clearly below the blocking-temperature for the Sm-Nd system in garnet (HENSEN & ZHOU 1995), the measured ages can be interpreted as formation ages of the garnet cores. The age of the garnet rim (Grt_A) was determined by analysis of a garnet-rim concentrate, inclusions of epidote inside the rim and a matrix powder. The result of 94±15 Ma defines the age of the Eoalpine overprint (SCHUSTER & THÖNI 1996).

4.1.3. Metamorphic zonation of the Wölz Complex

Until now no relics of a pre-Permian metamorphic imprint have been found in the Wölz Complex. Consequently this unit was characterised by garnet-free low-grade or weakly metamorphic rocks before. A Permian low-pressure(?) metamorphic event and contemporaneous pegmatite intrusions (SCHUSTER & THÖNI 1996) are visible in the eastern part of the investigated area (Fig. 6A). Scarce distinct cores within garnets from the southwestern Wölz Complex north of Spittal a.d. Drau might be related to the Permo-Triassic tectonothermal event.

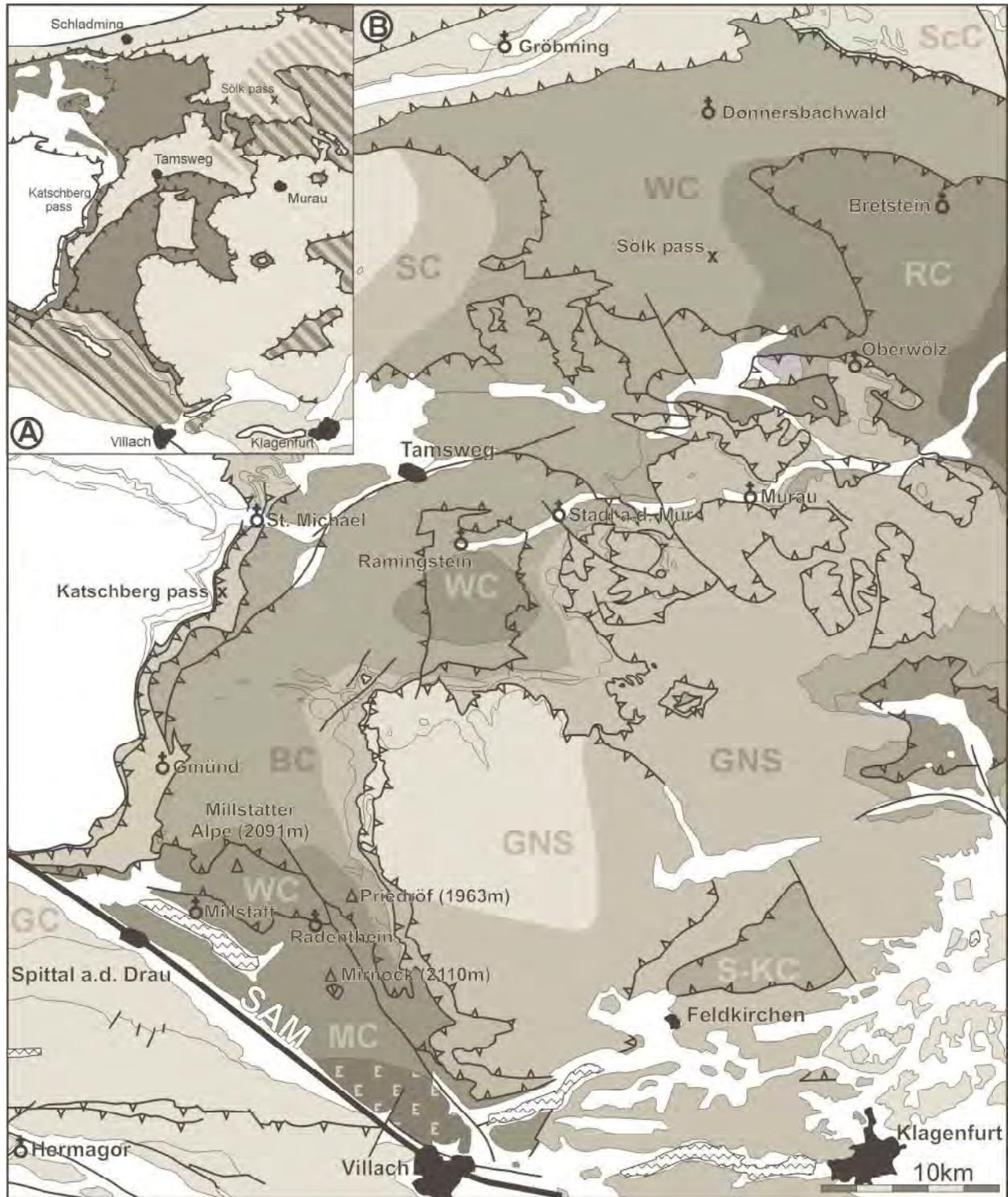
The Eoalpine metamorphic imprint of the Wölz Complex is characterised by a high-pressure event at c. 100 Ma and an isothermal decompression at about 90-85 Ma (TEIML et al. in prep.). This imprint shows a zonation with decreasing conditions from south to north (Fig. 6B). In the south Radenthein Complex medium-grade metamorphic conditions can be deduced by the textural equilibrium of garnet, staurolite and kyanite. Thermobarometric results yielded c. 600 °C at 10 kbar for metapelitic rocks (KOROKNAI et al. 1999) and about 590±20 °C at 7-8 bar for basic rocks (TEIML et al. in prep.). In the Ramingstein Window c. 570 °C and 7 kbar were determined for syn-deformational peak metamorphic conditions. Towards the north and the east there is a lack of thermobarometric data. However the principal distribution of the metamorphic grades can be deduced by the occurrence of index minerals. Staurolite and prograde staurolite breakdown by the reaction $St + Qtz = Grt + Ky + H_2O$ (ABART & MARTINELLI 1992) can be found north of Oberwölz. Towards the north the temperatures decrease to lower greenschist facies at the margin to the Greywacke Zone.

4.2. The Bundschuh Complex

The Bundschuh Complex overlies the Wölz Complex in the northwest of the Gurktal Nappe. Mapping showed that it is one continuous sheet which consists of fine-grained paragneisses with some intercalations of felsic biotite-free orthogneisses (SCHWINNER 1927: Priedröf paragneisses, Bundschuh orthogneisses) in the lower part, whereas micaschists and intercalated amphibolites are frequent in the upper part of the series, within the centre of a large scale gentle syncline structure (west of Gmünd). The Mesozoic Stangalm Unit transgresses unconformably onto this pre-Alpine syncline structure. Detailed descriptions of the lithologies are given in THURNER (1927), SCHIMANA (1986), THEINER (1987), EXNER (1990), SCHUSTER (1994) and KOROKNAI et al. (1999).

The Priedröf paragneisses contain the mineral assemblage garnet, biotite, plagioclase (albite and oligoclase), muscovite and quartz. In the micaschists additional staurolite, pseudo-

Fig. 6: Schematic distribution of metamorphic grade in the Austroalpine units east of the Tauern Window: (A) Pre-Alpine metamorphic imprint during the Hercynian- (370-310 Ma) and Permo-Triassic event (280-210 Ma). (B) Eoalpine metamorphic imprint at about 90 Ma (compiled from SCHIMANA 1984, SCHIMANA 1986, ABART & MARTINELLI 1991, SCHUSTER 1994). SAM = southern limit of Alpine Metamorphism (HOINKES et al. 1999).



(A) Map of pre-Alpine metamorphism

- post-Permian rocks
- pre-Permian unmetamorphic or low-grade metamorphic rocks with a Permo-Triassic low-grade metamorphic overprint
- ▨ Hercynian medium-grade metamorphic rocks with a Permo-Triassic medium to high-grade metamorphic overprint
- Hercynian low-grade metamorphic rocks
- ▨ Hercynian medium-grade metamorphic rocks

(B) Map of Eoalpine metamorphism

- Quaternary and Tertiary sediments, Pennine
- unmetamorphic and anchimetamorphic rocks
- ▨ lower greenschist facies metamorphic rocks (partly reset of the Ar-Ar isotopic system >350 °C)
- ▨ upper greenschist facies metamorphic rocks (garnet-in reactions >450 °C)
- ▨ lower amphibolite facies rocks (staurolite-in reactions >550 °C)
- ▨ upper amphibolite facies rocks (staurolite-out reactions >650 °C)
- ▨ eclogite facies rocks

morphs after staurolite and rarely chloritoid are present.

Garnets are very characteristic in the whole lower part of the unit. In the paragneisses they have an average grain-size of less than 0.5 mm, whereas in the micaschists they are up to 2 cm in diameter (Plate Fig. G). Optically an inclusion-rich (graphite, fluid inclusions?, quartz), often idiomorphic core (Gr_{H}) clearly can be distinguished from an inclusion-free rim (Gr_{A}). The cores are compositionally homogenous with low CaO contents of 3-5 wt% (Fig. 4B). In the rim the CaO content is much higher (6-8 wt%), FeO, MgO and also X_{MgO} are lower.

The occurrence of **staurolite** in the Bundschuh Complex is controlled by the whole rock chemistry (THEINER 1987). It occurs throughout in the micaschists, but is scarce in the paragneisses. Two generations of staurolite can be distinguished (SCHIMANA 1986). The older staurolite (St_{H}) is in textural equilibrium with the garnet cores Gr_{H} and forms crystals of up to 15mm in size, which are often partly or fully replaced by mica and chlorite. A younger staurolite generation (St_{A}) can be determined by its occurrence as small idiomorphic crystals within pseudomorphs after St_{H} . It can only be found in the lowermost part of the unit in contact to the underlying Radenthein Complex. **Chloritoid** appears within the pseudomorphs after staurolite in the upper part right up to the top of the unit. The **plagioclase** in the matrix of the Priedröf paragneisses is an oligoclase, whereas albite forms nodules and aggregates in equilibrium with the younger garnet generation (Gr_{A}). Additional small **potassium feldspar** crystals occur together with chlorite in the matrix and are most probably a product of the retrograde reaction $\text{Ms} + \text{Bt} = \text{Chl} + \text{K-feldspar}$.

Textures and zonation pattern of the garnet suggest that the Bundschuh Complex is polymetamorphic (Fig. 6A and 6B). The older assemblages characterised by garnet $\text{Gr}_{\text{H}} \pm \text{St}_{\text{H}} + \text{Pl}$ (oligoclase) + $\text{Bt} + \text{Ms} + \text{Qtz}$ were formed under amphibolite facies conditions. The flat element distribution patterns of the garnet Gr_{H} might be an indication for homogenisation (SCHIMANA 1986, THEINER 1987) at temperatures of more than 600 °C (e.g. YARDLEY 1977). A Hercynian age of this medium-grade event can be deduced from Rb-Sr ages (350-370 Ma) of mica in the Bundschuh orthogneisses (FRIMMEL 1987).

Geochronological data indicate an Eoalpine age for the overprinting event (SCHIMANA 1986, SCHUSTER 1994). Medium-grade peak metamorphic conditions of up to c. 620 °C and 12 kbar (KOROKNAI et al. 1999) were reached in the lowermost parts of the unit in the south, whereas most of the unit experienced a low-grade overprint. Below the Mesozoic cover the temperatures in the crystalline basement were less than 400 °C, because no Eoalpine rims developed around the Hercynian garnet cores and the K-Ar isotopic system of the Hercynian micas was only partly reset (SCHIMANA 1986).

4.3. The Bundschuh thrust

Taking into account that the Bundschuh Complex experienced a distinctly higher metamorphic grade in Hercynian times than the Wölz Complex, a tectonic superposition

of the Bundschuh Complex after the Hercynian metamorphic event can be deduced. The juxtaposition could have happened in late-Hercynian or during Eoalpine time. Petrological, tectonic and structural arguments support the second possibility:

- ⇒ The Hercynian garnets in the Bundschuh Complex are well preserved not only at the top of the unit, but also directly above the thrust plane. In this position they could have hardly survived if the Wölz Complex had been dehydrated during the Eoalpine metamorphism in its present day position from a low-grade to a medium-grade rock.
- ⇒ Para-autochthonous Mesozoic sediments are commonly overlying the Bundschuh Complex below the Gurktal Nappe, but not the Wölz Complex (Fig. 3B). If these two units already have been in contact since pre-Mesozoic times, they should have had the same Permo-Mesozoic sedimentary cover which must have been eroded selectively from the Wölz Complex later on. However, it is more likely that the two units were not transgressed by the same Mesozoic sediments and the tectonically higher portions of the Wölz Complex together with its cover series have been removed tectonically before the Bundschuh Complex and the Gurktal Nappe System were emplaced.
- ⇒ The pre-Alpine metamorphic history of the Wölz and Bundschuh Complex is strikingly different. A Permo-Triassic thermal imprint is a characteristic feature in the southern parts of the Austroalpine basement units east of the Tauern Window, e. g. in the former deeper levels of the Wölz Complex or the Sau-Koralp and Millstatt Complex (SCHUSTER et al. 1999a) (Fig. 6A). No indications for a Permo-Triassic thermal event have been found in the Bundschuh Complex. Therefore it is unlikely that the Bundschuh Complex was linked to the Wölz Complex in Permo-Triassic time.
- ⇒ The thrust zone itself is characterised by a sharp contact of the units and a broad mylonitic zone where the lithologies are fine grained but totally recrystallised. Mylonitisation and recrystallisation are Eoalpine in age: In the Wölz Complex syndeformativ inclusion trails in the center of garnets indicate a northwest-directed simple shear deformation during the time when the garnets started growing. Sometimes the garnets were broken during mylonitisation. However due to further growth all the individuals were recrystallised to idiomorphic crystal shapes again (Plate Fig. H). Now these garnets form elongated aggregates which give shear sense criteria for a top to northwest-directed deformation. In the Bundschuh Complex no unambiguous structures related to thrusting have been found. However in the lower part there are isoclinal, high temperature ductile folds which might be syndeformativ to the thrusting. The emplacement of the Bundschuh Complex is postdated by the development of the syn-D2 mega-fold of the Ramingstein Window which deforms the thrust plane (SCHUSTER 1994).

These arguments indicate a superposition of the Bundschuh Complex in Middle Cretaceous time during the west- to northwest-directed Eoalpine deformation D1, close before

the Eoalpine metamorphic peak conditions were reached. Accepting this the minimum transport distance can be estimated in the area around Radenthein. There the Wölz Complex is overthrust by the Bundschuh Complex from north of Villach in the southeast to the frame of the Tauern Window in the west over a distance of about 35 km (Fig. 3B).

5. Discussion

In this chapter the tectonic situation in the investigated area immediately east of the Tauern Window is discussed. After that the situation is compared to the area west of the Tauern Window and to a transect east of the Gurktal Nappe System. Generally a larger amount of shortening can be recognised from west to the east. Finally the pre-Alpine history of the Bundschuh Nappe and implications for Jurassic strike slip tectonics are discussed.

5.1. Comparison of sections through the Austroalpine basement units

East of the Tauern Window (Fig. 7A) the tectonically deepest part of the Austroalpine is the Lower Austroalpine represented by the frame of the Tauern Window and the Radstadt Nappe System. The polymetamorphic rocks of the overlying Schladming Complex experienced a Hercynian metamorphic imprint (HEJL 1984). During Eoalpine deformation this crystalline became to some extent ductil, but transgressive contacts with Permian sediments are still preserved (SLAPANSKY & FRANK 1987).

In the south the generally north dipping Millstatt Complex is characterised by the occurrence of marbles, Permian pegmatites and an Eoalpine eclogite facies metamorphic imprint (TEIML et al. in prep). At least during the Eoalpine exhumation it got in contact with the Wölz Complex, which is the overlying tectonic level. The Bundschuh Complex with

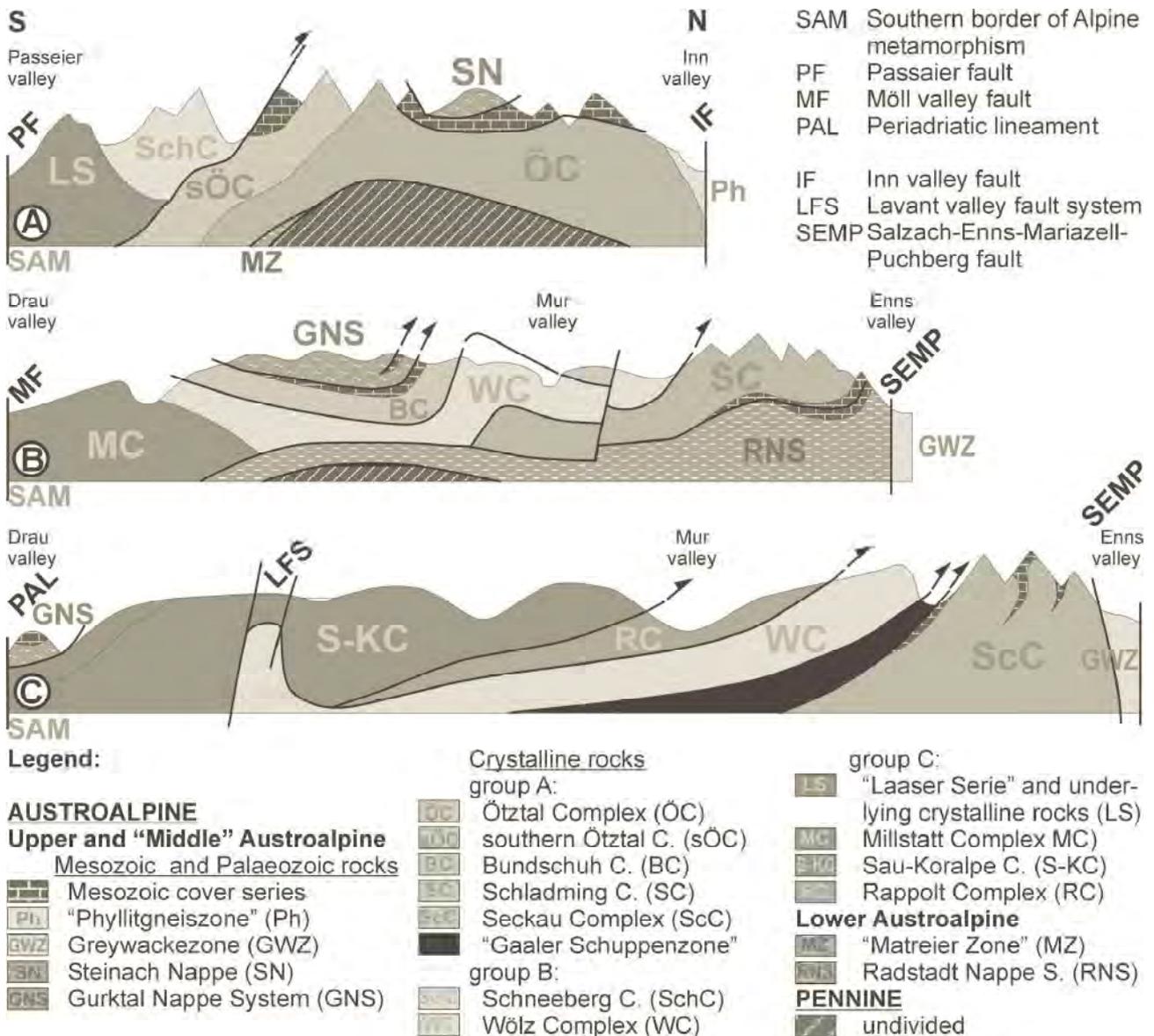


Fig. 7: Simplified cross sections through the Austroalpine units (A) west, (B) east of the Tauern Window and (C) east of the Gurktal Nappe System. Similar lithological units occur in different tectonic positions along the sections (explanation see text).

its Mesozoic cover took place on top of the western part of the Wölz Complex in Cretaceous time.

The uppermost tectonic unit of the area is the Gurktal Nappe System. Conglomerates of the Carboniferous Stangnock Formation (KRAINER 1993) within the Gurktal Nappe System show a specific and various petrographic composition along the outcrops at the northwestern border of the unit. Their pebble composition clearly depends on the lithology of the underlying units. E. g. in the Carboniferous Paal Conglomerate near Murau phyllites as in the Murau Nappe below are very abundant, whereas at Turrach close to the crystalline Bundschuh Complex ortho- and paragneiss boulders, up to 1 m in size occur. Based on petrological, chemical and geochronological investigations of these orthogneiss pebbles FRIMMEL (1987, 1988) was able to demonstrate that they were derived from the Bundschuh Complex. For that reason, the Gurktal Nappe System and the Bundschuh Complex must have already been neighbouring units during Carboniferous times (FRANK 1987, FRIMMEL 1988).

West of the Tauern Window comparable lithological units occur in a different tectonic arrangement (Fig. 7B). In the south the „Laaser Serie“ and the partly Eoalpine eclogite-bearing lithologies below are dipping to the north. They typically contain Permian pegmatites and marbles and are very similar to the Millstatt Complex. The overlying Schneeberg Complex shows several striking similarities in lithology and metamorphism with the Wölz Complex northeast of Radenthein (PESCHL 1979, HOINKES 1981, SCHIMANA 1986). These units are juxtaposed onto the Ötztal Complex („Altkristallin“) in the north. The Ötztal Complex shows a Hercynian metamorphic imprint and an Eoalpine overprint which decreases northwards (THÖNI 1999). Its southern part is a lithological analogue to the Bundschuh Complex. To the north the Brenner Mesozoic forms the autochthonous cover of the Ötztal Complex and the Steinach Nappe holds the uppermost tectonic position. Carboniferous clastics very similar to that of the Gurktal Nappe System (KRAINER 1993) form a considerable portion of the Steinach Nappe. It is not possible to explain the different tectonic positions of the Bundschuh and Wölz Complex in comparison to the southern Ötztal Complex and Schneeberg Complex by movements in relation to the Tertiary exhumation of the Tauern Window. An interpretation of this situation is discussed in the next chapter.

East of the Gurktal Nappe System a different situation can be recognised, too (Fig. 7C). The Saualm-Koraln Complex forms the major tectonic element in the southern part. It contains marbles associated with Permian pegmatites and it is characterised by a well proved Eoalpine eclogite facies metamorphic imprint (THÖNI & JAGOUTZ 1992). Therefore it resembles to the Millstatt Complex. In the south these rock series carry a sequence of less metamorphic micaschists and the southeastern most part of the Gurktal Nappe System with a Mesozoic cover. However the Saualm-Koraln Complex is thrust north-directed onto Eoalpine less metamorphic units. These units are from top to the bottom the Rappolt Complex, the Wölz Complex, slices of the Speik Complex and the Seckau Complex. The latter experienced a Hercynian medium-grade imprint (SCHARBERT 1981), it is covered by Mesozoic sediments and can be compared to the Schladming

Complex.

5.2. The pre-Alpine palaeogeographic position of the Bundschuh Complex

The Bundschuh Complex with its characteristic lithology is a foreign element east of the Tauern Window, but shows similarities to the southern part of the Ötztal Complex, for example the lithology of the para- and orthogneisses, the age of the biotite-free orthogneisses and the garnet zonation patterns (PESCHL 1988, SCHUSTER 1994). The para-autochthonous Mesozoic sediments on top of the Bundschuh Complex and the Gurktal Nappe System exhibiting clastic influence in the Anisian carbonates have often been compared with the Mesozoic cover series west of the Tauern Window (BECHSTÄDT 1978). At present we are still not able to reconstruct the pre-Alpine position of the Bundschuh Complex and the Gurktal Nappe System in detail. However, we assume their palaeogeographic position in the vicinity of the southern Ötztal Complex.

If the Bundschuh Complex and its Mesozoic cover, as well as the Gurktal Nappe System were originally situated further in the west, the question arises, how these units were transported to their present day position. A two-step transport is envisaged:

1. The second step, their emplacement onto the Wölz and Saualm-Koraln Complexes can be explained by the synmetamorphic, west- to northwest directed major superposed tectonic (D1) in Middle Cretaceous times. The following north directed deformation (D2) and the southeast directed Cretaceous to Tertiary extension (D3) caused only minor relative movements of the units.
2. The earlier tectonic processes, responsible for the transport of the units to the east, are confined as a system of steep sinistral strike slip faults. Largely obliterated by the later Alpine tectonics there is no chance for any direct dating of the strike slip zone.

The time of these strike slip movements is difficult to assess. Obviously they were active prior to Cretaceous tectonics and metamorphism, including the high-pressure event at c. 100 Ma (THÖNI 1999). The lower time limit is defined by the Triassic facies distribution (HAAS et al. 1995) (Fig. 8A). Therefore a Jurassic age is the most realistic assumption. Several indications argue for Jurassic sinistral strike slip tectonics:

- Jurassic sinistral strike slip faults are known from the European continent (ZIEGLER 1988) and are related to the opening of the North Atlantic and Penninic Ocean.
- Facies reconstructions for the Permo-Triassic sedimentary sequences indicate a zone of former westerly positioned tectonic units north of the Periadriatic line (HAAS et al. 1995). This zone consists of parts of the Defregger Alps, the Drauzug Unit, the Bundschuh Complex, the Gurktal Nappe System and the Transdanubian Range (KÁZMÉR & KOVÁCS 1985, HAAS et al. 1995). At present it is bordered by the Jaufen line (SPIESS 1995), the DAV (Deffregger-Antholz-Vals fault), the Bundschuh thrust and the Raba line in the north, by the

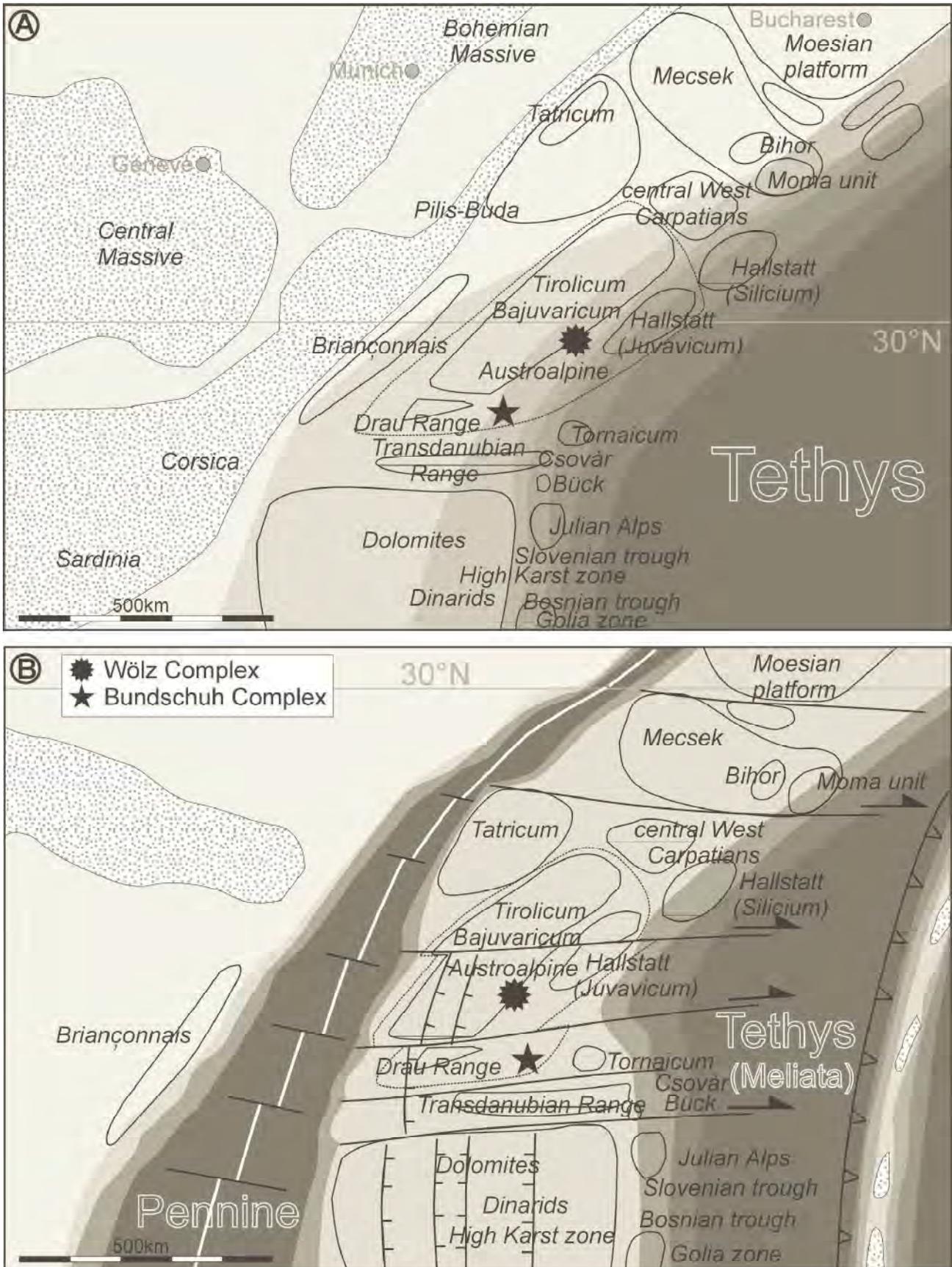


Fig. 8: Simplified palaeogeographic reconstructions of the western Tethys: (A) reconstruction of the late Triassic arrangement modified from HAAS et al. (1995). (B) Jurassic situation modified from GAWLICK et al. (1999). Sinistral strike slip faults are crosscutting through the Austroalpine. The rearrangement of the crustal blocks at the passive continental margin of the Tethys starts.

Periadriatic line and the Balaton line in the south. Shear zone activity of the original fault system might have been polyphase and has to be Jurassic to Lower Cretaceous in age, because the Upper Triassic Hauptdolomit-facies in the Drauzug and the Gurktal Nappe System implies a still westerly position of these units until Rhaetian time (BECHSTÄDT 1978, HAAS et al. 1995).

- Additional arguments for tectonic movements during Jurassic time are the occurrence of scarce crystalline pebbles within pelagic limestones of Jurassic age (LANTSCHNER et al. 1994) and the huge masses of Jurassic mega-breccias within the Northern Calcareous Alps (RISAVY 1996, SCHIEL 1995). Both observations argue for a relief which might have been caused by flower structures and pull apart basins along curved strike slip faults.

5.3. The sedimentary cover of the „Middle Austroalpine“

If the Bundschuh Complex and the Gurktal Nappe System have been located in the west prior to the Eoalpine collision another consequence arises: There remain no more Middle Austroalpine Mesozoic sediments on top of the Austroalpine crystalline basement units east of the Tauern Window, except at its northern margin. The vast areas of basement units in the south (e. g. Wölz or Saualpe-Koralpe Complex) are characterised by the Permo-Triassic high-temperature/low-pressure imprint (SCHUSTER et al. 1999b) which is related to crustal extension. Crustal blocks with the observed thermal characteristics will show subsidence over long time periods. During extension the subsidence is induced by the isostatic relaxation of the area, after that cooling of the basement to the relaxed geotherm will lead to a rise in density and again the result is subsidence. Most probable these crystalline units represent the basement on top of which large parts of the Northern Calcareous Alps (Tirolicum and Juvavicum) have been deposited. Accepting this, major parts of the Middle Austroalpine have been the basement on which the Upper Austroalpine Northern Calcareous Alps were deposited (Fig. 1B). This contradicts the definition of TOLLMANN (1959) who defined them as lateral neighbouring areas (Fig. 1A). Forty years ago, when TOLLMANN established his model it was a big step forward in understanding the geology of the Eastern Alps. It was in fully agreement with the state of the art. However, at present we should avoid the term “Middle Austroalpine” because in its sense it is more genetic than regional.

5.4. Jurassic tectonics

The emplacement of the Juvavic tectonic element during the Upper Jurassic, derived from the southeastern area of the Northern Calcareous Alps, is now a well established concept (LEIN 1987, MANDL 1984). Although the overall structural framework of this process is still poorly understood. A fundamental structural reorganisation at the border zone between the Northern Calcareous Alps and the Tethys ocean (Meliatia ocean) is a necessary consequence. It will

of course also affect the basement of the Mesozoic sediments.

Based on the palinspastic reconstruction of HAAS et al. (1995) for the facies arrangement in Triassic time (Fig. 8A) we speculate that during the opening of the Penninic realm, possibly wider in the Ligurian segment compared to the Tauern region, sinistral transpressive structures developed within the Austroalpine. Such structures are shown in an oversimplified manner in Fig. 8B. This process may be the beginning of the fundamental rearrangement of the crustal blocks forming the Tethyan passive continental margin until Lower – Middle Jurassic times (Fig. 8A). The Jurassic palaeogeographic and tectonic evolution in the addressed region is of fundamental importance for understanding the present day situation. However it is poorly understood and the discussion of this complex process is definitely beyond the scope of this paper.

Acknowledgements

This work has been supported by the *Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung* (Project No. S47-GEO and P12277-GEO). We thank M. Jelenc for her help with the Rb-Sr isotope analyses and we are grateful to M. Thöni, S. Scharbert, H. Frimmel and K. Schmidt for discussion and reviewing the manuscript.

References

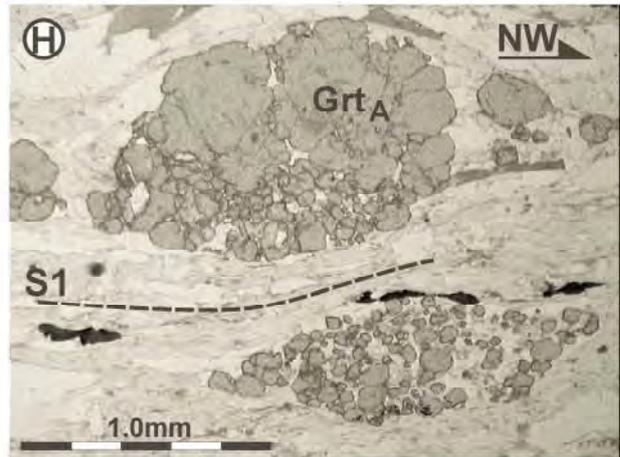
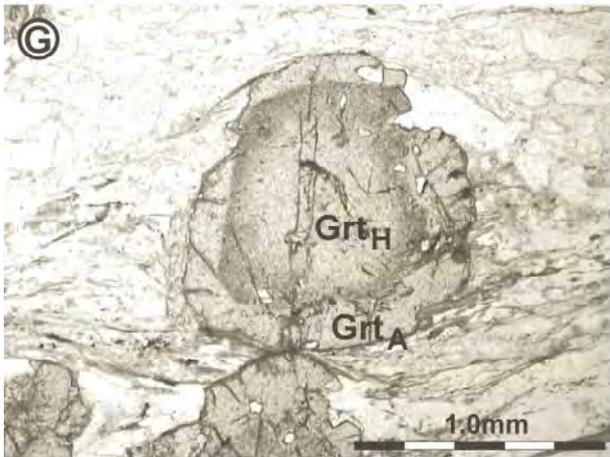
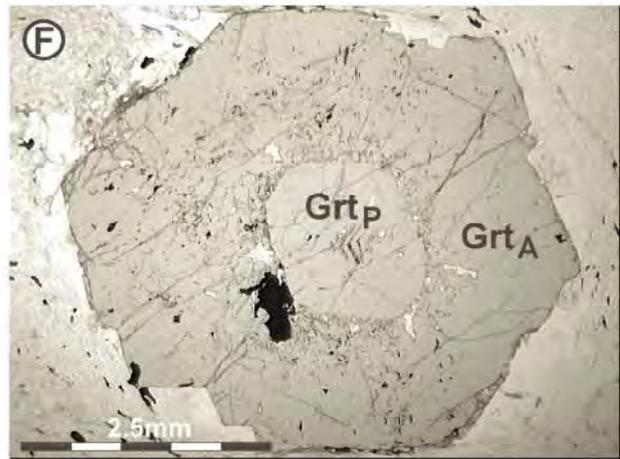
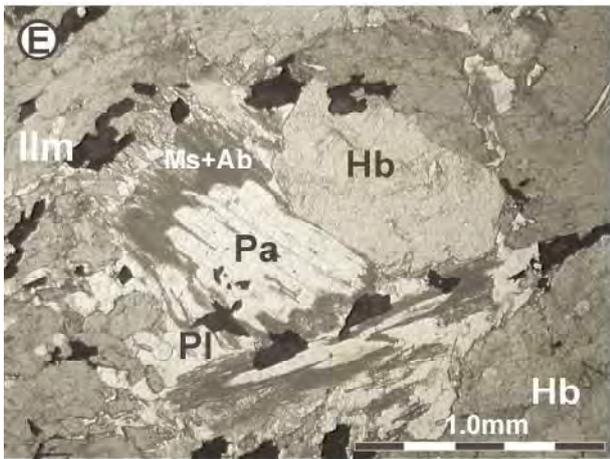
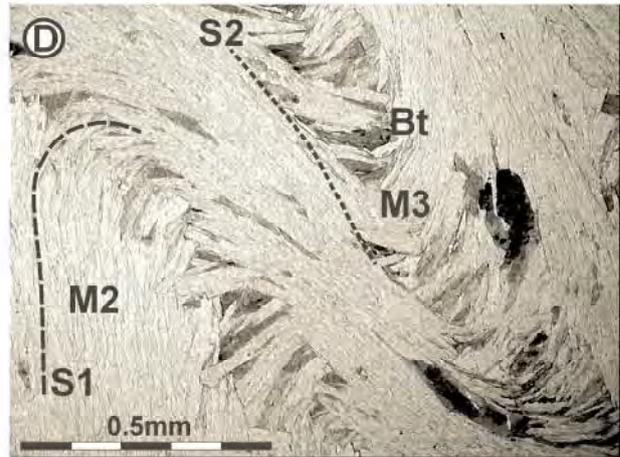
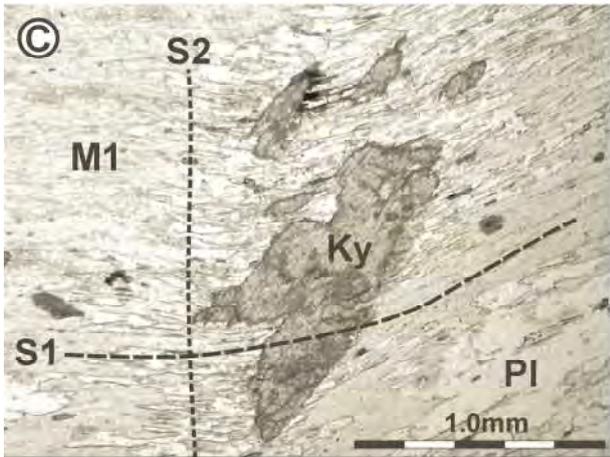
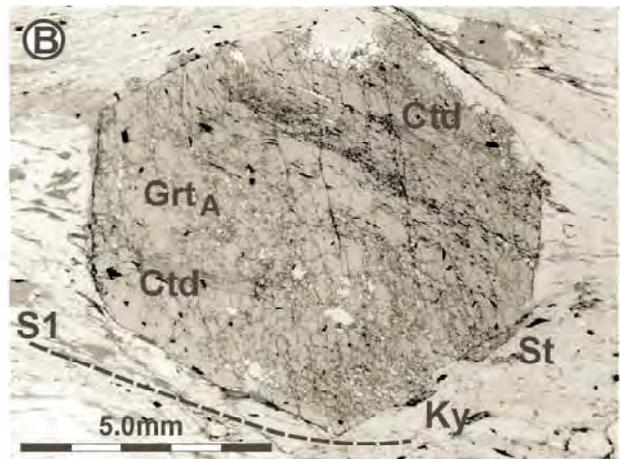
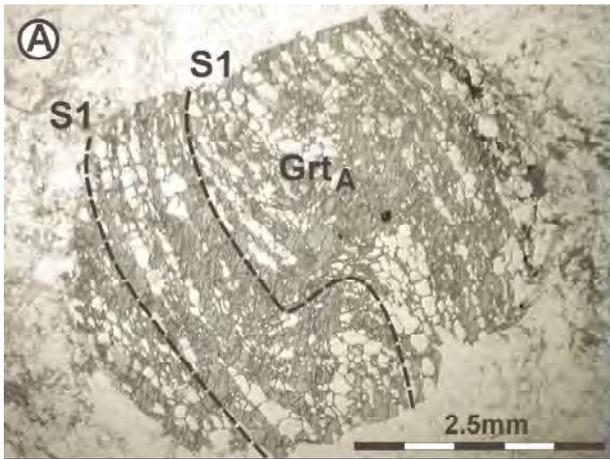
- ABART, R. & MARTINELLI, W. (1991): Variszische und alpidische Entwicklungsgeschichte des Wölzer Kristallins (Steiermark/Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **37**: 1-14, Wien.
- BECHSTÄDT, TH. (1978): Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. - Jb. Geol. B.-A., **121**: 1-121, Wien.
- BELOCKY, R. (1987): Strukturgeologische Untersuchungen in Kristallin und Gurktaler Decke im Raum Radenthein-Bad Kleinkirchheim (Nockgebiet/Kärnten/Österreich). - Unveröffentl. Diplomarbeit Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 1-133, Wien.
- BERMAN, R.G., BROWN, T.H. & PERKINS, E.H. (1987): GEO-CALC: software for calculation and display of pressure-temperature-composition phase diagrams. - Mineral. Soc. Am., **72**: 861-862, Washington.
- BERMAN, R.G. (1988): Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. - J. Petrol., **29**: 445-522, Oxford.
- BERNHARD, F. & HOINKES, G. (1999): Polyphase micaschists of the central Wölzer Tauern. - Ber. Mineral. Ges., Beih. z. Eur. J. Mineral., **11/1**: 32, Stuttgart.
- CLAR, E. (1965): Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. - Verh. Geol. B. -A., **Sdh. G**: 11-35, Wien.
- DALLMEYER, R.D., NEUBAUER, F., HANDLER, R., MÜLLER, W., FRITZ, H., ANTONITSCH, W. & HERMANN, S. (1992): ⁴⁰Ar/³⁹Ar and Rb/Sr mineral age control for the pre-Alpine and Alpine tectonic evolution of the Austro-Alpine Nappe Complex, Eastern Alps. - ALCAPA-Field Guide 1992, 47-60, Graz.
- EVANS, B.W. (1990): Phase relations of epidote-blueschist. - Lithos, **25/1-3**: 3-23, Amsterdam.
- EXNER, CH. (1990): Erläuterungen zur Geologischen Karte des mittleren Lungaus. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **36**:

- 1-38, Wien.
- FEENSTRA, A. (1996): An EMP and TEM-AEM Study of margarite, muscovite and paragonite in polymetamorphic metabauxites of Naxos (Cyclades, Greece) and the implications of fine mica interlayering and multiple mica generations. - *J. of Petrology*, **37**: 201-233, Oxford.
- FRIMMEL, H. (1987): Isotopengeologische Hinweise für die paläogeographische Nachbarschaft von Gurktaler Decke (Oberostalpin) und dem Altkristallin östlich der Hohen Tauern (Österreich). - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **66**: 193-208, Zürich.
- FRIMMEL, H. (1988): Metagranitoide am Westrand der Gurktaler Decke (Oberostalpin) - Genese und paläotektonische Implikationen. - *Jb. Geol. B.-A.*, **131**: 575-592, Wien.
- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. - (In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*), 379-406, (Deuticke) Wien.
- FRANK, W., ESTERLUS, E., FREY, I., JUNG, G., KROHE, A. & WEBER, J. (1983): Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Koralmkristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum. - *Jber. 1982 Hochschulschwerpkt*, **S15**: 263-293, Graz.
- FRANZ, G., HINRICHSEN, T. & WANNEMACHER, E. (1977): Determination of the miscibility gap on the solid solution series paragonite-margarite by means of infrared spectrometry. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **59**: 307-316, Heidelberg New York.
- FRITZHEIM, N., SCHMID, S.M. & FREY, M. (1996): Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis. - *Eclogae geol. Helv.*, **89**/1: 81-110, Basel.
- GAWLICK, H.J., KRYSZYN, L., LEIN, R. & MANDL, G.W. (1999): Tectonostratigraphic concept for the Juvavic Domain. - *Tübinger Geowiss. Arb., Serie A*, **52**: 95-104, Tübingen.
- GENSER, J. & NEUBAUER, F. (1989) Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen - eine Übersicht. - *Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark*, **120**: 203-219, Graz.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSZYN, L. & LEIN, R. (1995): Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine-North Pannonian domain. - *Tectonophysics*, **242**: 19-40, Amsterdam.
- HEIL, E. (1984): Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **30/31**: 289-318, Wien.
- HENSEN, B.J. & ZHOU, B. (1995): Retention of isotopic memory in garnets partially broken down during an overprint granulite-facies metamorphism: Implications for the Sm-Nd closure temperature. - *Geology*, **23/3**: 225-228, Boulder.
- HÖCK, V. (1974): Coexisting phengite, paragonite and margarite in metasediments of the Mittlere Hohe Tauern, Austria. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **43**: 261-273, Heidelberg New York.
- HODGES, K.V. & SPEAR, F.S. (1982): Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. - *Am. Mineral.*, **67**: 1118-1134, Washington.
- HOINKES, G. (1981): Mineralreaktionen und Metamorphosebedingungen in Metapeliten des westlichen Schneeberger Zuges und des angrenzenden Altkristallins (Ötztaler Alpen). - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **28**: 31-54, Wien.
- HOINKES, G., KOLLER, F., RANTITSCH, G., DACHS, E., HÖCK, V., NEUBAUER, F. & SCHUSTER, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **79**/1: 155-181, Zürich.
- JÄGER, E. & METZ, K. (1971): Das Alter der Pegmatite des Raumes Bretstein-Pusterwald (Wölzer Tauern, Steiermark). - *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.* **51**: 411-414, Zürich.
- KÁZMÉR, M. & KOVÁCS, S. (1985): Permian- Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic lineament system: evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Unit. - *Acta. Geol. Hung.*, **28**/1-2:71-84, Budapest.
- KONZETT, J. & HOINKES, G. (1996): Paragonite-hornblende assemblages and their petrological significance: an example from the Austroalpine Schneeberg Complex, Southern Tyrol, Italy. - *J. metamorphic Geol.*, **14**: 85-101, Oxford.
- KOROKNAI, B., NEUBAUER, F. GENSER, J. & TOPA, D. (1999): Metamorphic and tectonic evolution of Austroalpine units at the western margin of the Gurktal nappe complex, Eastern Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **79**: 277-295, Zürich.
- KRAINER, K. (1993): Late- and Post-Variscian Sediments of the Eastern and Southern Alps. - (In: NEUBAUER, F. & RAUMER, J.F. (Eds.): *The pre-Mesozoic Geology of the Alps*), 537-564, (Springer) Berlin Heidelberg New York.
- LANTSCHNER, M., LEIN, R. & THÖNI, M. (1994): Kristallingerölle in Liasbuntkalken der Lechtaler Alpen. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **39**: 211-220, Wien.
- LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. - *Am. Mineralogist*, **63**/11-12: 1023-1052, Washington.
- LEIN, R. (1987): Evolution of the Northern Calcareous Alps. - (In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*), 85-102, (Deuticke) Wien.
- LOOMIS, T.P. & NIMICK, F.B. (1982): Equilibrium in Mn-Fe-Mg aluminous pelitic compositions and the equilibrium growth of garnet. - *Can. Mineralogist*, **20**: 393-410, Ottawa.
- MANDL, G.W. (1984): Zur Tektonik der westlichen Dachsteindecke und ihres Hallstätter Rahmens (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - *Mitt. Österr. Geol. Ges.* **77**: 1-31, Wien.
- MASSONNE, H.J. & SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the assemblage with K-Feldspar, phlogopite, and quartz. - *Contrib. Mineral. Petrol.* **96**: 212-224, Heidelberg New York.
- MORAU, W. (1980): Die permische Differenzierung und die alpidische Metamorphose des Granitgneises von Wolfsberg, Koralle, SE-Ostalpen, mit Rb/Sr- und K/Ar-Isotopenbestimmungen. - *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, **27**: 169-185, Wien.
- NOWAK, H.W. (1986): Kristallisations und Deformationsgeschichte am S-Rand der Gurktaler Decke (Ostalpen, Kärnten). - *Unveröffentl. Diss. Formal-Naturwiss. Fak Univ Wien*, 1-173, Wien.
- OKUYAMA-KUSUNOSE, Y. (1985): Margarite-paragonite-muscovite assemblages from the low-grade metapelites of the Tono metamorphic aureole, Kitakama Mountains, Northeast Japan. - *J. Japanese Association Mineralogy Petrology Economic Geology*, **80**: 515-525, Tokyo.
- PESCHL, R. (1979): Geologische Entwicklungsgeschichte des Schneebergerzuges und der Laaser Serie im Timmelsjoch-Querschnitt. (Oberes Passeiertal, Südtirol. Italien). - *Unveröffentl. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien*, 1-98, Wien.
- PISTOTNIK, J. (1996): Geologische Karte der Republik Österreich 1: 50.000, Blatt 183 Radenthein. - (Geol. B.-A.) Wien.
- RATSCHBACHER, L. (1986): Kinematics of Austroalpine Cover Nappes. - *Tectonophysics*, **125**: 335-356, Amsterdam.
- RISAVY, R. (1996): Geologie und Fazies des Raumes Triebnitz-Pötschberg, steirische Kalkalpen, Salzatal (Österreich). - *Unveröffentl. Dipl.-Arb., Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien*, 1-118, Wien.
- SCHARBERT, S. (1981): Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **27**: 173-188, Wien.
- SCHIEL, B. (1995): Geologie und Fazies des Raumes Dürradmer-Greith, Salzatal, Steiermark (Österreich). - *Unveröffentl. Dipl.-Arb., Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien*, 1-108, Wien.
- SCHIMANA, R. (1984): Strukturuntersuchungen in den Wölzer Glimmerschiefern am Ostrand der Wölzer Tauern. - *Unveröffentl. Vorarbeit Geol. Inst. Univ. Wien*, 1-75, Wien.
- SCHIMANA, R. (1986): Geologische Entwicklung des Kristallins in der Umgebung von Radenthein (Nockgebirge/Kärnten). - *Unveröffentl. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien*, 1-172, Wien.
- SCHUSTER, R. (1994): Die alpine Großüberschiebung an der Basis des Bundschuhkristallins (Steiermark/Kärnten/Salzburg). - *Unveröffentl. Dipl.-Arb. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien*, 1-120, Wien.
- SCHUSTER, R. & THÖNI, M. (1996): Permian Garnet: Indications for a regional Permian metamorphism in the southern part of the Austroalpine basement units. - *Mitt. Österr. Mineral. Ges.*, **141**: 219-221, Wien.

- SCHUSTER, R., HOINKES, G., KAINDL, R., KOLLER, F., LEBER, T., PUHL, J. & BERNHARD, F. (1999a): Metamorphism at the eastern end of the Alps - Alpine, Permo-Triassic, Variscan? - *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beih. z. Eur. J. Mineral.*, **11/2**: 111-136, Stuttgart.
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S. & ABART, R. (1999b): Permo-Triassic crustal extension during opening of the Neotethyan ocean in the Austroalpine-South Alpine realm. - *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Serie A*, **52**: 5-6, Tübingen.
- SCHWINNER, R. (1927): Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). - *Sitzungsber. mathem-naturwiss. Kl. Ak. Wiss. Abt. I*, **136**: 333-382, Wien.
- SLAPANSKY, P. & FRANK, W. (1987): Structural Evolution and Geochronology of the Northern Margin of the Austroalpine in the Northwestern Schladming Crystalline (NE Radstädter Tauern). - (In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*), 244-262, (Deuticke) Wien.
- SPIESS, R. (1995): The Passeier-Jaufen Line: a tectonic boundary between Variscian and Eo-Alpine Meran-Mauls basement. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **75**: 413-425, Zürich.
- TEIML, X., HOINKES, G. & SCHUSTER, R. (in prep.): Epidote-Amphibolite- and Eclogite-facies metamorphism of metabasites of the Austroalpine Millstatt and Radenthein Complex (Carinthia, Austria).
- THEINER, U. (1987): Das Kristallin der NW-Nockberge. Eine kristallingeologische Neuuntersuchung. - Unveröffentl. Diss. For- mal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 1-154, Wien.
- THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. (1992): Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, southeastern Austria). - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**: 347-368, Oxford.
- THÖNI, M. (1999): A review of geochronological data from the Eastern Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **79/1**: 209-230, Zürich.
- TURNER, A. (1958): Erläuterungen zur geologischen Karte Stadl-Murau. - 1-106, (Geol. B.-A.) Wien.
- TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **10**: 3-62, Wien.
- TOLLMANN, A. (1965): Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. - *Verh. Geol. B.-A.*, **Sdh. G**, 103-133, Wien.
- TOLLMANN, A. (1975): Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. - *N.Jb. Geol. Paläont. Abhandlungen*, **150/1**: 19-43, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1977): *Geologie von Österreich Bd. I. Die Zentralalpen*. - 1-766, (Deuticke) Wien.
- YARDLEY, B.W.D. (1977): An empirical study of diffusion in garnet. - *Am. Mineral.*, **62**: 793-800, Washington.
- ZIEGLER, P. (1988): Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. - *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, **43**: 1-197, Tulsa.

Plate

- A) Late-kinematic Eoalpine garnet (Grt_A) from a quartz and feldspar-rich gneiss. Crystal growth is syn- to postdeformative to the formation of the schistosity (S1) (RSP320; Wölz Complex, Ramingstein Window; parallel Nicols).
- B) Eoalpine garnet (Grt_A) within a mica-rich matrix. The porphyroblast was overgrowing the continuous schistosity (S1) in a plain strain regime. Inclusions of idiomorphic chloritoid (Ctd) crystals are orientated parallel to S1. At the edges of the garnet porphyroblasts kyanite (Ky) and staurolite (St) occur within the matrix (RSP114; Wölz Complex, Ramingstein Window; parallel Nicols).
- C) Kyanite (Ky) and albite (Pl) overgrowing paragonitic white mica (M1) by the reaction paragonite + quartz = kyanite + albite + H_2O . This reaction represents Eoalpine peak metamorphic conditions of the rock. The kyanite is overgrowing the main schistosity (S1) and is kinked by the crenulation cleavage (S2) (RSP81; Wölz Complex, Ramingstein Window; parallel Nicols).
- D) Exsolution of phengitic mica (M2) to biotite and muscovite (M3). During decompression biotite (Bt) is growing within the pressure shadows of the hinge areas of the crenulation cleavage (S2) (RSP53; Wölz Complex, Ramingstein Window; parallel Nicols).
- E) Paragonite-amphibolite showing the mineral assemblage ferro-tschermakite (Hb), paragonite (Pa), plagioclase (Pl), biotite, ilmenite (Ilm), magnetite and apatite. During decompression a symplectite of muscovite (Ms) and albite (Ab) developed along grain boundaries between amphibole and paragonite. (RSP45; Wölz Complex, Ramingstein Window; parallel Nicols).
- F) Polyphase garnet with a Permian core (Grt_p) and an Eoalpine rim (Grt_A) (RS44/97; Wölz Complex, Schöttel valley; parallel Nicols).
- G) Gneiss with polyphase garnets. The garnet core (Grt_H) is most probable Hercynian in age. Its outer part is rich in tiny inclusions. The garnet rim (Grt_A) grew during the Eoalpine metamorphic event (RSP20; Bundschuh Complex, Predlitz east of Ramingstein; parallel Nicols).
- H) Brittle deformed Eoalpine garnet crystals (Grt_A) within a mica-rich matrix. Aggregates of broken garnets give shear sense criteria for a top to northwest-directed deformation during the development of the mylonitic foliation (S1). Post deformed growth of the crystals caused a recovering of the crystal shape (RSP294; Wölz Complex, Ramingstein Window; parallel Nicols).



***Lucaniaspongia gigantea* n. gen., n. sp., a „sphinctozoan“ sponge from the Ladinian of the Apennines/Italy**

by

Baba SENOWBARI-DARYAN, Benedetto ABATE, Pietro RENDA & Mariano TRAMUTOLI

with 3 figures and 2 plates

Keywords:
Sponge
Sphinctozoa
Systematic Paleontology
Triassic
Ladinian
Apennines
Italia

Addresses of the authors:

BABA SENOWBARI-DARYAN
Institute of Paleontology
University of Erlangen-Nürnberg
Loewenichstr. 28
D-91054 Erlangen
Germany.

BENEDETTO ABATE; PIETRO RENDA
Dipartimento di Geologia e Geodesia
Università di Palermo
Corso Tuköry 131
90134 Palermo
Italia.

MARIANO TRAMUTOLI
Centro di Geomorfologia integrata per l'area del Mediterraneo
Viale Dante 126
85100 Potenza
Italia.

Contents

Abstract, Riassunto.....	60
1. Introduction.....	60
2. Geological setting.....	60
3. Systematic Paleontology.....	61
Acknowledgments.....	62
References.....	62

Abstract

A new sphinctozoan sponge, *Lucaniaspongia gigantea* n. gen. n. sp., is described. It was collected from large clasts of a Ladinian (Carnian ?) megabreccia exposed south of the village of Abriola (Lagonegro basin, Lucania/Italy). These megabreccia fragments are embedded in the Carnian Monte Facito Formation. Relationships of *Lucaniaspongia* to similar organisms are discussed.

Riassunto

Viene descritta una nuova spugna sfinctozoa *Lucaniaspongia gigantea* n. gen., n. sp. Ladinico (Carnico?) proveniente dalle megabreccie affioranti a Sud del paese di Abriola (Bacino di Lagonegro, Lucania, Italia). Questa megabreccia è intercalata nella Formazione Monte Facito (Carnico). Vengono considerate le relazioni tra *Lucaniaspongia* e gli organismi simili già noti.

1. Introduction

Sphinctozoan sponges are the most important rock-forming sponges within Triassic reef biotopes. While many sphinctozoan sponges are known from Upper Triassic reefs in the southern Europe (e. g., in Sicily, Greece and in Turkey, SENOWBARI-DARYAN & SCHÄFER 1983, 1986, SENOWBARI-DARYAN & ABATE 1986, SENOWBARI-DARYAN 1990), they have been reported only rarely from the Middle Triassic of this area. MASTANDREA & RETTORI (1989), CIARAPICA et al. (1990), ZAMPARELLI (1993) and NORI et al. (1994) described some sphinctozoan sponges from „exotic“ Ladinian boulders embedded in the Carnian Monte Facito Formation. These sponges include *Colospongia catenulata catenulata* OTT, *Follicatena cautica* OTT, *Solenolmia manon manon* (MÜNSTER), *Paravesicocaulis* sp. and *Uvanella irregularis* OTT. Ladinian and Carnian sphinctozoan sponges are usually small and are represented by moniliform or glomerate growth forms. Massive, globular types, like *Lucaniaspongia* described here, have not been previously described from these or other Ladinian or Carnian Triassic localities. Similar massive, globular and extremely large sponges with very low and flattened chambers, like *Lucaniaspongia*, occur in Upper Permian, Norian/Rhaetian and in Jurassic reefs. *Lucaniaspongia*, described here, is the first sphinctozoan sponge with a globular shape and very low chambers found in rocks of Ladinian or Carnian(?) age.

2. Geologic setting

Carnian siliciclastic and clastic-carbonate deposits crop out in Basilicata, south of Potenza, among the buildings in the vicinity of Marsico Nuovo, Tito and Abriola. The sequence is well-known in the literature as the Monte Facito Formation (SCADONE 1967, MONTANARI & PANZANELLI FRATONI 1990).

The studied area is situated near the buildup area of Abriola, where a resistant succession of these deposits crops out (Fig. 1). These rocks that are observable near the basal boundary of the Lagonegro Unites.

Lower units of the succession are represented by marls and yellowish or green silty clays that alternate with thin quartzose micaceous sandstones, which are fine- to very fine-grained (Fig. 2). These lower beds are overlain by thin siltstone and fine-grained sandstone layers, that are interbedded with marls and wine-red and green shales. Flu-



Fig. 1: * Locality in which the *Lucaniaspongia gigantea* has been found.

te casts are common at base of the sandy beds. These layers are associated with beds of polygenetic conglomerate, banks of calcarenites, and green oolitic calcarenites.

The terrigenous beds are overlain by a series of silty laminated marls that include rare interbedded layers of pink-red micritic limestone (calclutite).

These rocks make up the terrigenous member of the Monte Facito Formation. Several units of carbonate breccia, or single blocks of neritic limestone, occur within this section (Fig. 2). These carbonate blocks and breccias have been differently interpreted by previous authors as units of bioconstructions (e. g. SCANDONE 1967), or as olistolith levels of reworked clasts (WOOD 1981). A lenticular carbonate unit,

some tens of meters thick, is exposed at the southern edge of the village of Abriola. That carbonate unit occurs in the dominantly terrigenous-derived deposits of the Monte Facito Formation and consists of conglomerate and carbonate breccias. Clasts in the unit include algal biolithites, and biolithites with corals, gastropods and lamellibranches. The fragments from which we collected the new sponge species, described here, came from this unit (Fig. 2).

Lucaniaspongia gigantea occurs within a megabreccia fragment that is about 10 m in diameter. In addition to the abundant specimens of *Lucaniaspongia*, some corals were also found.

GEOLOGICAL SCETCH OF ABRIOLA AREA (SOUTHERN ITALY)

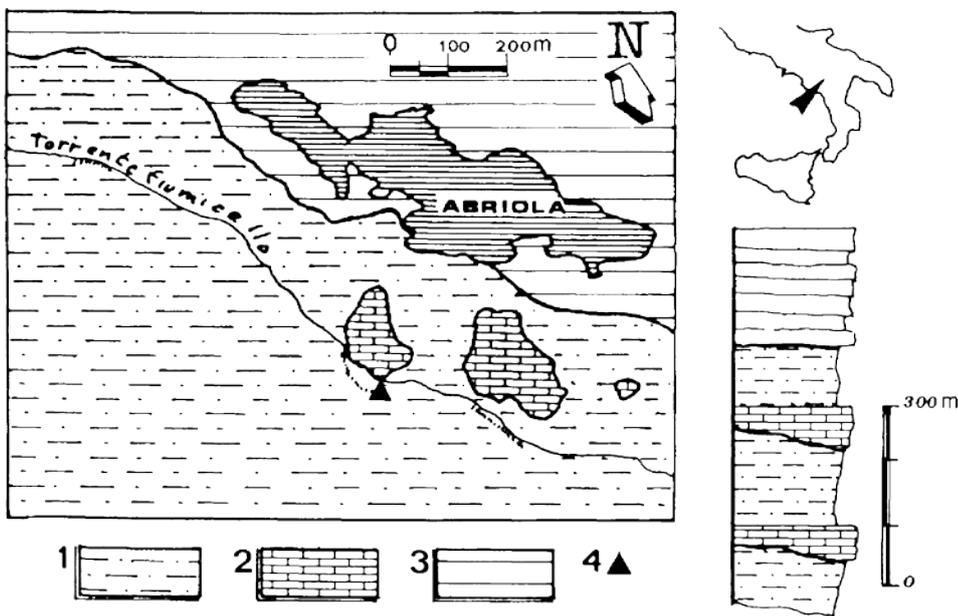


Fig. 2: Marls, sandstones and clays (1) of the „Monte Facito Formation“ (Carnian) with intercalations of calcarenites and carbonate megabreccias (2) (Ladinian) and calclutites with chert nodules (3) (Upper Triassic). 4: locality of *Lucaniaspongia gigantea* n. gen., n. sp.

3. Systematic Paleontology

- Phylum Porifera GRANT 1872
- Class Demospongia SOLLAS 1875
- Order Permosphincta TERMIER & TERMIER 1974
- Suborder Porata SEILACHER 1962
- Family Gigantothalamiidae SENOWBARI-DARYAN 1994

Diagnosis: See SENOWBARI-DARYAN 1994: 417.

Lucaniaspongia n. gen.

Derivatio nominis: From the Province Lucania in South Apennines/Italy.

Diagnosis: Massive globular to irregularly shaped sponge with numerous flattened and laterally extended chambers. Chamber walls are pierced by numerous small regularly distributed, and unbranched pores. No filling structures and no vesiculae within the chamber interiors.

Type species: *Lucaniaspongia gigantea* n. gen., n. sp.

Discussion

The new sponge superficially resembles stromatolites or some Paleozoic stromatoporoids. However, the segmentation of the skeleton and the perforated walls are easily recognizable with a hand-lens. These features distinguish *Lucaniaspongia* from stromatolites or stromatoporoids. In longitudinal section the new sponge appears similar to the Permian genus *Subascosymplegma* DENG (1981), and especially the Permian species *S. oussifensis* (TERMIER & TERMIER, in TERMIER et al. 1977, see SENOWBARI-DARYAN & RIGBY 1988), to *Platythalamiella* SENOWBARI-DARYAN & RIGBY (1988) and to the Triassic genus *Cinnabaria* SENOWBARI-DARYAN (1990). All of these sponges have flattened chambers. However, *Subascosymplegma* and *Cinnabaria* are characterized by stacked elongate tubelike segments that have crescentic cross sections. The flattened and laterally extended chambers of *Lucaniaspongia* distinguishes it from the sponge genera listed above. Some similarities exist between *Lucaniaspongia* and the Upper Triassic (Norian/Rhaetian) genus *Lamellata* FLÜGEL & SY (1959), an organism placed doubtfully to the Hydrozoans. *Lucaniaspongia* differs from *Lamellata* by lacking vertical elements (pilae)

and by having perforated horizontal elements (chamber or segment walls).

The arched tabular shape of chambers in *Lucaniaspongia* are similar to those in *Zanklithalamia* and *Gigantothalamia*, sphinctozoan sponges, described by SENOWBARI-DARYAN (1990, 1994) from Norian/Rhaetian reef limestones of the Northern Calcareous Alps (Austria) and from the Antalya area (Southern Turkey). However, the new genus differs from *Zanklithalamia* by having very low chambers, regularly perforated chamber walls and by lacking pillar-like filling structures within the chamber interior and by lacking a spongocoel. *Lucaniaspongia* differs from *Gigantothalamia* by its very fine perforation of extremely thin segment walls. No other organism appears similar to the new sponge described here.

***Lucaniaspongia gigantea* n. sp.**
(pl. 1, figs. 1-4, pl. 2, figs. 1-7)

1990 „Spongiomorphone“. - TORRE & ZAMPARELLI, p. 730, Fig. 9/d.

1993 „Sezion trasversale oblique di „chetetide“. - ZAMPARELLI, pl. 3, fig. 8.

Derivatio nominis: Because of the large size of the sponge.

Holotype: All thin sections and polished slabs figured in pls. 1 and 2 (not pl. 2, fig. 3) were made from the same specimen (holotype).

Paratype: Pl. 2, fig. 3.

Locus typicus: Fiumarella di Abriola creek, directly on the southern edge of the village of Abriola (see fig. 1 and 2).

Stratum typicum: Ladinian (Carnian?) boulders in a megabreccia of the Monte Facito Formation (Carnian).

Material: 5 specimens.

Repository: Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in Munich (holotype: 2 thin section, Inventar-Nr. BSP 1991 III/3-4, and 5 polished slabs, Inventar-Nr.: BSP 1991 III/5-9; one of paratypes: 1 thin section, Inventar-Nr. BSP 1991 III/10 and 2 pieces, Inventar-Nr. BSP 1991 III/11-12).

Diagnosis: See the diagnosis of the genus.

Description

The massive globular to irregularly-shaped sponge usually has diameters of approximately 20 cm, but some individuals are up to 50 cm in diameter. The holotype is broken and has a diameter of at least 20 cm.

The sponge resembles stromatolites or some Paleozoic stromatoporoids but differs from these fossils by having clearly defined segmentation, visible even with a hand-lens. All chambers are very low and flattened. Heights of the chambers range from 0.25 to 0.5 mm. Distances between two consecutive chambers (chamber interior and chamber wall) is almost 1 mm. Chamber walls are usually 0.1-0.2 mm thick, but may reach 0.4 mm thick. Chamber walls are pierced by numerous circular to oval or star-like and unbranched small pores 0.1-0.2 mm in diameter. The pores

are distributed regularly throughout the chamber walls.

A spongocoel is absent. In two areas in the holotype, however, the chamber walls turn up and form a bundle (diameter: 1.2 mm) of tubes which persist through several segments (pl. 2, fig. 6). These tubes could possibly end as astrorhizal structures on the summit of the sponge.

Chamber walls are laterally extended and wavy, and may locally grow together (pl. 2, fig. 4-5). The chamber interiors which are filled by micrite may be changed with the perforated chamber walls which appear white in transmitted light. No filling structures nor vesiculae occur within the chambers. The skeleton of *Lucaniaspongia* is recrystallized and now preserved as neomorphic calcite. Spicules were not observed.



Fig. 3: *Lucaniaspongia gigantea* n. gen., n. sp.. The segment walls are characterized by areas appearing white in submitted light. The segment interiors are filled by micrite surrounding also the sponge skeleton. Thin section L4, 10x

Association

Four thin sections have been made of the rock surrounding *Lucaniaspongia* and of the associated coral bafflestones. No index fossils indicating the age of the rock have been found. The bafflestones or bioclastic wackestones contain only some duostominid foraminifers and echinoderms.

Acknowledgments

Research on which this paper based was supported by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG), „Biogene Sedimentation: Riff Evolution und Kreide Sedimentation“ and by (M. P. I.) ministero della Pubblica Istruzione 60% B. ABATE 1987. We thank Prof. Dr. J. K. RIGBY (Provo/Utah) for the review of the manuscript.

References

BOIKO, E. V., BELYAEVA, G. V. & ZHURAVLEVA, I. T. (1991): Phanerozoic sphinctozoans of territory of USSR. - Acad. of Sci.

- USSR (Aca. Nauk Tadzik CSR) 1-223, Moskau.
- BONI, M.; IANNACE, A.; TORRE M. & ZAMPARELLI, V. (1994): The Ladinian-Carnian Reef Facies of Monte Carmolo (Calabria, Southern Italy). - *Facies*, **30**: 101-118, Erlangen.
- DENG, Zh.-Q. (1981): Upper Permian sponges from Laibin of Guangxi. - *Acta Paleont. Sinica*, **20** (5): 418-424, Peking.
- CIARAPICA, G.; CIRILLI, S.; MARTINI, R.; RETTORI, R.; SALVINI BONNARD, G. & ZANINETTI, L. (1990): Carbonate buildups and associated facies in the Monte Facito Formation (Southern Apennines). - *Boll. Soc. Geol. It.*, **109**: 151-164, Padua.
- FLÜGEL, E. & SY, E. (1959): Die Hydrozoen der Trias. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **109** (1): 1-108, Stuttgart.
- MASTANDREA, M. & RETTORI, R. (1989): Presenza di una associazione a Sphinctozoi (Perifera) nei corpi Carbonati della Formazione di Monte Facito (Appennino Meridionale). - *Atti Soc. Nat. Mat. di Modena*, **120**: 15-26, Modena.
- MONTANARI, L. & PANZANELLI FRATONI, R. (1990): A comparison between the Lercara Formation (Sicily) and the Monte Facito Formation (Southern Apennines). - *Boll. Soc. Geol. It.*, **109**: 115-121, Padua.
- RIGBY, J. K. & POTTER, A. W. (1986): Ordovician Sphinctozoan Sponges from the Eastern Klamath Mountains, Northern California. - *J. Paleont.*, **60**, Suppl. 4: 1-47, New York.
- SCANDONE, P. (1967): Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo. - *Boll. Soc. Nat. Napoli*, **76**: 301-469, Napoli.
- SENOWBARI-DARYAN, B. (1990): Die systematische Stellung der thalamiden Schwämme und ihre Bedeutung in der Erdgeschichte. - *Münchner geowiss. Abh.*, **A**, **21**: 1-326, München.
- SENOWBARI-DARYAN, B. (1994): Segmentierte Schwämme („Sphinctozoen“) aus der Obertrias (Nor) des Taurus-Gebirges (S-Türkei). - *Abh. Geol. B.-A.*, **50**: 415-446, Wien.
- SENOWBARI-DARYAN, B. & ABATE, B. (1986): Zur Paläontologie, Fazies und Stratigraphie der Karbonate innerhalb der „Formazione Mufara“. - *Naturalista Sicil.*, Ser. IV, **X** (1-4): 59-104, Palermo.
- SENOWBARI-DARYAN, B. & RIGBY, J. K. (1988): Upper Permian segmented sponges from Djebel Tebaga, Tunisia. - *Facies*, **19**: 171-250, Erlangen.
- SENOWBARI-DARYAN, B. & SCHÄFER, P. (1983): Zur Sphinctozoen-Fauna der obertriadischen Riffkalke („Pantokratorkalke“) von Hydra, Griechenland. - *Geol. et Palaeont.* **17**: 179-205, Marburg/Lahn.
- SENOWBARI-DARYAN, B. & SCHÄFER, P. (1986): Sphinctozoen (Kalkschwämme) aus den norischen Riffen von Sizilien. - *Facies*, **14**: 235-284, Erlangen.
- TERMIER, H.; TERMIER, G. & VACHARD, D. (1977): Monographie Paléontologique des affleurements Permians du Djebel Tebaga (Sud Tunisie). - *Palaeontographica*, Abt. **A**, **156** (1-3): 1-109, Frankfurt/Main.
- TORRE, M. & ZAMPARELLI, V. (1990): Terreni Triassici Lagonegresi in Irpinia. - *Boll. Soc. Geol. It.*, **109** (1990): 723-734, Padua.
- WOOD, A. W. (1981): Extensional tectonics and the birth of Lagonegro Basin (Southern Italian Apennines). - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **161** (1): 93-131, Stuttgart.
- ZAMPARELLI, V. (1993): Sulla presenza di alcune demospongie e coralli nel Trias medio-superiore dell'Irpinia (Campania). - *Paleopelagos*, **3**: 241-255, Roma.

Plate 1

Fig. 1-4: *Lucaniaspongia gigantea* n. gen., n. sp. (holotype).

1. Enlargement of the lower part of fig. 4. Polished slab, 1.6x.
2. Enlargement of the upper part shown in pl. 2, fig. 1. Polished slab, 1.6x.
3. Enlargement of the upper part of fig. 4. Polished slab, 1.6x.
4. Enlargement of fig. 1 in pl. 2. Polished slab, 0.9x.

Plate 2

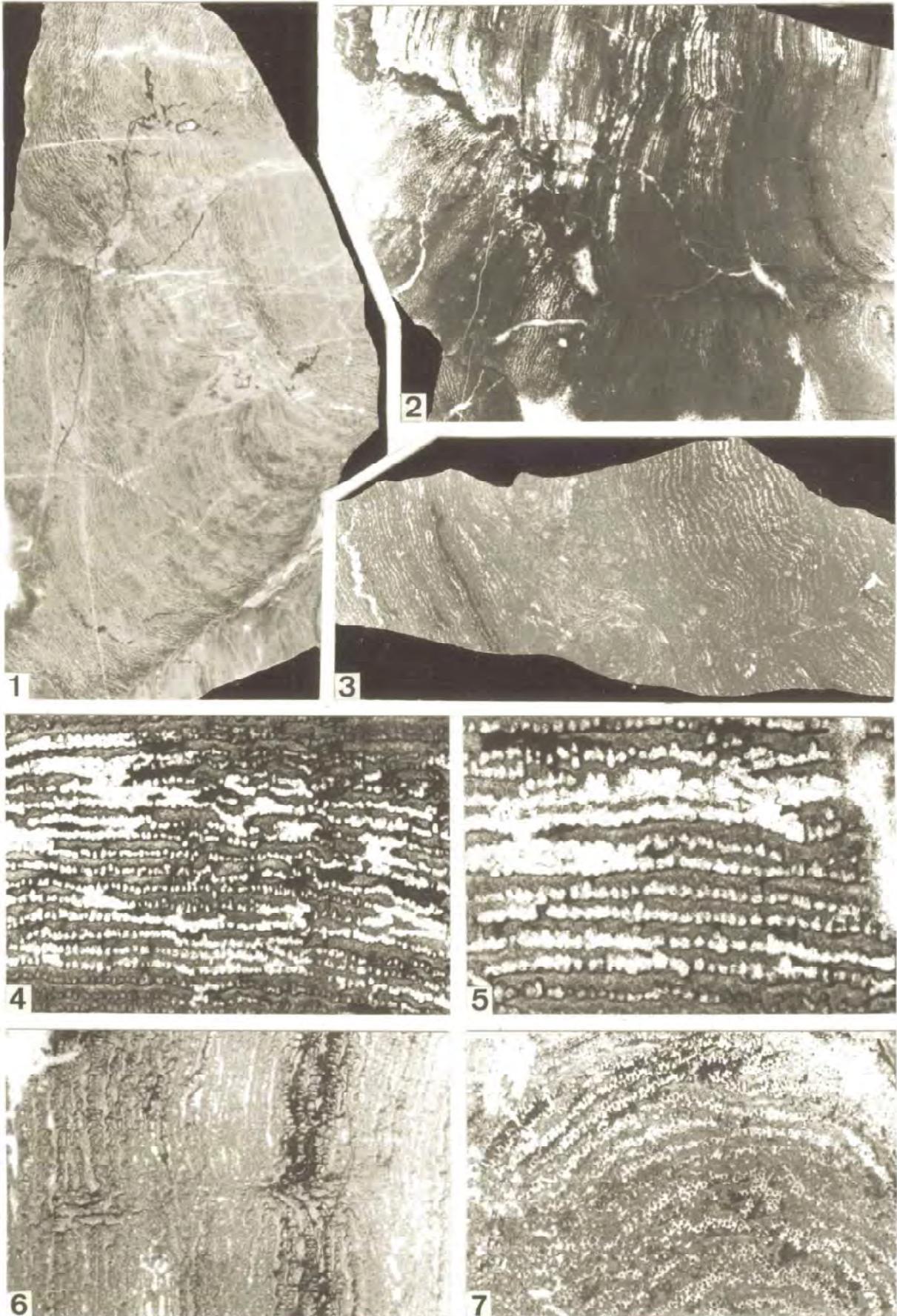
Fig. 1-2, 4-7: *Lucaniaspongia gigantea* n. gen., n. sp. (holotype).

1. Polished slab. The flattened chambers are recognizable. 0.7x.
2. Longitudinal section. Thin section L2, 1.4x.
3. Longitudinal section. Paratype. Thin section L3, 1x.
4. Enlargement of the chambers. The chamber walls (white areas) are pierced by numerous small pores. Thin section L2, 7x.
5. Same as fig. 4. Thin section L2, 10x.
6. View of the bundle of canals within the sponge skeleton. Thin section L2, 7x.
7. Oblique section through the skeleton showing the pores (dark) within the chamber walls (white areas). Thin section L2, 7x.

PLATE 1



PLATE 2



Zur Geologie der südlichen Mürzalpen-Decke am Kalkalpensüdrand im Raum Tragöß (Meßnerin, Pribitz, Trenchtling und Griesmauer)

**Geology of the southern Mürzalpen nappe near the southern rim of the
Northern Calcareous Alps in the area of Tragöß (Meßnerin, Pribitz, Trenchtling
and Griesmauer)**

Von

Jörg KÖLBL, Dietmar HÜBLER, Alexander MERSCHNIK & Hans-Jürgen GAWLICK

mit 6 Abbildungen und 3 Tabellen
with 6 figures and 3 tables

Schlüsselwörter:

*Nördliche Kalkalpen
Mürzalpen-Decke
Hochschwabgebiet
Stratigraphie
Tektonik
Fazies
Metamorphose*

Keywords:

*Northern Calcareous Alps
Mürzalpen nappe
Hochschwab area
Stratigraphy
Tectonics
Facies
Metamorphism*

Anschriften der Verfasser, Addresses of the authors:

DI JÖRG KÖLBL
8443 Gleinstätten 150
Österreich.

DI DIETMAR HÜBLER, DI ALEXANDER MERSCHNIK, Dr. HANS-JÜRGEN GAWLICK
Montanuniversität Leoben
Institut für Geowissenschaften: Prospektion und Angewandte Sedimentologie
Peter-Tunner-Straße 5
8700 Leoben
Österreich.

Inhalt

Zusammenfassung, Abstract.....	69
1. Einleitung.....	69
2. Geographische Lage des Untersuchungsgebietes.....	70
3. Stratigraphie und Fazies der einzelnen tektonischen Einheiten.....	71
3.1. Einheit 1.....	71
3.1.1. Alpiner Verrucano.....	71
3.1.2. Werfener Schichten.....	71
3.2. Einheit 2.....	71
3.2.1. Haselgebirge.....	71
3.3. Einheit 3.....	74
3.3.1. Werfener Schichten.....	74
3.3.2. Gutensteiner Schichten.....	74
3.4. Einheit 4.....	74
3.4.1. Reiflinger Schichten.....	74
3.4.2. Wettersteinkalk/-dolomit und Raminger Formation.....	75
3.4.3. Raibler Schichten/Leckkogelschichten.....	77
3.5. Einheit 5.....	77
3.5.1. Hallstätter Kalke.....	77
3.5.2. Zlambachschichten.....	80
3.6. Quartär.....	80
4. Metamorphose.....	81
4.1. Conodont Colour Alteration Index Methode.....	82
4.2. CAI-Werte.....	82
5. Diskussion der Ergebnisse.....	83
Dank.....	88
Literaturverzeichnis.....	89

Contents

Zusammenfassung, Abstract.....	69
1. Introduction.....	69
2. Geography of the study area.....	70
3. Stratigraphy and facies of the tectonic units.....	71
3.1. Unit 1.....	71
3.1.1. Alpine Verrucano.....	71
3.1.2. Werfener Beds.....	71
3.2. Unit 2.....	71
3.2.1. Haselgebirge.....	71
3.3. Unit 3.....	74
3.3.1. Werfen Beds.....	74
3.3.2. Gutensteiner Schichten.....	74
3.4. Unit 4.....	74
3.4.1. Reifling Beds.....	74
3.4.2. Wetterstein limestone/-dolomit and Raming Formation.....	75
3.4.3. Raibl Beds/Leckkogel Beds.....	77
3.5. Unit 5.....	77
3.5.1. Hallstatt limestone.....	77
3.5.2. Zlambach Beds.....	80
3.6. Quaternary.....	80
4. Metamorphism.....	81
4.1. Conodont Colour Alteration Index method.....	81
4.2. CAI-values.....	82
5. Discussion of the results.....	83
Acknowledgements.....	88
References.....	89

Zusammenfassung

Ziel der Arbeit war die geologische Untersuchung und Neukartierung des Gebietes rund um Tragöß-Oberort im Hinblick auf biostratigraphische, fazielle und tektonische Gesichtspunkte. Auf der Basis dieser Daten kann der geologische Aufbau dieses Gebietes auf eine neue Grundlage gestellt werden. Die bisherigen Vorstellungen einer durchgehenden, vollständigen Schichtfolge vom Perm (Haselgebirge bzw. Alpiner Verrucano) bis ins Nor (Hauptdolomit und Dachsteinkalk - im Bereich der Meßnerin) konnten durch biostratigraphische Einstufungen widerlegt werden. Heute wird eine Einteilung in fünf tektonische Großeinheiten bzw. Decken vorgenommen:

Einheit 1 besteht aus alpinem Verrucano und Werfener Schichten (Perm - Unter-Trias).

Einheit 2 besteht aus Haselgebirge (Perm).

Einheit 3 besteht aus Werfener Schichten und den Karbonaten der Gutensteiner Schichten (höhere Unter-Trias - untere Mittel-Trias).

Einheit 4 bilden die Karbonate der Wetterstein Formation i. w. S. und die Leckkogelschichten (höhere Mittel-Trias - tiefere Ober-Trias).

Einheit 5 bilden Hallstätter Kalke und die Karbonate und Mergel der Zlambachschichten (Unter-Ladin, Ober-Karn und Rhät).

Eine fossile Verkarstungserscheinung in Form von sandigen Spaltenfüllungen repräsentiert die Ladin/Karn-Grenze und stellt einen wichtigen Leithorizont dar.

Der Metamorphosegrad wurde mit Hilfe der Conodont Colour Alteration Index-Methode bestimmt und stimmt mit einheitlichen CAI-Werten von CAI 5.5 bis CAI 6.0 mit der relativ hohen Temperaturüberprägung der zentralen Mürzalpen-Decke überein.

Abstract

In this paper we present a new geological map and biostratigraphic, facies and tectonic data of the area around Tragöß-Oberort (southern Mürzalpen nappe). These data results in a new nappe division of this area:

1. a unit consists of alpine Verrucano and Werfen Beds (Permian - Early Triassic)
2. a unit consists of alpine Haselgebirge (Permian)
3. a unit consists of Werfen Beds and carbonates of the Gutenstein Formation (late Early Triassic - early Middle Triassic)
4. carbonates of the Wetterstein Formation, partly with Leckkogel beds (late Middle to early Late Triassic)
5. Hallstatt limestone and carbonates and marls of the Zlambach Formation (Early Ladinian, Late Carnian, Rhaetian).

These units show a metamorphic overprint, determined by using the Conodont Colour Alteration Index (CAI). The analysis of more than 70 samples show values of CAI 5.5, CAI 5.5-6.0 and CAI 6.0.

A former proposed continuous stratigraphic evolution in this area cannot be confirmed by these data.

1. Einleitung

Die tektonische Grundgliederung im Bereich Tragöß-Oberort am Südrand des Hochschwabs ist bei KOBER (1909, 1912), SPENGLER (1951) und bei TOLLMANN (1976a, b, 1985) beschrieben. SPENGLER (1920, 1922) gibt einen geologischen Überblick über das Hochschwabgebiet. Für den Bereich der Meßnerin, der Pribitz, der Griesmauer und der Heuschlagmauer sowie des Trenchtling interpretiert SPENGLER (1922) eine durchgehende, vollständige Schichtfolge vom Perm (Haselgebirge) bis ins Nor (Dachsteinkalk).

Als jüngste geologische Kartenunterlage liegt über das Untersuchungsgebiet eine geologische Karte „Eisenerz, Wildalpe und Aflenz“ mit Erläuterungen von SPENGLER & STINY (1926a, b) im Maßstab 1:75.000 vor.

Das Untersuchungsgebiet gehört zum Hochschwabmassiv und zählt in tektonischer Sicht zur Mürzalpen-Decke, die von KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962) als Vielfaziesdecke beschrieben wird (Abb. 1). Sie zeigt eine kalkhochalpine Faziesentwicklung mit sowohl Rifffazies als auch Beckenfazies. Ein Großteil des Untersuchungsgebietes wird nach diesen Vorstellungen der Fölfazies (SPENGLER 1920) zugerechnet, in der hauptsächlich Wettersteindolomit (sensu SUMMESBERGER 1966) entwickelt ist.

Von E. FABIANI (1980) liegt eine aktuellere Zusammenfassung und eine hydrogeologische Interpretation des Gebietes vor. Neuere hydrologische Daten zum Arbeitsgebiet sind im Quellkataster der Steiermark von E. FABIANI (1996) gesammelt. Für das Gebiet wurde hier auf der Basis der bisherigen Untersuchungen (SPENGLER 1922, SPENGLER & STINY 1926a, b) eine Muldenstruktur interpretiert, die eine unterirdische Wasserscheide im Bereich der Meßnerin vermuten ließ (FABIANI 1980). Über den Bereich der Meßnerin, des Pribitz, des Pribitztörls, der Griesmauer und der Heuschlagmauer sowie über den Trenchtling existieren neue Diplomarbeiten von KÖLBL (1999), HÜBLER (1998) und MERSCHNIK (1998) sowie kleinere Kartierungsberichte von GAWLICK (in Druck), GAWLICK & HÜBLER (in Druck), MERSCHNIK & GAWLICK (1998), MERSCHNIK (in Druck) und KÖLBL (in Druck).

PETRASCHECK et al. (1977) und ERKAN (1977) beschreiben die Gipslagerstätte im Haringgraben, auf welche auch TOLLMANN (1985) eingeht.

Bereits bei den ersten Untersuchungen, die 1996 begannen (GAWLICK in Druck) stellte sich heraus, daß die bisherigen Vorstellungen über die stratigraphische Entwicklung und den tektonischen Bauplan dieses Raumes nicht zu halten waren. Es wurde begonnen, das gesamte Gebiet neu zu kartieren. Die Diplomarbeiten von MERSCHNIK (Juni 1998) und HÜBLER (Dezember 1998) bestätigten die ersten Befunde für das Gebiet zwischen Griesmauer und Pribitz. Weitere Untersuchungen, vor allem im Bereich der Meßnerin von KÖLBL (Oktober 1999) widerlegten endgültig die bisherigen Vorstellungen.

Die Ergebnisse der Arbeiten aus den Jahren 1996-1999 sind hier zusammengefaßt und zeigen, daß der Hochschwab-Südrand im Bereich Tragöß-Oberort aus fünf tektonisch voneinander isolierten Einheiten besteht, die z. T. durch einen tektonischen Schrägzuschnitt gekennzeichnet sind und eine transportierte Metamorphose aufweisen.

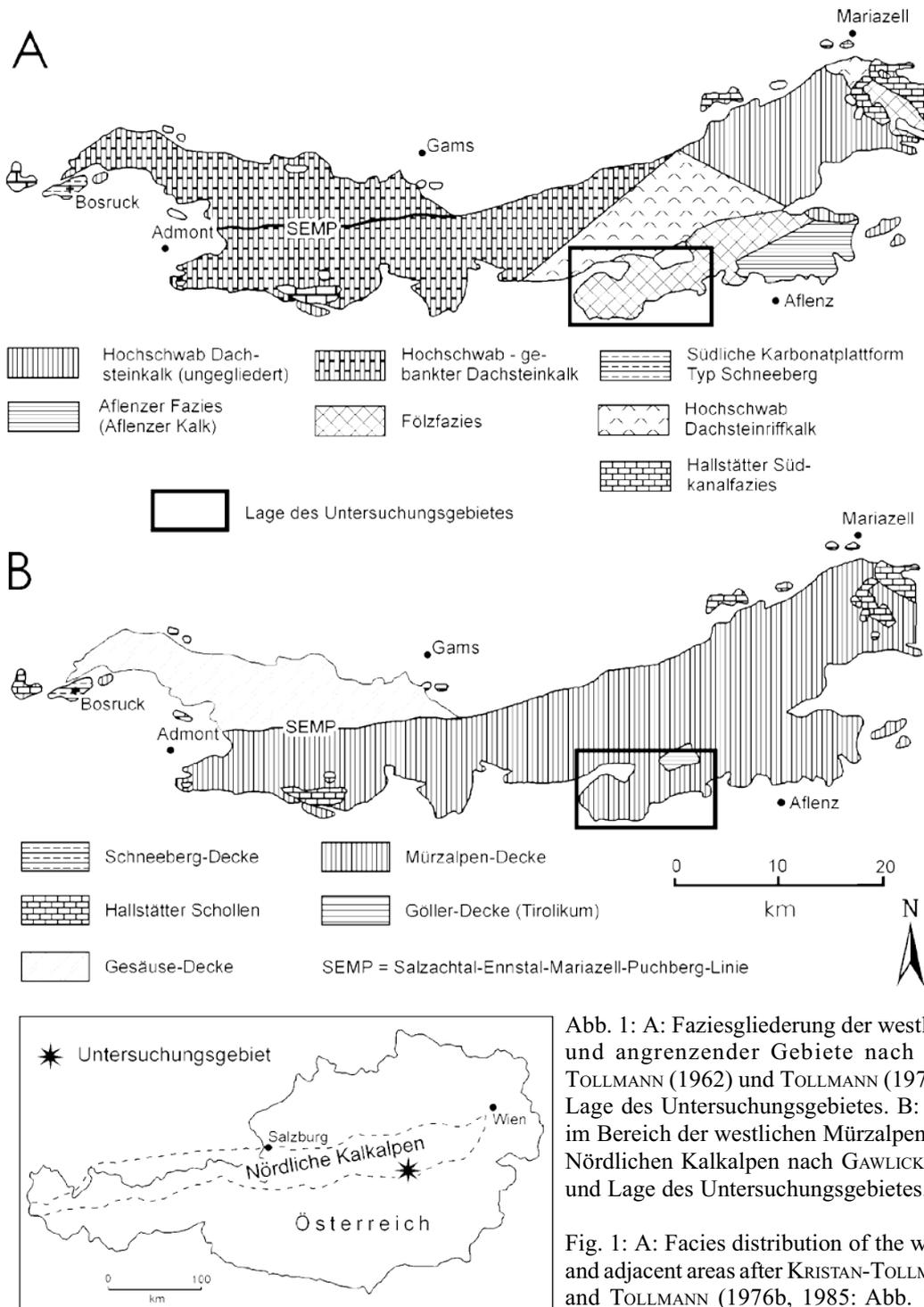


Abb. 1: A: Faziesgliederung der westlichen Mürzalpen-Decke und angrenzender Gebiete nach KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962) und TOLLMANN (1976b, 1985: Abb. 114) und Lage des Untersuchungsgebietes. B: Tektonische Gliederung im Bereich der westlichen Mürzalpen-Decke der südöstlichen Nördlichen Kalkalpen nach GAWLICK et al. (1999), verändert und Lage des Untersuchungsgebietes.

Fig. 1: A: Facies distribution of the western Mürzalpen nappe and adjacent areas after KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962) and TOLLMANN (1976b, 1985: Abb. 114) and study area. B: Tectonic overview of the western part of the Mürzalpen nappe after GAWLICK et al. (1999) and study area.

2. Geographische Lage des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet im Raum Tragöß-Oberort liegt südlich des Hochschwabmassives am Südrand der Nördlichen Kalkalpen (Abb. 1), umfaßt zirka 45 km² und befindet sich auf den Kartenblättern ÖK 101 Eisenerz und ÖK 102 Aflenzer Kurort.

Im nördlichen Bereich liegen die Gebiete der Meßnerin, der

Pribitz und des Pribitztürls, welche im Osten durch die Verbindung Fuchsgraben - Pillsteiner Alm - Grubeck - Haringgraben - Grüner See und im Norden von der Verbindung Josertal - Heinzleralm - Scheideck - Klammboden - Plotschboden - Sonnschönhütte - Rabenkogel - Jassing begrenzt werden (Abb. 2). Die höchsten Punkte markieren der Gipfel der Meßnerin mit einer Höhe von 1835 m AN, das Pribitztürl mit 1584 m AN und der Pribitz mit 1579 m AN. Das nördlich des Präbichl liegende Gebiet der Griesmauer und der Heuschlagmauer wird im Norden vom Jassing-

graben, im Westen von der Griesmauerplan und im Süden durch die Verbindung Hirschebgsattel - Lamingsattel begrenzt. Die höchste Erhebung bildet der Griesmauerkogel mit einer Höhe von 2034 m AN.

Der im südöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes liegende Trenchtling wird nach Süden hin von der Verbindung Lamingsattel - Rötzgraben - Hiaslegg - Tragöß-Oberort - Grüner See begrenzt, wobei der Gipfel des Hochturm mit 2081 m AN den höchsten Punkt markiert.

Die Morphologie des Untersuchungsgebietes ist in den meisten Bereichen als alpin, z. T. sogar als hochalpin zu bezeichnen. Die Karbonatkomplexe sind zum Großteil von nahezu senkrechten Wänden begrenzt, was eine Probenahme bzw. Profilaufnahme hier teilweise unmöglich machte. Ein weiteres Indiz für den Hochgebirgscharakter sind, neben den schroffen Felsen, die mächtigen Schuttfächer unterhalb der Wände. Diese Schuttfächer weisen Hangneigungen zwischen 30° und 40° auf und sind großteils instabil und in Bewegung, was sich durch fehlende Vegetation ausdrückt. In den Bereichen mit Werfener Schichten im Untergrund treten sanftere Geländeformen mit dichter Bewaldung auf.

3. Stratigraphie und Fazies der einzelnen tektonischen Einheiten

3.1. Einheit 1

Einheit 1 besteht aus Alpinem Verrucano und Werfener Schichten und tritt ausschließlich an der Trenchtling Südseite auf. Im Gebiet der Gries- und Heuschlagmauer und Teilen des Pribitz werden die Werfener Schichten der Einheit 3 zugeordnet, wobei in den Bereichen der Meßnerin und des nördlichen Pribitz über die Zugehörigkeit der Werfener Schichten zur Einheit 1 oder Einheit 3 diskutiert werden kann (Abb. 2, Abb. 5 und Abb. 6).

3.1.1. Alpiner Verrucano

Im Süden des Trenchtling, zwischen dem Lamingsattel im Osten und Hiaslegg im Westen tritt Alpiner Verrucano auf. An verschiedenen Stellen sind in den Verrucano z. T. mächtige, polymikte Konglomerate eingelagert (vor allem im Bereich des Sulzenkogels, entlang des Rötzgrabens und zwischen Hiaslegg und Keglangerjagdhütte). Die Mächtigkeit der Konglomeratlagen ist hier stark schwankend. Stellenweise sind bis mehrere zehner Meter mächtige, polymikte Konglomerate (mit bis zu metergroßen Komponenten, meist gut gerundet) in die Schichtfolge eingelagert (z. B. im Bereich des Sulzenkogels). Richtung Norden werden die Konglomeratlagen zum stratigraphisch Hangenden (Werfener Schichten) immer geringmächtiger und die Komponentengröße wird immer kleiner (GAWLICK & HÜBLER in Druck). Der Verrucano stellt die normale sedimentäre Unterlagerung der Werfener Schichten in diesem Bereich dar. Der sedimentäre Übergang zwischen Verrucano und Werfener Schichten erfolgt dabei allmählich, wobei die typischen

Werfener Quarzite nur z. T. auftreten.

3.1.2. Werfener Schichten

Größere Aufschlüsse der Werfener Schichten sind selten (SPENGLER & STINY 1926a, b), da sie einerseits von Karbonatblockschutt überlagert sind und andererseits aufgrund ihrer morphologisch sanften Ausbildung eine dichte Bewaldung aufweisen. Hauptsächlich sind sie in den Einschnitten der Forststraßen und in Bachbetten zu finden.

Im Gebiet nordwestlich der Meßnerin an der Heinzleralm und im Josertal sowie im Südosten im Haringgraben kommt es zum Auftreten von Werfener Schiefen in Form von roten, violetten, grünen oder braun verwitterten, dünn geschichteten, schiefrigen, teilweise tonigen Sandsteinen. Die Werfener Schiefer fallen vom Haringgraben in Richtung Nordwesten ein und unterlagern den Karbonatkomplex der Meßnerin, welcher tektonisch getrennt im Hangenden der Werfener Schichten auftritt. An der Heinzleralm präsentieren sich die Werfener Schichten als steilstehende Schuppe (Abb. 4). Tektonisch liegen die Werfener Schiefer im Bereich der Meßnerin als isolierte Schuppe vor und treten im Liegenden des stratigraphisch älteren Haselgebirges auf (KÖLBL 1999).

Werfener Schiefer findet man auch als Komponenten in quartären Konglomeraten im Haringgraben und im Bachbett entlang der Klamm und des Klammbodens. Westlich des Klammbodens kommen gut erhaltene Werfener Schiefer vor (HÜBLER 1998). In den Konglomeraten im Haringgraben sind auch Werfener Quarzite zu finden. In Dünnschliffen konnten in Proben im Bereich des Steinbruches im Haringgraben in einem grünen Sandstein Foraminiferen (M83a) und in einem violetten Tonstein Filamente (M83b) erkannt werden (KÖLBL 1999).

Die tektonische Basis des Trenchtlingzuges und der Heuschlagmauer (vor allem im Süden, z. T. aber auch im Norden) besteht aus Werfener Schichten, die am Kalkalpensüdrand, der Südseite des Trenchtling, von Verrucano unterlagert werden. Der überwiegende Anteil dieser Einheit, welche in diesem Bereich eine Mächtigkeit von 400 bis 500 m erreicht, wird von Werfener Schiefen gebildet. Daneben können teilweise auch Werfener Sandsteine auftreten.

3.2. Einheit 2

Einheit 2 bildet das als isolierte tektonische Schuppe vorliegende Haselgebirge (Abb. 2, Abb. 4, Abb. 5 und Abb. 6).

3.2.1. Haselgebirge

Als stratigraphisch älteste Einheit tritt im Haringgraben das permische Haselgebirge in Form einer mächtigen Gips- und Anhydritlagerstätte zu Tage (Abb. 4). Der Bergbau liegt östlich von Tragöß in einer Seehöhe von über 1000 m (KÖLBL 1999). Diese Lagerstätte (PETRASCHECK et al. 1977) zählt zu den größten Gipslagerstätten Österreichs (TOLLMANN 1985,

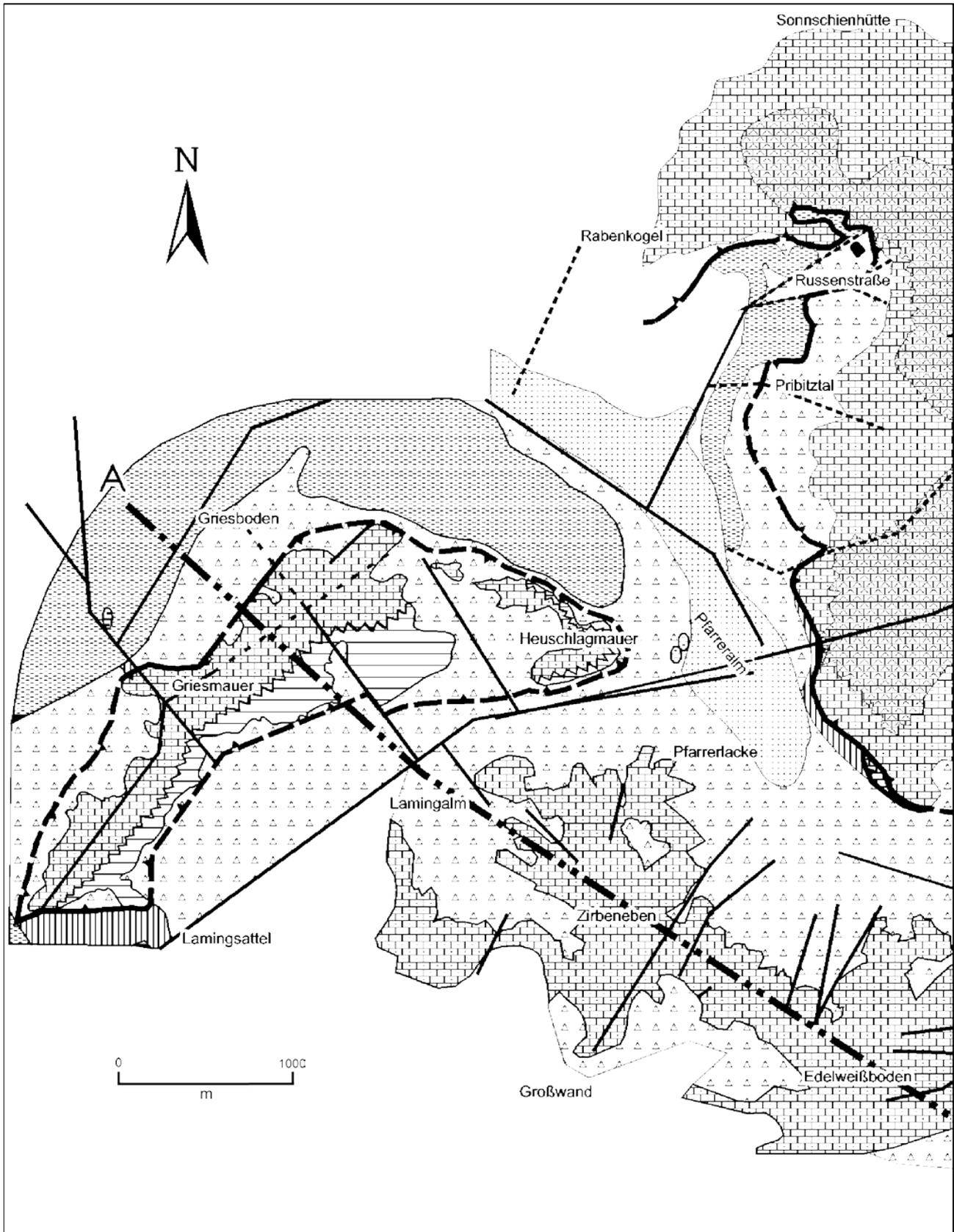
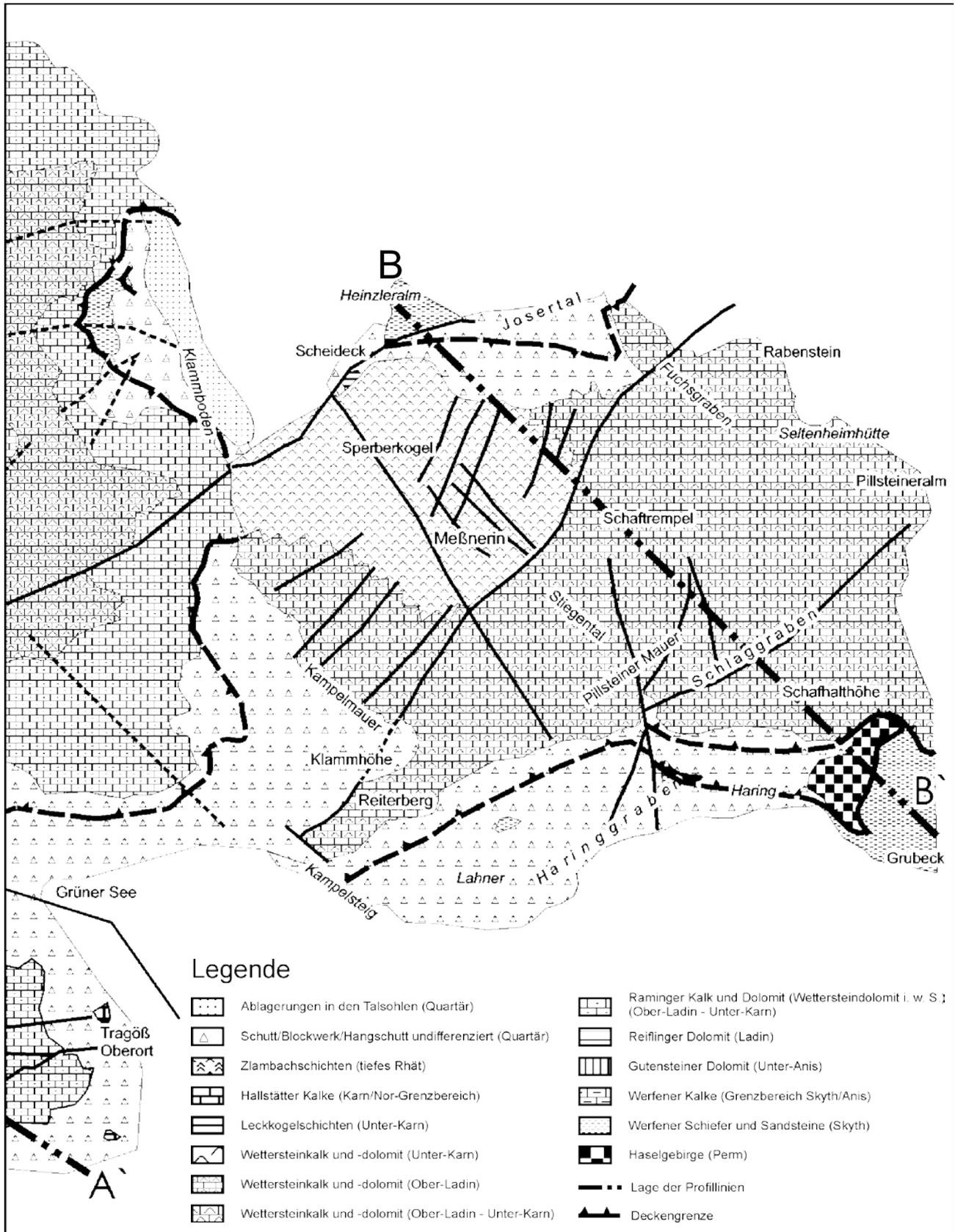


Abb. 2: Tektonische und geologische Karte des Untersuchungsgebietes und Lage der Profilinien (Abb. 4).

Fig. 2: Tectonic and geological map of the study area and cross sections (Fig. 4).



EBNER 1997). Aufgrund der Verschuppung am Kalkalpen Südrand tritt in diesem Bereich das stratigraphisch ältere Haselgebirge im Hangenden der jüngeren Werfener Schiefer auf (TOLLMANN 1985). Ein weiterer, wenn auch nur sehr kleiner, Aufschluß von Haselgebirge liegt im Bereich des Fuchsgrabens auf 1055 m Seehöhe, wobei der Gips des Haselgebirges verschuppt mit Werfener Schiefen vorliegt. Westlich der Pfarreralm tritt Haselgebirge in Form eines kleinen Gipsaufschlusses in einer Höhe von 900 m auf. Bohrungen im Jassingtal bestätigen (FABIANI 1980), daß sich das Gipsvorkommen nicht in nördlicher Richtung ausdehnt (vgl. MERSCHNIK 1998 und HÜBLER 1998).

3.3. Einheit 3

Einheit 3 bilden Teile der Werfener Schichten und die Gutensteiner Schichten (Abb. 2, Abb. 5 und Abb. 6).

3.3.1. Werfener Schichten

Im Bereich zwischen Jassing und Russenstraße treten Werfener Schichten in Form von glimmerreichen Tonschiefern und schiefrigen Sandsteinen auf. Westlich und östlich des Pribitztörls kommen die Werfener Schichten sehr gut erhalten vor. Ansonsten findet man die Schiefer entlang der Russenstraße bis in rund 1350 m Seehöhe. In diesen Bereichen konnten nur Werfener Schiefer kartiert werden (HÜBLER 1998).

Im Bereich nordwestlich der Griesmauer überdecken zum Teil Felssturzmaterial und Blockschutt die Werfener Schiefer mit einer Mächtigkeit von wenigen Metern. Die Werfener Schiefer prägen das optische Bild zwischen Frauenmauer und Griesmauer und im Jassingtal (MERSCHNIK 1998). Neben diesem flächenmäßig großem Auftreten der Werfener Schiefer erscheinen sie noch am Lamingsattel und am Hirscheegg-sattel in größerer Verbreitung (Abb. 2). Im übrigen Gebiet sind die Werfener Schiefer von Bergsturzmaterial, Blockschutt oder Moränen überlagert. Südlich des Neuwaldegg-sattels auf 1700 m AN ist an einem Aufschluß das allmähliche Übergreifen des marinen Milieus auf die terrestrisch sedimentierten Werfener Schiefer dokumentiert. Es zeigt sich hier einerseits der deutlich wachsende Karbonat-gehalt in den gebankten Schiefen und andererseits läßt sich eine starke tektonische Überprägung in Form einer ausgeprägten Verfaltung der Schiefer erkennen, was unter anderem auf eine Störungszone schließen läßt.

Untergeordnet sind auch bunte Werfener Kalke anzutreffen, welche das unmittelbar stratigraphisch Liegende der Gutensteiner Schichten bilden. In diesen Werfener Kalken treten untergeordnet auch ooidreiche Kalke auf. Die fossilreichen, dunkelgrauen Kalke können als Biosparite bzw. Rudstones bezeichnet werden. An Biogenen treten in ihnen Brachiopoden, Gastropoden, Foraminiferen, Muscheln und Crinoiden auf. Die Komponenten zeigen teilweise einen „micritic envelope“ (MERSCHNIK 1998).

3.3.2. Gutensteiner Schichten

Die obersten kalkigen Werfener Schichten leiten in die marinen Gutensteiner Schichten des tieferen Anis über (vgl. TOLLMANN 1976b, 1985, GAWLICK 1996). Ein Aufschluß zeigt diesen allmählichen Übergang, anderen Orts fehlt der Kontakt zwischen Werfener Schichten und Gutensteiner Schichten bzw. ist aufgrund der mächtigen Karbonatschutt-überdeckung nicht aufgeschlossen. Im Bereich südlich der Griesmauer kommt ausschließlich Gutensteiner Dolomit vor. Das oben genannte Auftreten befindet sich südlich des Neuwaldegg-sattels in 1700 m AN. Ein weiterer Aufschluß von Gutensteiner Schichten liegt im Bereich Lamingsattel-Hirschegg-sattel. Das pelsonische Alter und die stratigraphische Eingliederung dieses Aufschlusses ist durch *Gondolella* cf. *bifurcata* erfolgt (GM 30/97).

Im Bereich westlich des Pribitz liegen die Gutensteiner Schichten sowohl kalkig als auch dolomitisch vor und keilen Richtung Norden unter der Pribitzalm aus (HÜBLER 1998).

3.4. Einheit 4

Einheit 4 bilden die Karbonatkomplexe dieses Gebietes. Dazu zählen die Reiflinger Schichten und die Gesteine der Wetterstein Formation i. w. S. sowie die siliziklastisch beeinflussten Leckkogelschichten (Abb. 2, Abb. 5 und Abb. 6).

3.4.1. Reiflinger Schichten

Die hier auftretenden, durch Conodonten belegten, meist dolomitischen Beckensedimente entsprechen nicht den typischen Reiflinger Schichten im klassischen Sinn (sensu TOLLMANN 1985: 31). Eher noch ähneln sie meist lithologisch und mikrofaziell dem Raminger Kalk (LEIN 1989). Um nomenklatorische Zweideutigkeiten auszuschließen, wurden sämtliche Sedimente mit offen marin beeinflusster Entwicklung und unter- bis mittelladinischem Alter als Reiflinger Schichten i. w. S. bezeichnet.

Der Grenzbereich Fassin/Langobard ist im Bereich der Griesmauer durch folgende Conodontenvergesellschaftungen charakterisiert (Tab. 1): *Gladigondolella tethydis*-ME, *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella inclinata*, *Gondolella excelsa* juv., *Gondolella trammeri*, *Gondolella inclinata*, *Gondolella praeungarica* (Proben GM 1/96, GM 5/97 und GM 9/97).

Ab dem Ladin setzt eine pelagisch beeinflusste Entwicklung ein, was u. a. mit der Conodontenfauna *Gladigondolella tethydis*-ME, *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella* cf. *praeungarica*, *Gondolella* cf. *transita*, *Gondolella* cf. *excelsa*, *Gondolella trammeri*, *Gondolella* cf. *pseudolonga* (Proben GM 3/97, GM 8/97, GM 11/97, GM 12/97 und GM 15/97) nachgewiesen ist.

Im Norden des Pribitz treten einheitlich gebankte, zum Teil leicht dolomitisierte Serien auf, die mit Hilfe folgender Conodontenfaunen: *Gladigondolella tethydis*-ME, *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella excelsa*, *Gondolella* cf. *constricta* und *Gondolella pseudolonga* in das tiefere

Ladin eingestuft werden konnten (Proben PR 31/97 und PR 32/97).

Diese offen marin beeinflusste Entwicklung muß über das Fassan hinausgehend bis in das höhere Langobard bestanden haben, was ebenfalls durch Conodontenfaunen belegt wird: *Gladigondolella tethydis*-ME, *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella inclinata*, *Gondolella trammeri* (Probe GM 4/97).

Im Bereich der Griesmauer und der Heuschlagmauer tritt der Verzahnungsbereich zwischen Wettersteindolomit (Raminger Dolomit) mit dolomitisierten Beckensedimenten des Ladin im untersten Teil der Wände beinahe rund um den Griesmauer-Heuschlagmauer Komplex herum auf und führt dort *Gladigondolella tethydis* und das *Gladigondolella tethydis*-ME, bzw. am Gipfel der TAC-Spitze in einer Höhe von 2019 m AN in der Probe GM 6/97 *Gladigondolella tethydis*, das *Gladigondolella tethydis*-ME und *Gladigondolella malayensis* (Ober-Ladin).

Die Schiffe zeigen einen Biomikrit bzw. einen Wackestone. Der Mikrit ähnelt aufgrund von sekundärer Kornvergrößerung, die bei der Dolomitisierung entstanden ist, sehr einem sparitischen Zement. Die Fauna dieser Beckensedimente besteht überwiegend aus Filamenten. Diese primär aragonitischen Biogene sind zur Gänze rekristallisiert.

In der geologischen Karte werden alle Varietäten als

Reifflinger Schichten zusammengefaßt, gleich ob pelagische, offen marine Fazies oder Slopefazies. Im Gelände ist keine einheitliche oder exakte Trennung des Verzahnungsbereiches zwischen Reifflinger Schichten und dem Wettersteindolomit bzw. Raminger Dolomit möglich.

Weiter im Süden im Bereich des Pribitz, konnten Reifflinger Schichten des tieferen Ladin allerdings nicht mehr nachgewiesen werden. Im Bereich des Pribitz sind die zum Teil dolomitisiert vorliegenden Beckensedimente immer mit grobkörnigen, Riffdetritus führenden Bänken vergesellschaftet, die oberladinischen bis unterkarnischen Alters sind. Diese können deshalb als „Raminger Formation“ (sensu LEIN 1989) bezeichnet werden. Es zeigt sich, daß die Schichtfolge mit Reifflinger Schichten ab dem Fassan nur im Norden auftreten, während die unterladinischen Reifflinger Schichten im Bereich des Pribitz und im Bereich der Meßnerin tektonisch bedingt nicht vorkommen.

3.4.2. Wettersteinkalk/-dolomit und Raminger Formation (Kalk und Dolomit)

Der Großteil des Untersuchungsgebietes wird von den Karbonaten der Wetterstein Formation dominiert, wobei kaum reine Kalke oder reine Dolomite auftreten (Abb. 2). Vor allem im Gipfelbereich der Meßnerin und des Pribitz

Probennummer	Stratigraphische Einstufung	Fauna
PR 31/97	Anis/Ladin-Grenzbereich	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella excelsa</i> (MOSHER 1968), <i>Gondolella cf. constricta</i> MOSHER & CLARK 1965. CAI-Wert: 5.5.
PR 32/97	tiefere Fassan	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella pseudolonga</i> KOVÁCS, KOZUR & MIETTO 1980. CAI-Wert: 5.5-6.0.
GM1/96	Grenzbereich Fassan/Langobard	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Gondolella excelsa</i> juv. MOSHER 1968, <i>Gondolella trammeri</i> KOZUR 1972. CAI-Wert: 5.5-6.0.
GM3/97	Langobard 1	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella cf. praehungarica</i> KOVÁCS 1994. CAI-Wert: 6.0.
GM4/97	basales Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Gondolella trammeri</i> KOZUR 1972. CAI-Wert: 5.5.
GM5/97	Langobard 1	<i>Gondolella trammeri</i> KOZUR 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Gondolella praehungarica</i> KOVÁCS 1994. CAI-Wert: 5.5.
GM8/97	höheres Fassan	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella cf. transita</i> KOZUR & MOSTLER 1971, <i>Gondolella cf. excelsa</i> MOSHER 1968. CAI-Wert: 5.5-6.0.
GM9/97	Grenzbereich Fassan/Langobard	<i>Gondolella trammeri</i> KOZUR 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella praehungarica</i> KOVÁCS 1994. CAI-Wert: 6.0.
GM11/97	höheres Fassan	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella trammeri</i> KOZUR 1972, <i>Gondolella cf. excelsa</i> MOSHER 1968. CAI-Wert: 5.5-6.0.
GM12/97	höheres Fassan	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella trammeri</i> KOZUR 1972, <i>Gondolella transita</i> KOZUR & MOSTLER 1971. CAI-Wert: 5.5-6.0.
GM15/97	vermutlich höheres Fassan	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella cf. transita</i> KOZUR & MOSTLER 1971 oder <i>Gondolella cf. pseudolonga</i> KOVÁCS, KOZUR & MIETTO 1980, <i>Gondolella excelsa</i> MOSHER 1968. CAI-Wert: 5.5.
GM30/97	Anis (Pelson)	<i>Gondolella cf. bifurcata</i> BUDUROV & STEFANOV 1972. CAI-Wert: 5.5.
Tr 6/97	Fassan/Langobard Grenzbereich?	<i>Gondolella cf. inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Gondolella cf. excelsa</i> MOSHER 1968. CAI-Wert: 6.0.

Tab. 1: Stratigraphische Daten und CAI-Werte aus dem Bereich der Gutensteiner Schichten und der Reifflinger Schichten.

Tab. 1: Stratigraphic data and CAI values of the Gutenstein Formation and the Reifling Beds.

kommt es zum Auftreten von Riffgesteinen, während die morphologisch tieferen Einheiten dieser Bereiche und die Gebiete des Trenchtling, der Griesmauer und der Heuschlagmauer von riffnahen Gesteinen und Slopesedimenten, die sich teilweise mit Beckensedimenten verzahnen, gekennzeichnet sind. Der Großteil der Dolomite und Kalke ist massig ausgebildet, während die Gesteine der Raminger Formation als Wechsellagerungen von grobem Riffschutt und pelagischen Lagen auftreten. Die Unterscheidung zwischen den oft geschichteten, meist aber massig ausgebildeten Gesteinen der Raminger Formation und reinen Riffschutt-sedimenten der Wettersteinkarbonatplattform ist aufgrund der starken Dolomitisierung, den zahlreichen Querstörungen, der Vegetation in Form von Latschen, Wald und Wiesen sowie durch die schwierige Zugänglichkeit weiter Teile des Gebietes kaum möglich.

Im Bereich der Meßnerin kann die pelagische Entwicklung des höheren Ladin anhand der Conodontenfaunen (Tab. 2) *Gladigondolella tethydis*-ME, *Gladigondolella tethydis*, *Gladigondolella malayensis*, *Gondolella inclinata*, *Neocavitella tatrlica*, *Gondolella foliata*, *Hindeodella triassica*, *Gondolella tadpole*, *Budurovignathus diebeli*, *Neocavitella cavitata* und *Gondolella polygnathiformis* nachgewiesen werden (Proben M4, M6, M7, M9, M10, M11, M12, M14, M19, M20, M22, M26, M27, M28, M40, M42, M46, M50, M51, M54, M55, M58, M59, M63, M65, M79, M80 und M81). Durch die weitere Progradation der Wettersteinkarbonatplattform folgen im Hangenden der Raminger Formation die oberladinischen Ablagerungen des Wettersteindolomites. Diese sind in den tieferen Bereichen als Vorslopesedimente und in den höheren Anteilen als Riffgesteine in situ ausgebildet.

Der Biogeninhalt dieser Einheiten setzt sich vorwiegend aus Schwämmen, Algen, Muscheln bzw. Filamenten, Crinoiden, Foraminiferen, Fischzähnen, Korallen, Tubiphyten, Ostracoden, Brachiopodenschalen, Radiolarien und Gastropoden zusammen.

Innerhalb dieser oberladinischen Ablagerungen des Wettersteindolomites kommt es im Bereich der Meßnerin zum Auftreten von Verkarstungserscheinungen in Form von braunen, sandigen Spaltenfüllungen. Das Alter der Verkarstung entspricht der Ladin/Karn Grenze, da in den unterkarnischen Karbonaten der Wetterstein Formation diese Spaltenfüllungen vollkommen fehlen. Es handelt sich dabei also nicht um unterkarnische Spaltenfüllungen des Raibler Niveaus. Auch erwiesen sich diese Spaltenfüllungen als eine große Hilfe bei den Kartierungsarbeiten, da durch sie die makroskopische Unterscheidung zwischen den oberladinischen und unterkarnischen Gesteinen der Wetterstein Formation ermöglicht wurde.

Die Ladin/Karn Grenze kann als Transgressive Systems Tract interpretiert werden, wobei ab diesem Zeitpunkt wieder Gesteine der Raminger Formation i. w. S. zur Ablagerung gelangen. Die Basis dieser Entwicklung ist durch eine Halobienlumachelle, die Conodonten führt, belegt (Probe M65). Somit zeichnet sich im Unter-Karn nach dieser neuerlichen Transgression eine zweite Progradation der Wettersteinkarbonatplattform ab (KRYSZYN & LEIN 1996). Diese in Rifffazies ausgebildeten Kalke umfassen stratigraphisch das Jul 1 (*Gladigondolella tethydis*-ME, *Gladigondolella tethydis*, *Neocavitella tatrlica*, *Gondolella*

inclinata, *Budurovignathus mostleri*, *Gondolella polygnathiformis*, *Gondolella foliata*, *Gondolella auriformis*; Proben M13, M15a, M16, M35, M36, M37, M52, M66 und M67) und sind im Hangenden der pelagisch beeinflussten Schuttsedimente durch das Auftreten von riffbildenden Kalkalgen und Schwämmen, Crinoiden, Muschelschalen, Gastropoden, Tubiphyten, *Diplotremina* sp., *Tubiphytes* sp., Foraminiferen, Ostracoden und Brachiopoden charakterisiert.

Das Auftreten dieser Einheit beschränkt sich auf den Gipfelbereich der Meßnerin über den Sperberkogel bis zum Scheideck (Abb. 2). In der geologischen Karte ist diese Einheit als Wetterstein Formation (Unter-Karn) dargestellt. In den hangendsten Bereichen konnte mit der Probe M13 das Jul 1/2 nachgewiesen werden.

Im Gegensatz zu den Gesteinen der Raminger Formation, welche teilweise geschichtet vorliegen, sind die Wettersteinkalke und -dolomite meist massig ausgebildet. Dadurch ist es unmöglich, die Lagerungsverhältnisse direkt im Gelände zu erfassen. Aus den stratigraphischen Daten kann im Bereich der Meßnerin ein generelles Schichtfallen in Richtung Nordwesten zum Scheideck und zur Heinzleralm nachgewiesen werden (Abb. 4). Im Bereich Scheideck tritt im Hangenden auch die Überlagerung durch die Leckkogelschichten auf. Besonders deutlich erkennbar ist die generelle Verjüngung des Schichtbestandes von Südosten nach Nordwesten an der Südwestseite der Meßnerin entlang der Wände der Kampelmauer, den Bereichen Fenster und „In der Klausen“ bis zum Ende der Klamm (Proben M16, M28, M35, M36, M37, M40, M42, M51 und M52). Die stratigraphisch ältesten Proben innerhalb der Karbonatabfolge findet man vor allem im Süden entlang des Reiterberges, der Pillsteiner Mauer, des Schlaggrabens und der Schafalthöhe. All diese Proben geben im großen und ganzen Ober-Ladin als Alter an (KÖLBL 1999).

Im gesamten Bereich des Pribitz und Pribitztörl treten an der morphologischen Basis, dabei besonders im Osten, Kalke und Dolomite der Raminger Formation in z. T. großer Mächtigkeit auf. Der Biogeninhalt dieser Gesteinsserie besteht, wie im Bereich der Meßnerin vorwiegend aus Crinoiden, Foraminiferen, Fischzähnen, Gastropoden, Muscheln bzw. Filamenten, Schwämmen und Algenresten. Aus den Conodontenproben läßt sich, wie im Bereich der Meßnerin, eine neuerliche Progradationsphase der Wettersteinkarbonatplattform nach einer erneuten Transgression im Unter-Karn ableiten (PR 16/97, PR 22/97, PR 24/97, PR 25/97, PR 37/97, PR 38/97, PR 49/98, PR 50/98 und PR 51/98).

Die Kalke und Dolomite der Raminger Formation werden im Hangenden von den massigen Riffgesteinen und riffnahen Gesteinen des Wettersteinkalkes und -dolomites im engeren Sinn überlagert. Litho- und mikrofaziell ist die Wetterstein Formation durch das Auftreten verschiedener Riffbildner gekennzeichnet, wobei Kalkalgen und Schwämme den Biogeninhalt dominieren (vgl. OTT 1967, FLÜGEL et al. 1991/92, PIROS et al. 1994, LOBITZER 1990). Diese können biostratigraphisch dem Unter-Karn zugeordnet werden. Dabei ist der Wettersteinkalk meist massig ausgebildet und zeigt keine Schichtung, so daß in weiten Bereichen des Pribitz die Lagerungsverhältnisse aufgrund der massigen Ausbildungen des Gesteins nicht erfaßt werden

können.

Wie im Bereich der Meßnerin kommt es auch im Gebiet des Pribitz, vor allem südlich der Sonnschienalm, zum Auftreten der fossilen Verkarstung in Form von meist braunen, sandigen Spaltenfüllungen innerhalb der oberladinischen Ablagerungen der Wetterstein Formation. Das Alter dieser Verkarstung entspricht der Ladin/Karn Grenze. In den unterkarnischen Gesteinen der Wetterstein Formation treten diese Spaltenfüllungen nicht auf.

Litho- und mikrofaziell ist der Wettersteinkalk des Pribitz durch das Auftreten verschiedener Riffbildner (*Ladinella* sp., *Poikoporella* sp., *Baccanella* sp., *Girvanella* sp., *Vesicocaulis* sp., *Cayeuxia* sp., *Dasycladicea* sp.; Proben PR 6/97, PR 33/97, PR 34/97, PR 36/97, PR 40/97 und PR 42/97) gekennzeichnet.

Diese Formation mit ständigem Wechsel zwischen kalkigem Dolomit und dolomitischem Kalk wird durch die Conodontenfaunen *Gondolella inclinata*, *Gladigondolella tethydis*-ME, *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella polygnathiformis*, *Neocavitella tatica*, *Budurovignathus diebeli*, *Budurovignathus* cf. *mungoensis*, *Gladigondolella* cf. *malayensis* (Proben PR 16/97 PR 22/97 PR 37/97 PR 38/97 PR 49/98 PR und 50/98) belegt. Dabei stammen sämtliche Conodontenfunde aus dem Verzahnungsbereich zwischen der Raminger Formation und der Wetterstein Formation. Diese bedeckt weite Teile des Pribitz-Komplexes, hier vor allem die morphologisch hangendsten Teile. Dabei erstreckt sich die Wetterstein Formation von der Pribitzalm bis fast zur Sonnschienalm (Abb. 2), (HÜBLER 1998).

Auch im Bereich der Gries- und der Heuschlagmauer treten die Sedimente der Raminger Formation mit einem stratigraphischen Umfang von Langobard 2 bis Jul 1 auf. Im stratigraphischen höheren Teil schalten sich vermehrt riffdetritusreiche Bänke in die Schichtfolge ein, was die Progradation der Wettersteinkarbonatplattform andeutet. Der Großteil der Riffschuttgesteine liegt in dolomitisierter Form vor. Dieser Dolomit besitzt eine zumeist weiße bis hellgraue Farbe und ist wie im übrigen Untersuchungsgebiet zumeist massig ausgebildet. Trotz der mächtigen Sedimentserie ist es unmöglich, Kriterien für eine Untergliederung innerhalb der Wetterstein Formation i. w. S. herauszuarbeiten.

An Fossilien treten im Bereich der Gries- und der Heuschlagmauer *Tubiphytes obscurus* (MASLOV 1956), Bruchstücke von Algen, Korallen und Kalkschwämmen auf. Die Conodontenfunde blieben in den Riffschuttgesteinen zumeist aus, einzig *Gladigondolella tethydis*-ME und *Gladigondolella tethydis* waren vertreten (MERSCHNIK 1998). Im Bereich Lamingalm und der Trenchtling Nordostseite zwischen Lamingalm-Zirbeneben-Pfarrerlacke, dominieren allodapische Riffdetritusdolomite mit feinkörnigen Zwischenlagen, die in diesem Bereich allerdings eher untergeordnet auftreten. Die lithofazielle Variationsbreite entspricht weitgehend der von den weiter im Süden gelegenen Bereichen des Trenchtlingzuges. Dolomitisierte Beckensedimente treten nur im Bereich der Lamingalm auf. In

höheren Lagen dominieren Riff- bzw. Riffschuttsedimente, die Richtung Zirbeneben immer grobkörniger werden.

Im Bereich Tragöß-Oberort, Trenchtling Ostseite zwischen Kohlerle-Grünanger-Pfarrerlacke dominieren vor allem oberladinische bis unterkarnische Riffdetritusdolomite mit feinkörnigen Zwischenlagen. Daneben treten dolomitisierte oberladinische und unterkarnische Beckensedimente auf. Die einzelnen Dolomite sind meist hell- bis mittelgrau, die Schichtung ist meist nur sehr undeutlich entwickelt bzw. durch die Dolomitisierung weitgehend verwischt worden, sodaß das Gestein im Regelfall massig wirkt.

Im Bereich Hiaslegg-Tragöß-Oberort, Trenchtling Südostseite zwischen Hiaslegg-Roßboden-Grüner See treten an der Basis der oberladinischen bis unterkarnischen Riffdetritusdolomite (allodapisch) mit feinkörnigen Zwischenlagen vor allem Werfener Schichten auf, die sich talwärts bis zum Meistergut erstrecken und die die Karbonate der Wettersteinkarbonatplattform tektonisch unterlagern. Die Aufschlußverhältnisse sind in den bewaldeten Hängen der Trenchtling Südostseite sehr schlecht, auch im Bereich der hier häufigen Forstwege ist die Aufschlußsituation ungünstig.

3.4.3. Raibler Schichten/Leckkogelschichten

Im Bereich der Meßnerin treten solche sandigen Tonschiefer in Wechsellagerung mit feinkörnigen Kalken in der Nähe des Scheidecks (Probe M15b, Abb. 2) auf. Allerdings existiert nur ein sehr kleiner Aufschluß mit anstehendem Gestein, da dieser Bereich von einer relativ mächtigen Bodenbildung überlagert wird. Im Dünnschliff konnten auch Radiolarien und Ostracoden in den sandigen Tonschiefern und mikritischen Kalken erkannt werden. In unmittelbarer Nähe zu Probe M15b konnten die hangendsten Partien der Wettersteinkarbonatplattform auf Jul 1 b (*Gladigondolella tethydis*, *Gladigondolella tethydis*-ME, *Gondolella auriformis*) datiert werden (Probe M13). Die Leckkogelschichten stellen somit im Untersuchungsgebiet das stratigraphische höchste Schichtglied der Einheit 4 dar.

3.5. Einheit 5

Einheit 5 repräsentieren die Hallstätter Kalke und die Zlambachschichten (Tab. 3, Abb. 2, Abb. 5 und Abb. 6).

3.5.1. Hallstätter Kalke

Ein Vorkommen von Hallstätter Kalken findet man an der Trenchtling Südseite. Nördlich der Pflégalm tritt neben Werfener Schichten ein massiger, stark metamorph überprägter mitteltriassischer Hallstätter Kalk (HS 1/97: feinkörnige, glimmerführende Mikrite. Alter: ?höheres

Tab. 2: Stratigraphische Daten und CAI-Werte aus dem Bereich der Wetterstein Formation i. w. S.

Tab. 2: Stratigraphic data and CAI values of the Wetterstein Formation.

Probennummer	Stratigraphische Einstufung	Fauna
PR 16/97	Ober-Ladin bis Unter-Karn	<i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983. CAI-Wert: 5.5-6.0.
PR 22/97	Langobard bis Jul	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983. CAI-Wert: 5.5-6.0.
PR 24/97	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella</i> cf. <i>tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 5.5.
PR 25/97	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 5.5-6.0.
PR 28/97	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
PR 29/97	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella</i> cf. <i>tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 5.5-6.0.
PR 33/97		unbestimmbar. CAI-Wert: 6.0.
PR 37/97	tiefes Jul	<i>Gondolella polygnathiformis</i> BUDUROV & STEFANOV 1965, <i>Neocavitella tatraca</i> SUDAR & BUDUROV 1979, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Budurovignathus diebeli</i> . CAI-Wert: 6.0.
PR 38/97	Langobard 1 bis 3	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Budurovignathus</i> cf. <i>mungoensis</i> DIEBEL 1956, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983. CAI-Wert: 6.0.
PR 49/98	Langobard 2 bis Unter-Karn (Jul)	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella</i> cf. <i>malayensis</i> NOGAMI 1968.
PR 50/98	Langobard 2 bis Unter-Karn (Jul)	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella</i> cf. <i>malayensis</i> NOGAMI 1968.
PR 51/98	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.
PR 55/98	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.
GM6/97	Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972 <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella malayensis</i> NOGAMI 1968. CAI-Wert: 5.5.
GM7/97	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.
GM10/97	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella</i> sp.
GM13/97	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.
GM17/97	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 5.5 -6.0.
GM18/97	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.
GM20/97	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958. CAI-Wert: 5.5.
GM21/97	Ladin, vermutlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958. CAI-Wert: 5.5.
M4	Ladin - U.-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
M6	Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella malayensis</i> NOGAMI 1968, durch Deformation nicht zu entscheiden: <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983 oder <i>Gondolella polygnathiformis</i> BUDUROV & STEFANOV 1965. CAI-Wert: 6.0.
M7	Ladin - U.-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
M9	Ober-Ladin - Unter-Karn	Juvenile <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983. CAI-Wert: 6.0.
M10	Ober-Ladin - Jul	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983. CAI-Wert: 6.0.
M11	Ober-Ladin - Unter-Karn	<i>Neocavitella tatraca</i> SUDAR & BUDUROV 1979, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
M12	Ober-Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella foliata</i> BUDUROV 1975, <i>Neocavitella tatraca</i> SUDAR & BUDUROV 1979. CAI-Wert: 6.0.
M13	Jul 1 b	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella auriformis</i> KOVÁCS 1977. CAI-Wert: 6.0
M14	Mittel- bis Ober-Trias	<i>Hindeodella triassica</i> MÜLLER 1956. CAI-Wert: 6.0
M15a	Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0
M16	Jul 1/1	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Neocavitella tatraca</i> SUDAR & BUDUROV 1979, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Budurovignathus mostleri</i> KOZUR, <i>Gondolella polygnathiformis</i> BUDUROV & STEFANOV 1965. CAI-Wert: 6.0.
M19	Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER. CAI-Wert: 6.0.
M20	Ober-Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 5.5-6.0.
M22	Ober-Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 5.5-6.0.
M26	Jul	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella tadpole</i> HAYASHI 1968. CAI-Wert: 6.0.
M27	Ober-Ladin - Jul	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983. CAI-Wert: 6.0

M28	Ladin-Karn-Grenzbereich	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Budurovignathus diebeli</i> KOZUR & MOSTLER. CAI-Wert: 6.0.
M35	Ober-Ladin - Unter-Karn	<i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983. CAI-Wert: 6.0.
M36	Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 5.5-6.0.
M37	Ober-Ladin - Jul	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983. CAI-Wert: 6.0.
M40	Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 5.5-6.0.
M42	Ober-Ladin - Jul	<i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
M46	Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
M50	Ober-Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Neocavitella tetrica</i> SUDAR & BUDUROV 1979. CAI-Wert: 6.0.
M51	Ober-Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella malayensis</i> NOGAMI 1968, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 5.5-6.0.
M52	Jul	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella polygnathiformis</i> BUDUROV & STEFANOV 1965. CAI-Wert: 6.0.
M54	Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
M55	Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
M58	Ober-Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Neocavitella tetrica</i> SUDAR & BUDUROV 1979. CAI-Wert: 6.0.
M59	Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
M63	höchstes Ladin bis Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella foliata</i> BUDUROV 1975, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983. CAI-Wert: 6.0.
M65	Ober-Ladin - Jul	<i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
M66	Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
M67	Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella foliata</i> BUDUROV 1975. CAI-Wert: 5.5-6.0.
M79	Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
M80	Grenze Ladin/Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Neocavitella cavitata</i> SUDAR & BUDUROV 1979, <i>Gondolella polygnathiformis</i> BUDUROV & STEFANOV 1965. CAI-Wert: 6.0.
M81	Grenze Ladin/Karn	<i>Gondolella polygnathiformis</i> BUDUROV & STEFANOV 1965. CAI-Wert: 6.0.
LM 7/97	Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958. CAI-Wert: 6.0.
Tr 1a/97	Ober-Ladin - Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983. CAI-Wert: 6.0.
Tr 2/97	Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
Tr 2a/97	Ober-Ladin - tiefstes Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Budurovignathus mungoensis</i> DIEBEL 1956. CAI-Wert: 5.5-6.0.
Tr 3/97	Ober-Ladin	<i>Ozarkodina</i> sp.
Tr 7/97	Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
TR 14/97	Unter-Karn	<i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Neocavitella tetrica</i> SUDAR & BUDUROV 1979, <i>Gondolella</i> cf. <i>polygnathiformis</i> BUDUROV & STEFANOV 1965. CAI-Wert: 6.0.
TR 14a/97	Unter-Karn	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958, <i>Neocavitella tetrica</i> SUDAR & BUDUROV 1979, <i>Gondolella</i> cf. <i>polygnathiformis</i> BUDUROV & STEFANOV 1965. CAI-Wert: 5.5-6.0.
Hi 1/97	wahrscheinlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958. CAI-Wert: 6.0.
Hi 3/97	wahrscheinlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958. CAI-Wert: 6.0.
Hi 7/97	wahrscheinlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958. CAI-Wert: 6.0.
Ta 22/97	höchstes Ober-Ladin - Unter-Karn	<i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983, <i>Gondolella tadpole</i> HAYASHI 1968. CAI-Wert: 6.0.
Ta 24c/97	wahrscheinlich Ober-Ladin	<i>Gondolella</i> cf. <i>inclinata</i> KOVÁCS 1983. CAI-Wert: 6.0.
Pra 24/97	wahrscheinlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. CAI-Wert: 6.0.
Pra 29/97	wahrscheinlich Ober-Ladin	<i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gondolella inclinata</i> KOVÁCS 1983. CAI-Wert: 6.0.

Fassan. Conodonten: *Gondolella* sp., *Gondolella excelsa*, *Gladigondolella tethydis*-ME und *Gladigondolella tethydis*) auf (GAWLICK & HÜBLER in Druck).

Im Bereich westlich des Pribitz, am Fuße der steil aufragenden Felswände konnte ein kleines Vorkommen von grauen, massig ausgebildeten Hallstätter Kalken (biogenführender Mikrit) des Karn/Nor-Grenzbereiches aufgefunden werden. Es handelt sich dabei um einen tektonischen Span der zwischen Gutensteiner Dolomit und den Raminger Schichten steckt. Mit der in der Probe PR 61/97 erhaltenen Conodontenfauna *Metapolygnathus* sp. konnte Hallstätter Kalk aus dem Karn/Nor-Grenzbereich nachgewiesen werden (HÜBLER 1998).

3.5.2. Zlambachschichten

Östlich des Pribitztörls treten diese Gesteinsserien in der Nähe des Klammbodens als dunkelgraue, braun verwitternde, weiche Mergel mit zwischengeschalteten Kalken, die im Dezimeterbereich gebankt sind, auf und können durch die Probe PR 56/98, die *Misikella* sp. enthält,

men. Der obere Teil der Schuttfächer ist nicht bewachsen und ist aktiv in Bewegung. Die unteren Bereiche der Schuttfächer, meist in etwas geringerer Neigung ausgebildet, sind hingegen zum größten Teil von Vegetation bedeckt und stellen somit den inaktiven Teil dar. Die bewaldeten Bereiche zeigen aber deutlich ausgebildeten Säbelwuchs, was auf eine zwar geringe, aber doch stetige, kriechende, Talwärtsbewegung dieser Schuttkegel hinweist. Die Größe der Komponenten ist sehr unterschiedlich und liegt im Zentimeter- bis Dezimeterbereich, wobei die gröberen Partien grundsätzlich die stabilere Form der Schuttfächer darstellt, was sich auch in der größeren Hangneigungen dieser Kegel ausdrückt. Die Mächtigkeiten der Schuttkegel können mehrere Zehnermeter erreichen, wobei sie zu den morphologisch tieferen Bereichen hin zunimmt.

Im Norden zum Josertal hin sind die Schuttfächer etwas geringermächtig ausgebildet und es gibt Bereiche, in denen die Schuttfächer von bewachsenen, relativ stabilen Hangschuttkörpern unterbrochen werden. Zur Heinzleralm hin treten im Hangschutt neben dem Kalk- und Dolomitschutt immer wieder Komponenten der sich im Untergrund befindenden Werfener Schiefer auf. Die

Probennummer	Stratigraphische Einstufung	Fauna
PR 56/98	Rhät	<i>Misikella</i> sp. CAI-Wert: hoch.
PR 61/97	Karn/Nor Grenze	<i>Metapolygnathus</i> sp. CAI-Wert: 5.5-6.0.
HS 1/97	?höheres Fassan	<i>Gondolella</i> sp., <i>Gondolella excelsa</i> MOSHER 1968, <i>Gladigondolella tethydis</i> -ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE 1958. CAI-Wert: 6.0.

Tab. 3: Stratigraphische Daten und CAI-Werte aus dem Bereich der Hallstätter Salzbergfazies.

Tab. 3: Stratigraphic data and CAI values of the Hallstatt limestones.

belegt werden. Der Aufschluß liegt in einem Bachbett direkt an einer Forststraße und erstreckt sich über eine Fläche von 4 m x 3 m.

3.6. Quartär

Ein großer Teil des Untersuchungsgebietes ist von Quartär bedeckt, wobei man zwischen Schuttfächern, Bergsturzmaterial, Hangschutt, Moränen, fluvioglazialen Ablagerungen und postglazialen Talfüllungen zu differenzieren hat (Abb. 2).

Vor allem im Norden und Südwesten der Meßnerin, an der Ost-, Süd- und Westseite des Pribitz, an der Trenchtling Nord- und Ostseite und rund um den Komplex der Gries- und Heuschlagmauer, kommt es zum Auftreten von riesigen Schuttfächern mit teilweise mehreren hundert Meter Höhendifferenz und einer Hangneigung von 30-40°. Bei diesen Lockerablagerungen handelt es sich um Kalk- und Dolomitschutt der darüberliegenden Wände der Wettersteinkarbonatplattform i. w. S. Daneben sind aber vereinzelt auch Sand- und Siltsteinkomponenten aus dem Ladin/Karn Grenzbereich zu beobachten, die aus Spalten- bzw. Karstfüllungen innerhalb der Karbonatplattformsedimente stam-

Schuttkörper sind in diesem Bereich aufgrund der geringeren Neigung stabil und dicht bewaldet, Säbelwuchs tritt nur in den höheren Bereichen am Fuße der Wände auf, wo die Schuttkegel noch größere Hangneigungen aufweisen (KÖLBL 1999).

Im Bereich der Jassing, dem Pribitztal und entlang der Russenstraße ist die Schuttbildung der darüberliegenden Kalk- bzw. Dolomitwände zum Teil so groß, daß weite Hangbereiche der Werfener Schiefer vom Schutt überdeckt sind und diese dadurch in morphologisch höheren Bereichen zum Teil vollkommen überdeckt werden. Ein sehr ähnliches Bild zeigt sich im Bereich des Klammbodens (HÜBLER 1998) und im Bereich der Gries- und Heuschlagmauer (MERSCHNIK 1998).

Am Fuße dieser Schuttfächer im Südwesten der Meßnerin befindet sich eine hügelige Landschaft aus grobem Kalk- und Dolomitschutt. Diese Schuttmassen sind als schlecht sortierte postglaziale Bergsturzmassen anzusprechen, welche sowohl von der Meßnerin, als auch vom Pribitz stammen und ebenfalls Mächtigkeiten von mehreren Zehnermetern erreichen.

Im Haringgraben treten keine Schuttfächer, wie sie oben beschrieben wurden, auf. Hier dominieren bis zu mehrere Zehnermeter mächtige Hangschuttbildungen mit wesentlich geringeren Hangneigungen. Es handelt sich auch hier

größtenteils um Bergsturzmaterial mit sehr unterschiedlicher Komponentengröße. Diese reicht vom Dezimeterbereich bis hin zu mehreren Meter großen Blöcken. In Gebieten, wo sich Werfener Schiefer oder Haselgebirge im Untergrund befinden, treten diese Komponenten auch im Hangschutt auf (KÖLBL 1999).

Auch im Rötzgraben treten zwischen Pflögalm und Lahnhuben meist Hangrutschmassen bzw. Bergsturzmaterial auf. Alpiner Verrucano, Werfener Sand- und Siltsteine und Karbonate der Wettersteinkarbonatplattform dominieren den Komponentenbestand dieser quartären Lockersedimente, die hier zum größten Teil unverfestigt vorliegen. Nordwestlich Hiaslegg Richtung Tragöß-Oberort treten meist Werfener Schichten auf, die hier von Bergsturzmaterial und sub-rezenten Schuttfächern meist überdeckt werden.

Im Klammoboden und auch weiter südlich im Bereich unter dem Buchriegel treten Moränenreste auf, die sich in Form von sanften, mit Bäumen bewachsenen Hügeln zeigen.

Im Bereich der Laming sind im Talbereich junge, fluviale Schuttfächer ausgebildet (auf Hochwasserereignisse zurückzuführen), die die hier anstehenden Werfener Schichten z. T. in mächtiger Überlagerung bedecken. Randlich dieser fluvialen Sedimente treten Moränenreste auf (GAWLICK & HÜBLER in Druck).

Nördlich der Meßnerin treten am Beginn des Fuchgrabens sehr schlecht sortierte, polymikte, karbonatisch zementierte Konglomerate mit sandiger Matrix auf. Die Korngröße der Komponenten, überwiegend Wettersteinkarbonate und untergeordnet Werfener Schiefer, reicht vom Zentimeter- bis zum Meterbereich. Solche Konglomerate treten auch an der Einfahrt zum Lahner auf. An Komponenten beinhalten diese Konglomerate neben grünen und violetten Werfener Schiefen, Wettersteinkalken und -dolomiten auch Dolomitbrekzien und Quarzite. Sie weisen Schichtung auf, sind aber nicht gradiert (KÖLBL 1999). Bei diesen gut zementierten, einigen Meter mächtigen Konglomeraten dürfte es sich um Reste einer Talverschüttung, die durch Rückstau während der Vereisung gebildet wurde, handeln (FABIANI 1980).

Auch im Bereich des Trenchtling konnten westlich des Wassergraf- und Meistergutes in verschiedenen Höhenlagen bis zu 10 m mächtige, karbonatisch zementierte, Flußschotter bis in eine Höhe von 920 m AN kartiert werden (GAWLICK & HÜBLER in Druck).

Im Bereich des Klammobodens und des Jassinggrabens, insbesondere im Bereich der Pfarreralm, sind mächtige quartäre Ablagerungen vorhanden. Erste lithologische Untersuchungen wurden von SPENGLER & STINY (1926a, b) durchgeführt. In den Jahren 1972/73 wurde eine erste Bohrung im Bereich der Pfarreralm abgeteuft. Diese hat FABIANI (1980) ausführlich beschrieben. Bei der Untersuchung sind Lockersedimentmächtigkeiten von 180 m und grundwasserführende Schichten von mindestens 150 m Mächtigkeit erbohrt worden. Diese übertiefen Taleinschnitte resultieren aus ehemaligen mächtigen Gletschertätigkeiten, wobei dieses Verformen und Ausräumen der Täler durch große Störungen im Bereich des Klammobodens und des Jassinggrabens unterstützt wurde.

Der Aufbau der Talfüllung zeigte sich in Form von „fining-upward-sequences“. Im Liegenden befinden sich vorwiegend Blöcke sowie Grob- und Feinkies. Diese Einheit

dürfte aus Bergstürzen oder aber auch aus Zeiten hoher Bewegungsenergien hervorgegangen sein. Zum Hangenden hin werden die Serien zusehends feiner und kommen in Form von Feinsanden, Schluffen aber auch Kiesen zur Ablagerung (HÜBLER 1998).

4. Metamorphose

Das Gebiet weist aufgrund der vorliegenden CAI-Werte eine einheitlich hohe Temperaturüberprägung von ca. 350 - 400 °C auf (CAI-Werte 5.5-6.0). Dies entspricht damit den in weiten Bereichen der Mürzpalpen-Decke ermittelten CAI-Werten (GAWLICK et al. 1994, 1999).

4.1. Conodont Colour Alteration Index Methode

Conodonten sind aus Fluorapatit (Francolith) aufgebaute Mikroorganismen, die in paläozoischen und triassischen Karbonaten weit verbreitet auftreten. Sie besitzen einen lamellaren Aufbau und speichern organischen Kohlenstoff und Aminosäuren in ihren Interlamellarräumen.

Diese organischen Substanzen wirken als fossiles Thermometer, weil sie parallel zur Aufheizung ihre Farbe von honiggelb über hellbraun - dunkelbraun - schwarz - grau nach weiß verändern. Auf der Basis dieser Farbwechsel wurde durch EPSTEIN, EPSTEIN & HARRIS (1977) und REJEBIAN, HARRIS & HUEBNER (1987) ein Conodont Colour Alteration Standard entwickelt, der bestimmte Temperaturbereiche charakterisiert. Mit Hilfe eines Arrhenius-Diagramms werden die experimentell ermittelten Zusammenhänge für geologische Zeiträume extrapoliert.

Jede Conodontenfarbe, die von der Alteration von Aminosäuren in Conodonten (z. B. PIETZNER et al. 1968, SAVAGE et al. 1990) abhängt und im wesentlichen von der Temperatur und der Dauer der Temperatureinwirkung beeinflusst wird, kann somit jeweils einem bestimmten Temperaturintervall in Abhängigkeit von der Dauer der Temperatureinwirkung zugeordnet werden.

Bei der Conodont Colour Alteration Index Methode sind die Temperatur und die Zeitdauer der thermischen Beanspruchung die steuernden Faktoren. Deshalb sind Paläotemperaturabschätzungen mit Hilfe von Conodonten das wichtigste Hilfsmittel bei der Untersuchung der Diagenese- und Metamorphosefortschritte von reinen Karbonaten, in denen Untersuchungen von Mineralparagenesen nicht oder nur eingeschränkt möglich sind. Ein großflächiges und genaues Erfassen der Diagenese- und Metamorphoseverhältnisse in den Trias-Karbonatfolgen ist deshalb nur mit Hilfe der Conodont Colour Alteration Index (CAI) Methode zu erwarten, denn Conodonten sind in den Gesteinen der Trias häufig und weit verbreitet.

Die CAI-Methode sowie feinstrukturelle Untersuchungen an Conodonten liefern eine große Vielfalt von unterschiedlichen Informationen: neben einer stratigraphischen Aussage können mit Hilfe der Conodonten durch die Conodont Colour Alteration Index Methode auch die Diagenese- und Metamorphoseverhältnisse erkannt werden.

Dabei können, im Gegensatz zu vielen anderen Methoden, auch umgelagerte, bereits früher inkohlte Conodonten (= umgelagerte Temperaturereignisse), direkt durch die mögliche stratigraphische Einstufung der Conodontenfaunen erkannt und bei der Interpretation berücksichtigt werden. Zusätzlich werden mit Hilfe der CAI-Methode Aussagen zur Versenkungs- und Metamorphosegeschichte der untersuchten Gebiete möglich, ebenso geben die postmortalen strukturellen Veränderungen der Conodonten wichtige Hinweise auf kontaktmetamorphe und/oder hydrothermal beeinflusste Gebiete und damit auf mögliche Lagerstätten (EPSTEIN, EPSTEIN & HARRIS 1977, REJEBIAN, HARRIS & HUEBNER 1987, KÖNIGSHOF 1991, BURNETT, HIGGINS & AUSTIN 1994).

Auf der Basis eines geeichten Standards (vgl. dazu NÖTH 1991, KÖNIGSHOF 1992, GAWLICK & KÖNIGSHOF 1993, BURNETT, HIGGINS & AUSTIN 1994) ist es möglich, die jeweilige thermische Überprägung der beprobten Gesteine zu erfassen. Hierzu eignen sich aufgrund ihrer reichen Conodontenführung ganz besonders die Karbonatgesteine, die dem pelagischen Hallstätter Faziesraum paläogeographisch am nächsten gelegen haben.

Conodont Colour Alteration Index-Daten werden heute zur Abschätzung von Temperaturereignissen bzw. von Paläotemperaturen bei der Klärung von regionalgeologischen Fragestellungen, zur Rekonstruktion von Überlagerungsmächtigkeiten, zur Abschätzung von geothermischen Gradienten, der Versenkungsdauer und Versenkungstemperatur weltweit herangezogen (z. B. HARRIS 1979, BERGSTRÖM 1980, BELKA 1982, HARRIS, HATCH & DUTRO 1983, RAVEN & v.d. PLUIJM 1986, NOWLAN & BARNES 1987, DOUGHERTY & UYENO 1987, NÖTH 1991, NÖTH & RICHTER 1992, JONES 1992, HELSEN 1992, HELSEN & KÖNIGSHOF 1994, KÖNIGSHOF & WERNER 1994, BURNETT et al. 1994 u. v. a.). Qualitative Untersuchungen und Vergleiche zur Genauigkeit der Conodont Colour Alteration Index Methode im Vergleich zu anderen Paläotemperaturindikatoren [z. B. Illit-Kristallinität, Vitrinit-Reflexion (RV), Sporen Colour-Index (SCI), Chitinozoen-Reflexion (RCH) - vgl. MARSHALL 1992] wurden u. a. von NÖTH (1991 - cum lit.) für die CAI Bereiche CAI 1.0-5.0 und von BURNETT, HIGGINS & AUSTIN (1994 - cum lit.) für die CAI Bereiche 5.0-8.0 durchgeführt und ausführlich dargestellt (vgl. dazu MARSHALL 1992). Für den Bereich der niedrigen Diagenese (CAI 1.0-2.5) stimmen die CAI-Temperaturen gut überein mit Temperaturbestimmungen mit Hilfe von tonmineralogischen Untersuchungsmethoden (vgl. RIECHE 1971, GAWLICK, STRAUß & VORTISCH 1994).

Das Probenmaterial wurde ausschließlich aus verschiedenen Kalk- und Dolomittypen, die meist mit Essigsäure (Kalke), weniger oft mit Ameisensäure (Dolomite) oder, noch seltener, mit Monochloressigsäure (kieselige Dolomite) aufbereitet werden müssen, gewonnen. Da die Conodontenfarbe von der Dicke des jeweiligen Conodontenelementes abhängig ist, müssen möglichst gleichartige Conodontenelemente, am besten Plattformconodonten, zur Bestimmung des CAI Wertes herangezogen werden.

Die Bestimmung der Conodont Colour Alteration Index Werte erfolgt auf einer weißen Unterlage im Vergleich zu einem Standard aus den Nördlichen Kalkalpen, der von GAWLICK & KÖNIGSHOF (1993) entwickelt und von GAWLICK,

KRYSZYN & LEIN (1993, 1994), LEIN, GAWLICK & KRYSZYN (1997) und KRYSZYN et al. 1998 überregional geprüft und verbessert wurde.

In diesem Standard der Nördlichen Kalkalpen und auf der Basis der in den Nördlichen Kalkalpen auftretenden Trias Conodonten wurden in Anlehnung an KÖNIGSHOF (1992) (vgl. dazu NEUBAUER & FRIEDL 1997) die Oberflächenstruktur, die Fluoritapatitkristallgröße und die Farbe sowie die unterschiedliche Dicke von Conodontenelementen (z. B. der Gattungen *Gondolella*, *Gladigondolella*, *Epigondolella*) berücksichtigt. Der Standard wurde mit verschiedenen paläozoischen Standards aus den Appalachen und aus dem Rheinischen Schiefergebirge (Standards von A.G. HARRIS - U.S. Geological Survey, Reston, Standards von P. KÖNIGSHOF - Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt/Main) verglichen und an diesen geeicht (siehe dazu GAWLICK & KÖNIGSHOF 1993; weiteres zur Methode u. a. bei NÖTH 1991 - cum lit., KÖNIGSHOF 1992 - cum lit. und BURNETT, HIGGINS & AUSTIN 1994).

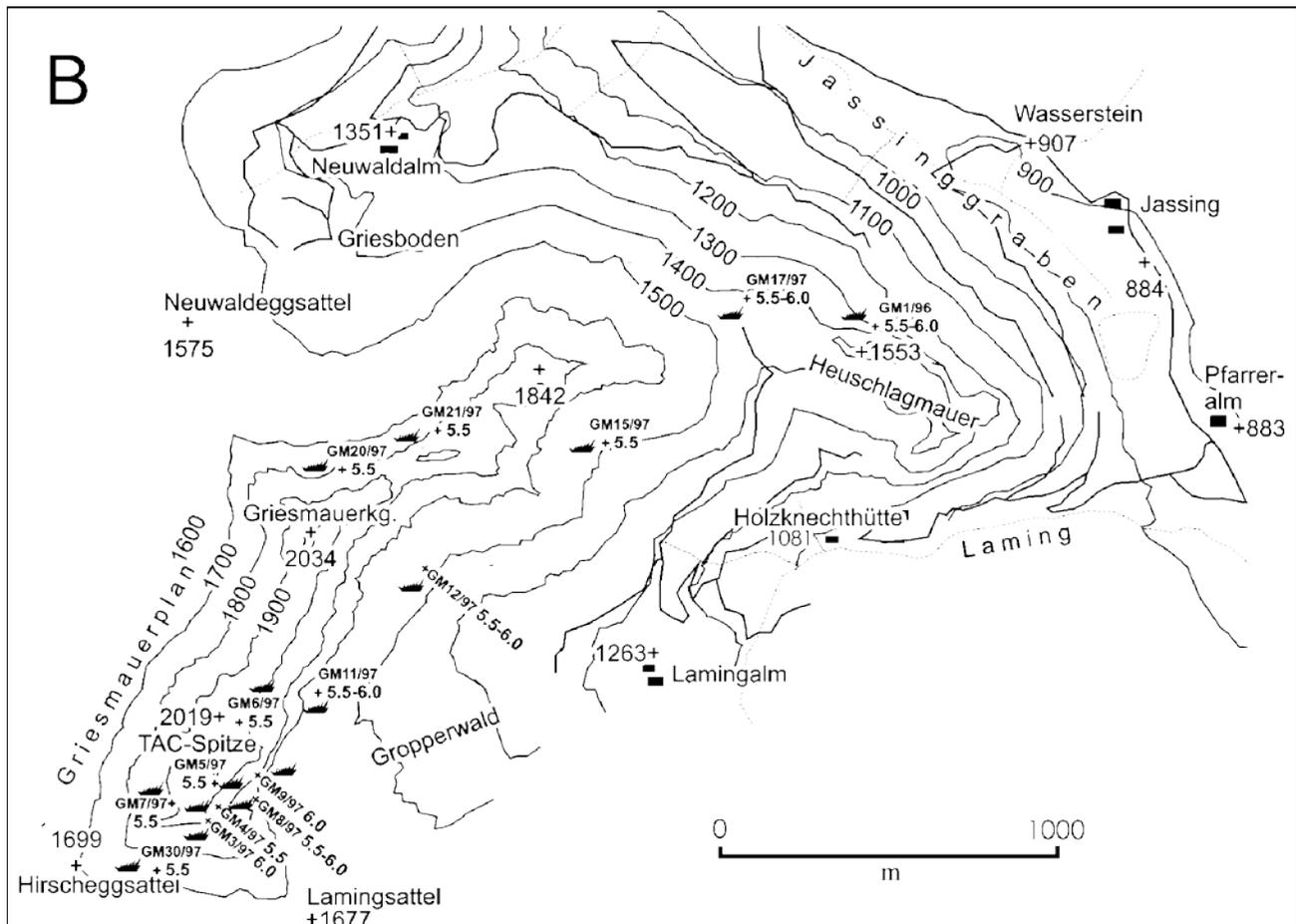
Das hier untersuchte und dargestellte Probenmaterial aus den Schichtfolgen der Trias des Untersuchungsgebietes stammt ausschließlich aus verschiedenen Kalk- und Dolomittypen, die meist mit Essigsäure oder mit Ameisensäure aufbereitet wurden. Da die Conodontenfarbe von der Dicke des jeweiligen Conodontenelementes abhängig ist, wurden möglichst gleichartige Conodontenelemente, fast ausschließlich Plattformconodonten der Gattungen *Gladigondolella*, *Gondolella* und *Epigondolella* zur Bestimmung des CAI-Wertes herangezogen.

4.2. CAI-Werte

Im Bereich südlich des Hochschwabmassives weist die Mürzalpen-Decke eine einheitlich hohe Temperaturüberprägung mit CAI-Werten von CAI 5.5 bis CAI 6.0 auf. Die Karbonatgesteine der Meßnerin (KÖLBL 1999), der Gries- und Heuschlagmauer (MERSCHNIK 1998), der Pribitz (HÜBLER 1998) und des Trenchtling (GAWLICK 1998) weisen mit den ermittelten CAI-Werten von CAI 5.5 bis CAI 6.0 eine einheitlich hohe Temperaturüberprägung auf (Abb. 3) und zeigen somit die gleichen CAI-Werte wie die zentrale Mürzalpen-Decke (GAWLICK et al. 1994). Dies entspricht einer minimalen Überprägungstemperatur von ungefähr 360 °C.

Von Bedeutung ist weiterhin, daß die Hallstätter Kalke und die Zlambachschichten, wie die Mittel-Trias Sedimente, eine hohe Temperaturüberprägung aufweisen. Im allgemeinen zeigen die Hallstätter Gesteine im Bereich der Mürzalpen-Decke nur eine sehr geringe Temperaturüberprägung mit CAI-Werten von CAI 1.0 an (vgl. GAWLICK et al. 1994, 1999).

Brekzienkomponenten (oft hellgraue mikritische hallstätterartige Gesteine) im Bereich des Rötzgrabens an der Trenchtling-Südseite lieferten bisher nur nicht näher bestimmbare mitteltriassische Conodonten mit CAI-Werten von CAI 7.0.



6. Diskussion der Ergebnisse

Die neuen stratigraphischen und faziellen Untersuchungen sowie die Daten zur thermischen Überprägung widerlegen nun, daß das Gebiet aus einer einheitlichen stratigraphischen Schichtfolge aufgebaut ist. Es handelt sich statt dessen um fünf tektonisch voneinander abgrenzbare Decken bzw. tektonische Großeinheiten (MERSCHNIK & GAWLICK 1998, KÖLBL 1999, HÜBLER 1998, MERSCHNIK 1998). Entgegen der bisherigen Interpretation, daß ein einziger Schichtstapel vom Ober-Perm bis in das Nor vorliegt, haben die neuen Untersuchungen ergeben, daß hier mehrere tektonisch eigenständige Schuppen bzw. Decken vorliegen und den tektonischen Aufbau dieses Gebietes im Bereich der zentralen Mürzalpen-Decke prägen.

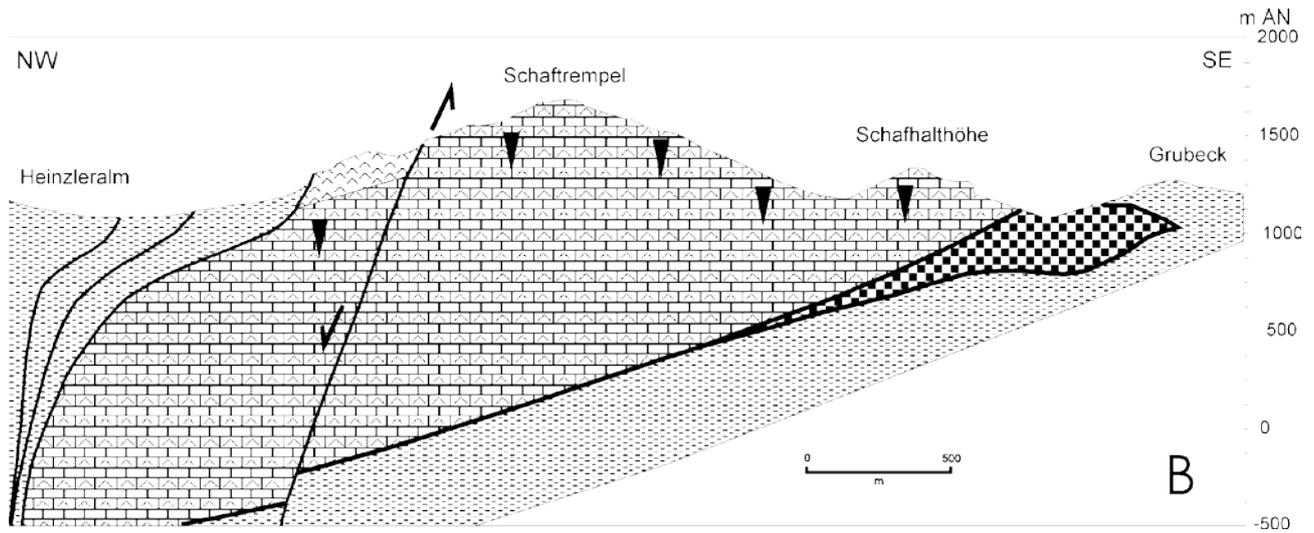
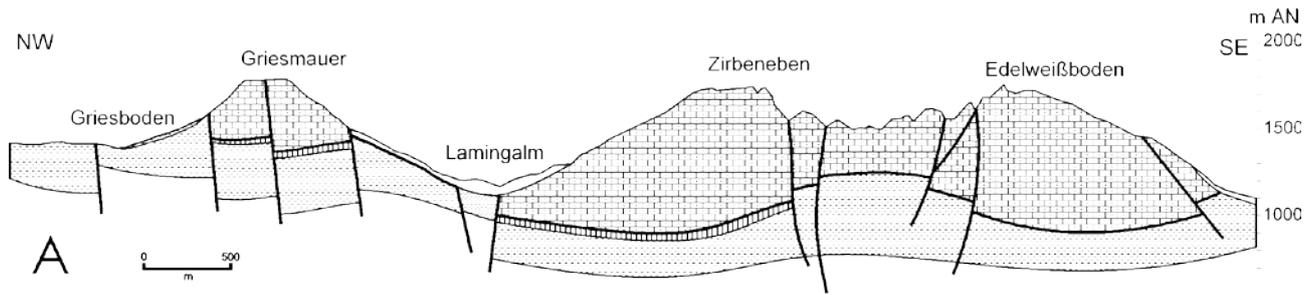
Die stratigraphische Abfolge beginnt mit den permischen Ablagerungen des Alpenen Verrucano und des Haselgebirges (Abb. 5 und Abb. 6). Das im Bereich der Meßnerin und der Pfarreralm in Form von Gips und Anhydrit auftretende Haselgebirge (Abb. 2) fällt in das Stadium der intrakontinentalen Grabenbildung aus dem Ober-Perm, was allerdings nicht im Einklang mit dem an der Südseite des Trenchtling zutage tretenden Verrucano steht. Alpiner Verrucano konnte in den Bereichen der Meßnerin, der Gries- und Heuschlagmauer und des Pribitz nicht nachgewiesen werden.

Aufgrund der heutigen Vorstellungen über die Beckenstrukturen der Paläogeographie im Perm (z. B. TOLLMANN 1985, SPÖTL 1989), kann man davon ausgehen, daß es sich

um zwei verschiedene tektonische Einheiten handelt, deren ursprüngliche Sedimentationsbereiche weit auseinanderlagen, und daß erst durch spätere tektonische Prozesse diese unterschiedlichen faziellen Entwicklungen auf so engem Raum zu liegen gekommen sind. Während das Haselgebirge als eigenständige tektonische Schuppe im Hangenden der Werfener Schichten auftritt, stellt der Verrucano die Unterlagerung der Werfener Schichten an der Trenchtling Südseite dar. Der sedimentäre Übergang zwischen Verrucano und Werfener Schichten erfolgt dabei allmählich. Von den skythischen Werfener Schichten (Abb. 2) sind im Großteil des Gebietes nur noch die violetten und grünen Tonschiefer und Sandsteine erhalten. In quartären Konglomeraten im Bereich des Haringgrabens findet man auch noch Relikte der Werfener Quarzite. Im Bereich der Griesmauer existiert ein kleines Vorkommen von Werfener Kalken, welche in die marinen Gutensteiner Schichten des tieferen Anis überleiten (Abb. 5).

Die Karbonatkomplexe der Gries- und Heuschlagmauer, des Trenchtling, der Pribitz und der Meßnerin lagern als eigenständige tektonische Einheiten, getrennt durch markante Überschiebungsbahnen, auf den Werfener Schichten bzw. den Gutensteiner Schichten auf.

Im Bereich der Gries- und Heuschlagmauer besteht über den Gutensteinerschichten eine Schichtlücke, denn Steinalmkalke (PIA 1930, SCHLAGER & SCHÖLLNERBERGER 1974, KRYSZYN & LEIN 1996) und echte Reiflinger Schichten (vgl. BECHSTÄDT & MOSTLER 1976, HOHENEGGER & LEIN 1977, KRYSZYN 1991, KRYSZYN & LEIN 1996) fehlen. Erst ab dem



Legende

- Quartär
- Wetterstein Formation (Unter-Karn)
- Wetterstein Formation (Ober-Ladin)
- Reiflinger Schichten und Raminger Dolomit (Ladin bis Unter-Karn)
- Gutensteiner Dolomit (Anis)
- Werfener Schiefer und Sandsteine (Skyth)
- Haselgebirge (Perm)
- Karstfüllung
- Überschiebung

Abb. 4: A: NW-SE-Profil im Bereich des Trenchtling und der Griesmauer. B: NW-SE-Profil im Bereich der Meßnerin. Zur Lage der Profile siehe Abb. 2.

Fig. 4: NW-SE cross section - Trenchtling (in the south) to Griesmauer (in the north) (see Fig. 2). B: NW-SE cross section in the area of the Meßnerin (see Fig. 2).

höheren Fassan 1 treten wieder Karbonate in offen mariner Fazies auf. Erst dann wird das Gebiet vollständig vom Riffschutt (Raminger Dolomit) eingenommen. Diese Riffschuttsedimente (Slopesedimente) der Wettersteinkarbonatplattform sind mit den in offen mariner Fazies ausgebildeten Schichten eng verzahnt. Diese Wechselagerung der Raminger mit den Reiflinger Schichten tritt ab dem Langobard 2 auf (Abb. 2, Abb. 4 und Abb. 5). Das hangendste Schichtglied im Bereich der Gries- und Heuschlagmauer ist der Wettersteindolomit. Dieser tritt im Gipfelbereich der Eisenerzer Griesmauer in riffnaher Fazies auf. Die Wettersteinkarbonatplattform progradiert dabei über den Riffschutt (Raminger Dolomit) und weist somit jüngeres Alter auf. Damit endet aber auch die Sedimentation der nachweisbaren Sedimente in diesem Bereich (MERSCHNIK 1998).

Der Trenchtlingzug besteht zum größten Teil aus hell- bis mittelgrauen, z. T. kieseligen, z. T. stark verkarsteten Dolomiten. Es handelt sich hierbei vor allem um Riffschuttsedimente des Ober-Ladin und Unter-Karn (Raminger Formation sensu LEIN 1989), die sich mit dolomitisierten Beckensedimenten verzahnen. Der gesamte Komplex fällt sanft in Richtung Norden ein (Abb. 2 und Abb. 4). Der Karbonatkomplex der Meßnerin, welcher durch einen markanten Abscherungshorizont von den Werfener Schiefen getrennt ist, besteht aus den oberladinischen und unterkarnischen Kalken und Dolomiten der Wetterstein Formation. Es liegt keine vollständige Schichtfolge bis ins Nor mit Hauptdolomit und Dachsteinkalk im Gipfelbereich vor (SPENGLER & STINY 1926a, b). Innerhalb der Wetterstein Formation unterscheidet man Bereiche der Raminger Formation sowie riffnahe bzw. Riffgesteine des Wetter-

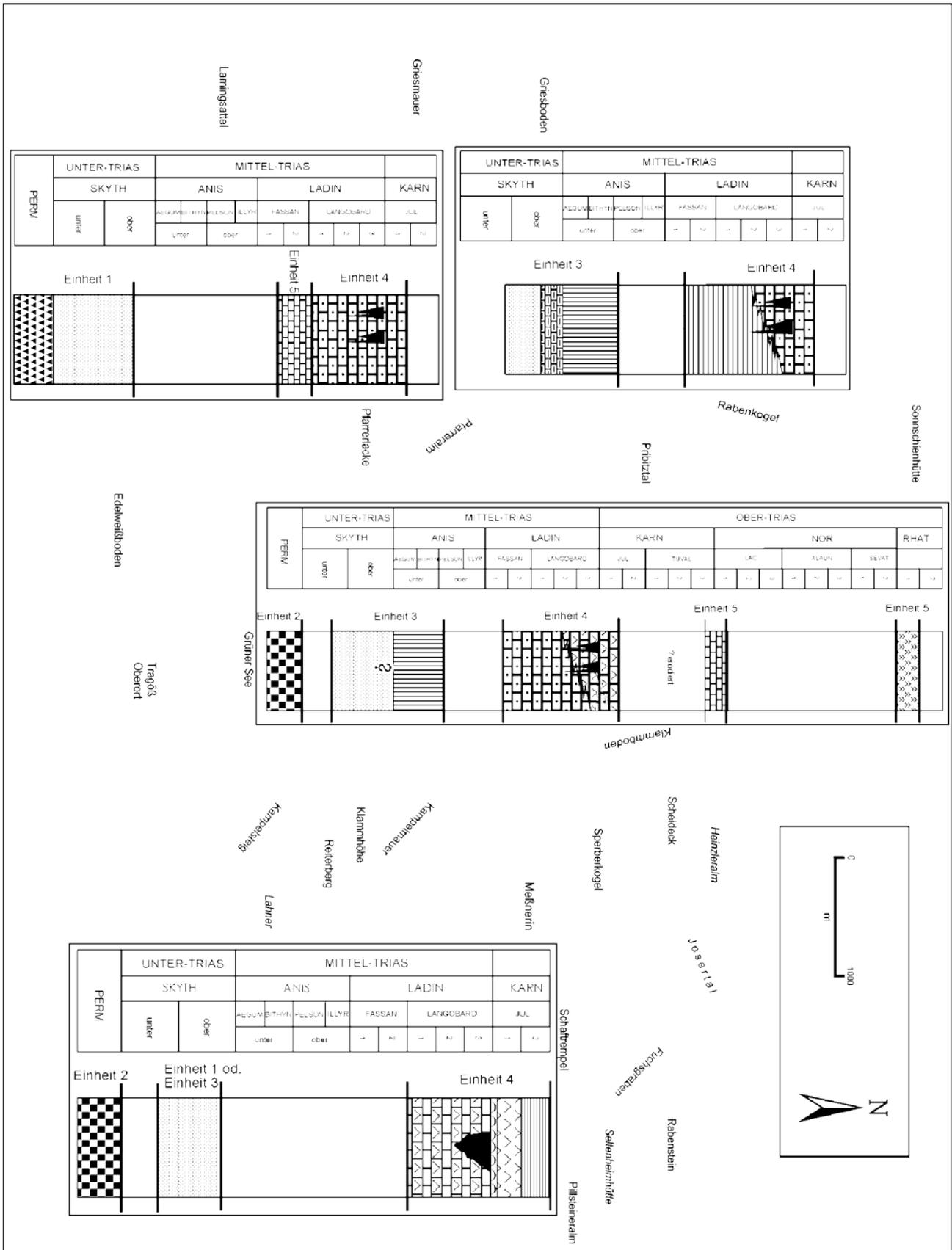


Abb. 5: Rekonstruktion der Schichtfolgen und tektonische Gliederung im Untersuchungsgebiet nach den Ergebnissen der stratigraphischen und faziellen Kartierung sowie den CAI-Untersuchungen.

Fig. 5: Reconstruction of the sedimentary successions and tectonic units in the study area on the base of the stratigraphic, facies and CAI investigations.

Legende

	Zlambachschiefer (tiefes Rhät)
	Hallstätter Kalke (höheres Fassan bzw. Karn/Nor-Grenzbereich)
	Leckkogelschichten (Unter-Karn)
	Wettersteinkalk und -dolomit (Unter-Karn)
	Lumachelle (Ladin/Karn-Grenze)
	brekziöse Spaltenfüllung (Ladin/Karn-Grenze)
	Wettersteinkalk und -dolomit (Ober-Ladin)
	Wettersteinkalk und -dolomit (Ober-Ladin - Unter-Karn)
	Raminger Kalk und Dolomit (Wettersteindolomit i. w. S.) (Ober-Ladin - Unter-Karn)
	Reiflinger Dolomit (Ladin)
	Gutensteiner Dolomit (Unter-Anis)
	Werfener Kalke (Grenzbereich Skyth/Anis)
	Werfener Schiefer und Sandsteine (Skyth)
	Haselgebirge (Perm)
	Alpiner Verrucano (Perm)
	Karstfüllung

steindolomites und im Gipfelbereich der Meßnerin die Riffgesteine des Wettersteinkalkes.

Aus den stratigraphischen Daten kann im Bereich der Meßnerin ein generelles Schichteinfallen in Richtung Nordwesten zum Scheideck und zur Heinzleralm nachgewiesen werden (Abb. 4). Im Bereich Scheideck tritt im Hangenden auch die Überlagerung durch die Leckkogelschichten aus dem oberen Jul auf. Besonders deutlich erkennbar ist die generelle Verjüngung des Schichtbestandes von Südosten nach Nordwesten an der Südwestseite der Meßnerin entlang der Wände der Kampelmauer bis zum Ende der Klamm. Nach diesen Ergebnissen muß die Interpretation einer Muldenstruktur der Werfener Schiefer und des Karbonatkomplexes im Bereich der Meßnerin (FABIANI 1980) verworfen werden (KÖLBL 1999).

Von besonderer Bedeutung ist die fossile Verkarstung in den hangendsten Bereichen der oberladinischen Wetterstein Formation, die vor allem im Bereich der Meßnerin datiert ist. Diese ehemaligen Karstspalten sind mit hellen, braunen Sandsteinen gefüllt und stellen somit einen Leithorizont bei der Abgrenzung der Einheiten dar. Das Alter der Verkarstung ist die Ladin/Karn Grenze, da im Hangenden zum Verkarstungshorizont die unterkarnische, zweite Progradationsphase der Wettersteinkarbonatplattform entwickelt oberladinischen Wetterstein Formation.

Im Bereich westlich des Pribitz konnte ein kleines Vor-

kommen von Hallstätter Kalken des Karn/Nor-Grenzbereiches aufgefunden werden. Es handelt sich dabei um einen tektonischen Span der zwischen Gutensteiner Dolomit und der Raminger Formation steckt (HÜBLER 1998).

Ein weiteres Vorkommen von Hallstätter Kalken aus dem ?höheren Fassan findet man an der Trenchtling Südseite nördlich der Pflalgalm (GAWLICK & HÜBLER in Druck).

Östlich des Pribitztörls treten die rhätischen Zlambachschiefer in der Nähe des Klammbodens als Mergel mit zwischengeschalteten Kalken, die im Dezimeterbereich gebankt sind, auf (Abb. 2). Die Zlambachschiefer werden hier tektonisch von ca. 30 m mächtigen Werfener Schichten überlagert, die ihrerseits vom Wettersteindolomit tektonisch überlagert werden. Die Zlambachschiefer sind typisch für die Hallstätter Zone. Im Bereich der südlichen Mürzalpendecke waren Hallstätter Gesteine bisher völlig unbekannt. Dabei bildet dieser Nachweis von Zlambachschiefern neben den zuvor beschriebenen Hallstätter Kalk Aufschlüssen ein weiteres Vorkommen von Hallstätter Fazies in diesem Bereich (HÜBLER 1998). Das Auftreten dieser eingeschuppten Vorkommen von Hallstätter Fazies in diesem Bereich ist ein weiterer Beweis dafür, daß es sich hier um eine zusammengequetschte Schichtfolge aus mehreren tektonisch voneinander getrennten Einheiten bzw. Decken handelt (Abb. 5 und Abb. 6).

Eine Platznahme im Zusammenhang mit der früh-oberjurassischen Tektonik (GAWLICK et al. 1999a, b) ist wahrscheinlich. Die Metamorphose (CAI-Werte von CAI 5.5 - 6.0) wird als transportiert interpretiert (GAWLICK et al. 1994, 1999).

Es können somit insgesamt fünf tektonische Großeinheiten unterschieden werden (Abb. 5 und Abb. 6):

Einheit 1

bilden der Alpine Verrucano und die Werfener Schichten (Perm - Unter-Trias) im Bereich der Trenchtling Südseite.

Einheit 2

bildet das im gesamten Gebiet als isolierte Schuppe vorliegende Haselgebirge (Perm).

Einheit 3

tritt vor allem im Bereich der Gries- und Heuschlagmauer sowie an der Süd- und Westseite des Pribitz auf und besteht aus Werfener Schichten und den Karbonaten der Gutensteiner Schichten (höhere Unter-Trias - untere Mittel-Trias).

Einheit 4

bilden die Karbonate der Reiflinger Schichten, der Wetterstein Formation i. w. S. bzw. der Raminger Formation und die Leckkogelschichten (höhere Mittel-Trias - untere Ober-Trias).

Einheit 5

bilden Hallstätter Kalke und die Karbonate und Mergel der Zlambachschiefer (Ober-Ladin, Unter-Karn bzw. Rhät).

Abb. 6: Karte der tektonischen Großeinheiten im Bereich Tragöß-Oberort.

Fig. 6: Map of the tectonic units in the area of Tragöß-Oberort.

Dank

Der Geologischen Bundesanstalt (Herrn Dr. Gerhard Mandl) gilt großer Dank für die finanzielle Unterstützung der Diplomarbeiten von J. Kölbl, D. Hübler und A. Merschnik. Herrn Prof. Dr. Leopold Krystyn danken wir für die Überprüfung der Conodontenfaunen und für seine Beratung für die stratigraphische Einstufung.

Literaturverzeichnis

- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1976): Riff-Becken-Entwicklungen in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. - Ztschr. Dt. Geol. Ges., **127**: 271-289, Hannover.
- BELKA, Z. (1982): Upper Visean conodonts from Orlej in the Cracow Upland: stratigraphical and paleothermal implications. - Acta Geol. Pol., **32** (1/2): 57-67, Warschau.
- BERGSTRÖM, S.M. (1980): Conodonts as paleotemperature tools in Ordovician rocks of the Caledonides and adjacent areas in Scandinavia and the British Isles. - Geologiska Fören. i. Stockholm Förhandl., **102** (4): 377-392, Stockholm.
- BUDUROV, K. (1975): *Paragondolella foliata* sp. n. (Conodonta) von der Trias des Ost-Balkans. - Rev. Bulgar. Geol. Soc., **36**: 79-81, Sofia.
- BUDUROV, K. & STEFANOV, S. (1965): Gattung *Gondolella* aus der Trias Bulgariens. - Trav. Geol. Bulgar., Ser. Paléont., **7**: 115-127, Sofia.
- BUDUROV, K. & STEFANOV, S. (1972): Plattform-Conodonten und ihre Zonen in der Mittleren Trias Bulgariens. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck **21**: 829-852, Innsbruck.
- BURNETT, R. D., HIGGINS, A. C. & AUSTIN, R. L. (1994): Carboniferous-Devonian CAI in England, Wales and Scotland. The pattern and its interpretation: a synoptic review. - Courier Forsch.Inst. Senckenberg, **168**: 267-280, Frankfurt/Main.
- DIEBEL, K. (1956): Conodonten aus der Oberkreide von Kamerun. - Geologie **5**: 424-450.
- EBNER, F. (1997): Die geologischen Einheiten Österreichs und ihre Rohstoffe. - (In (Hrsg.) WEBER, L.: Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineraler und Energierohstoffe Österreichs), Archiv. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **19**: 49-229, Wien.
- EPSTEIN, A.G., EPSTEIN, J.B. & HARRIS, L.D. (1977): Conodont Colour Alteration - An Index to Organic Metamorphism. - Geol. Surv. Prof. Pap., **995**: 1-27, Washington.
- ERKAN, E. (1977): Uran- und gipsführendes Permoskyth der östlichen Ostalpen. - Jb. Geol. B.-A., **120/2**: 343-400, Wien.
- FABIANI, E. (1980): Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet, Teil IV - Die Untersuchungen im Tragößtal. - Berichte wasserwirtschaftlicher Rahmenplanung, **47**: IV: 1-52, Graz.
- FABIANI, E. (1996): Hydrogeologische Aspekte einer systematischen Quellbeobachtungen. - (In: ZETINIGG, H. (Ed.): der Quellkataster der Steiermark - Die systematische Kartierung von Quellen), 85-127, Graz.
- FLÜGEL, E., LEIN, R. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1978): Kalkschwämme, Hydrozoen, Algen und Mikroproblematika aus den Cidarisschichten (Karn, Obertrias) der Mürztaler Alpen (Steiermark) und des Gosaukammes (Oberösterreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **25**: 153-195, Wien.
- FLÜGEL, E., VELLEDEITS, F., SENOWBARI-DARYAN, B. & RIEDEL, P. (1991/92): Rifforganismen aus „Wettersteinkalken“ (Karn?) des Bükk-Gebirges, Ungarn. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **18**: 62, Innsbruck.
- GAWLICK, H.-J. (1996): Revision der *Gutensteiner(kalk)-Basisschichten* CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952 (Trias, Nördliche Kalkalpen). - Zbl. Geol. Pal., **1995**: 87-100, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J. (in Druck): Bericht 1997 über geologische Aufnahmen sowie stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Bereich des Trenchtlings auf Blatt ÖK 101 Eisenerz. - Jb. Geol. B.-A., **141** (3): 000-000, Wien.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. (1999): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. - Geol. Rdschau., **87**: 644-657, (Springer) Berlin.
- GAWLICK & HÜBLER (in Druck): Bericht 1998 über geologische Aufnahmen sowie stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Bereich des Pribitz und des Pribitz auf Blatt ÖK 101 EISENERZ. - Jb. Geol. B.-A., **142** (3): 000-000, Wien.
- GAWLICK, H.-J. & KÖNIGSHOF, P. (1993): Diagenese, niedrig- und mittelgradige Metamorphose in den südlichen Salzburger Kalkalpen - Paläotemperaturabschätzung auf der Grundlage von Conodont Colour Alteration Index (CAI) Daten. - Jb. Geol. B.-A., **136**(1): 39-48, Wien.
- GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1993): Conodont Colour Alteration Indices - a key for the kinematic history and the paleogeographic reconstruction of the Alpine Hallstatt Basin. - Terra abstracts, Abstract supplement No.2 to Terra nova, **5**: 166, Strasbourg.
- GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1994): CAI-Paläotemperaturen und metamorphism in the Northern Calcareous Alps - a general view. - Geol. Rundschau, **83**: 660-664, Berlin.
- GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1999): Diagenetic and Metamorphic overprint of the Northern Calcareous Alps on the Base of Conodont Colour Alteration Index (CAI) Data. - Tübinger Geowiss. Arbeiten, Reihe A, **52**: 100-102, Tübingen.
- GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L., LEIN, R. & MANDL, G.W. (1999): Tectonostratigraphic Concept for the Juvavic Domain. - Tübinger Geowiss. Arbeiten, Reihe A, **52**: 95-99, Tübingen.
- GAWLICK, H.-J., STRAUß, R. & VORTISCH, W. (1994): Metabentonite in dolomitisierten oberladinischen Beckensedimenten westlich von Abtenau (Nördliche Kalkalpen, Salzburger Land, Österreich). - Jb. Geol. B.-A., **137/1**: 35-41, Wien.
- HARRIS, A.G. (1979): Conodont Color Alteration, an organomineral metamorphic index, and its application to Appalachian Basin geology. - SEPM spec. Publ., **26**: 3-16, Tulsa.
- HARRIS, A.G., HATCH, N.L. jr. & DUTRO, J.T. jr. (1983): Late Silurian Conodonts Update the Metamorphosed Fitch Formation, Littleton Area, New Hampshire. - Am. J. Sci., **283**: 722-738, New Haven.
- HAYASHI, S. (1968): The Permian Conodonts of the Adoyama Formation, Ashio Mountains, Central Japan. - Earth Science, **22**: 63-77, Tokyo.
- HELSEN, S. (1992): Conodont Colour Alteration Maps for Paleozoic Strata in Belgium, Northern France and Westernmost Germany - Preliminary Results. - Ann. Soc. Géol. Belgique, T. **115**, fasc. 1: 135-143, Brüssel.
- HELSEN, S. & KÖNIGSHOF, P. (1994): Conodont thermal alteration patterns in Palaeozoic rocks from Belgium, northern France and western Germany. - Geol. Mag., **131**(3): 369-386, Cambridge University Press.
- HOHENEGGER, J. & LEIN, R. (1977): Die Reiflinger Schichten des Schneeberg-Nordostabfalles und ihre Foraminiferenfauna. Teil 1: Geologie, Stratigraphie und Systematik (exklusive Lagenina). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **24**: 203-261, Wien.
- HUCKRIEDE, R. (1958): Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. - Paläont. Z., **32** (3/4): 141-175, Stuttgart.
- HÜBLER, D. (1998): Stratigraphie, Fazies, Tektonik und Metamorphose des Pribitz und Pribitztörl und deren Bedeutung für die Hydrogeologie (Nördliche Kalkalpen/Österreich/Steiermark). - Unveröffentl. Diplomarb., Montanuniv. Leoben, 1-129, 1 geol. Karte, Leoben.
- JONES, G.L. (1992): Irish Carboniferous conodonts record maturation levels and the influence of tectonism, igneous activity and mineralization - Terra nova, **4**: 238-244, (Blackwell) Portsmouth.
- KOBER, L. (1909): Über die Tektonik der südlichen Vorlagen des Schneeberges und der Rax. - Mitt. Geol. Ges. Wien, **2**: 443-511, Wien.

- KOBER, L. (1912): Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. - Denkschr. Akad. Wiss. Wien, **88**: 345-396, Wien.
- KÖLBL, J. (1999): Stratigraphie, Fazies, Tektonik und Metamorphose der Meßnerin und ihre Bedeutung für die Hydrogeologie (Nördliche Kalkalpen/Österreich/Steiermark). - Unveröff. Diplomarb., Montanuniv. Leoben, 1-104, 1 geol. Karte, Leoben.
- KÖLBL, J. (in Druck): Bericht 1999 über geologische Aufnahmen sowie stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Bereich der Meßnerin auf den Blättern ÖK 101 EISENERZ und ÖK 102 AFLENZ/KURORT. - Jb. Geol. B.-A., Wien.
- KÖNIGSHOF, P. (1991): Conodont colour alteration adjacent to a granitic intrusion, Harz mountains. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **1991**(2): 84-90, Stuttgart.
- KÖNIGSHOF, P. (1992): Der Farbänderungsindex von Conodonten (CAI) in paläozoischen Gesteinen (Mitteldevon bis Unterkarbon) des Rheinischen Schiefergebirges. Eine Ergänzung zur Vitritreflexion. - Courier Forsch.Inst. Senck., **146**: 1-118, Frankfurt/Main.
- KÖNIGSHOF, P. & WERNER, R. (1994): Zur Bestimmung der Versenkungstemperaturen im Devon der Eifeler Kalkmuldenzone mit Hilfe der Conodontenfarbe. - (In: KÖNIGSHOF, P. & WERNER, R. (Eds.): Willi Ziegler-Festschrift I.), Courier Forsch.Inst. Senckenberg, **168**: 255-265, Frankfurt/Main.
- KOVÁCS, S. (1977): New Conodonts from the North Hungarian Triassic. - Acta. Miner. Petr. Szeged, **23**/1: 77-90, Szeged.
- KOVÁCS, S. (1983): On the evolution of *excelsa-stock* in the upper Ladinian - Carnian (Conodonta, genus *Gondolella*, Triassic). - (In: ZAPFE, H. (Ed.): Neue Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias), Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österreich. Akad. Wiss., **5**: 107-120, Wien.
- KOVÁCS, S., KOZUR, U. & MIETTO, P. (1980): *Gondolella pseudolonga* n. sp. (Conodontophorida), an important Lower Ladinian guide form. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **10** (6): 217-221, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1971): Probleme der Conodontenforschung in der Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **1** (4): 1-19, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972): Die Conodonten der Trias und ihr stratigraphischer Wert. I. Die Zahnreihen-Conodonten der Mittel- und Obertrias. - Abh. Geol. B.-A., **28**/I: 1-53, Wien.
- KOZUR, H. (1972): Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **2** (11): 1-37, Innsbruck.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A. (1962): Die Mürzalpendecke - eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. - Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. 1, **171**: 7-39, Wien.
- KRYSZYN, L., GAWLICK, H.-J. & LEIN, R. (1998): Triassic CAI-distribution patterns and their implications for the tectonic history of north Slovenia. - Carpathian-Balkan Geological Association XVI Congress, Abstracts, 320, Wien.
- KRYSZYN, L. & LEIN, R. (1996): Triassische Becken- und Plattformensedimente der östlichen Kalkalpen. - Exkursionsführer Sediment '96, Berichte der Geol. B.-A., **1996/33**: 1-23, Wien.
- KRYSZYN, L. (1991): Die Fossilagerstätten der alpinen Trias. - (In: NAGEL, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs), 24-78, Wien.
- LEIN, R. (1989): Neufassung des Begriffes Raminger Kalk (Oberladin - Unterkarn) auf mikrofazieller Grundlage. - 4. Treffen deutschspr. Sedimentologen, Innsbruck **1989**: 2 Seiten: Innsbruck.
- LEIN, R., GAWLICK, H.-J. & KRYSZYN, L. (1997): Paläogeographie und tektonische Herkunft des Drauzuges - Eine Diskussion auf der Basis von Fazies- und Conodont Colour Alteration Index (CAI)-Untersuchungen. - Zbl. Geol. Paläont., **1996**(1/2): 471-483, Stuttgart.
- LOBITZER, H. (1990): Comparativ study of Wetterstein carbonate platforms of the easternmost northern calcareous alps and west carpathian mountains: preliminary results. - (In: MINARIKOVA, D. & LOBITZER, H. (Eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia), 136-158, Vienna Prague.
- MARSHALL, J.D. (1992): Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate record and their preservation. - Geol. Mag., **129**: 143-160, Amsterdam.
- MASLOV, V. P. (1956): Iskopaemye itsvestkovye vodorosli SSSR. - Trudy in-ta geol. Akad. nauk. SSSR, **160**: 1-301, Moskau.
- MERSCHNIK, A. & GAWLICK, H.-J. (1998): Dolomitisierte ladinische Riffschutt- und Beckensedimente im Bereich der Mürzalpendecke und damit verbundene hydrogeologische Aspekte (Nördliche Kalkalpen, Steiermark). - Erlanger geol. Abh., Sonderband **2**: 59-60, Erlangen.
- MERSCHNIK, A. (1998): Stratigraphie, Fazies, Tektonik und Metamorphose der Gries- und Heuschlagmauer und deren Bedeutung für die Hydrogeologie (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Unveröffentl. Diplomarb. Montanuniv. Leoben, 1-103, 1 geol. Karte, Leoben.
- MERSCHNIK, A. (in Druck): Bericht 1997 über geologische Aufnahmen sowie stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Bereich der Gries- und Heuschlagmauer auf Blatt ÖK 101 EISENERZ. - Jb. Geol. B.-A., **141** (3): 000-000, Wien.
- MOSHER, L. C. (1968): Triassic conodonts from western North America and Europe and their correlation. - J. Paleont., **42** (4): 895-946, Tulsa.
- MOSHER, L.C. & CLARK, D.L. (1965): Middle Triassic Conodonts from the Proda Formation of Northwestern Nevada. - J. Paleont., **39**: 551-565, Tulsa.
- MÜLLER, K.J. (1956): Triassic Conodonts from Nevada. - J. Paleont., **30**: 818-830, Tulsa.
- NEUBAUER, F. & FRIEDL, G. (1997): Conodont preservation within the Gurktal nappe complex, Eastern Alps. - Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, **1996** (3/4): 277-289, Stuttgart.
- NÖTH, S. (1991): Die Conodontendiagenese als Inkohlungsparameter und ein Vergleich unterschiedlich sensibler Diageneseindikatoren am Beispiel von Triassedimenten Nord- und Mitteldeutschlands. - Boch. geol. und geotechn. Arb., **37**: 1-169, Abb. 1-46, Tab. 1-14, Taf. 1-3, Bochum.
- NÖTH, S. & RICHTER, D.K. (1992): Infrared spectroscopy of Triassic conodonts: a new tool for assessing conodont diagenesis. - Terra Nova, **4**: 668-675, (Blackwell) Portsmouth.
- NOGAMI, Y. (1968): Trias-Conodonten von Timor, Malaysia und Japan (Palaeontological study of Portuguese Timor, 5). - Mem. Fac. Sci. Kyoto. Univ., Geol. & Min., **34**: 115-135, Kyoto.
- NOWLAN, G.S. & BARNES, C.R. (1987): Thermal maturation of Paleozoic strata in eastern Canada from Conodont Colour Alteration Index (CAI) data with implications for burial history, tectonic evolution, hot spot tracks and mineral and hydrocarbon exploration. - Bull. Geol. Surv. Can., **367**: 1-47, Ottawa.
- OTT, E. (1967): Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. - Bayrische Akademie der Wissenschaften. Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, N. F., H **131**: 1-96; Tafel 1-10, München.
- PETRASCHEK, W. E., ERKAN, E. & HÖNIG, J. (1977): Die Gipslagerstätten der Steiermark. - Mitt. Abt. Geol. etc. Landesmus. Joanneum, **38**: 89-99, 3 Abb., 1 Beil., Graz.
- PIA, J. (1930): Grundbegriffe der Stratigraphie. - 1-255, (Deuticke) Wien.
- PIETZNER, H., VAHL, J. & ZIEGLER, W. (1968): Zur chemischen Zusammensetzung und Mikromorphologie der Conodonten. - Palaeontographica, Abt. A., **128**: 115-152, Stuttgart.
- PIROS, O., MANDL, G. W., LEIN, R., PAVLIK, W., BÉRCZI-MAKK, A., SIBLIK, M. & LOBITZER, H. (1994): Dasycladaceen-Assoziationen aus triadischen Seichtwasserkarbonaten des Ostabschnittes der nördlichen Kalkalpen. - Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich - Ungarn, **Teil 2**: 343-362, Wien.
- RAVEN, J.G.M. & v.d PLUIJM, B.A. (1986): Metamorphic fluids and transition in the Cantabrian Mountains of northern Spain: an application of the Conodont Colour Alteration. - Geol. Mag., **123**(6): 673-681, London.
- REJEBIAN, V.A., HARRIS, A.G. & HUEBNER, J.S. (1987): Conodont

- Colour and textural alteration: An index to regional metamorphism and hydrothermal alteration. - Geol. Soc. Am. Bull., **99/4**: 471-479, Boulder.
- RIECHE, J. (1971): Die Hallstätter Kalke der Berchtesgadener Alpen. - Diss. TU Berlin, 1-173, Berlin.
- SAVAGE, N.M., LINDORFER, M.A. & McMILLEN, D.A. (1990): Amino Acids from Ordovician Conodonts. - Courier Forsch.Inst. Senck., **118**: 267-275, Frankfurt/Main.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip der stratigraphischen Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. - Mitt. geol. Ges. Wien, **66/67**: 165-193, Wien.
- SPENGLER, E. (1920): zur Stratigraphie und Tektonik der Hochschwabgruppe. - Verh. Geol. R.-A., **2**: 49-60, Wien.
- SPENGLER, E. (1922): Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen, 1. Teil. - Jb. Geol. B.-A., **72**: 155-182, Wien.
- SPENGLER, E. (1951): Die Nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. - (In: SCHAFFER, F. X. (Ed.): Geologie von Österreich. 2. Aufl.), 302-413, (Deuticke) Wien.
- SPENGLER, E. & STINY, J. (1926a): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich. - Nr. 4954, Maßstab 1:75.000, Eisenerz, Wildalpe und Aflenz., Geol. B.-A. Wien.
- SPENGLER, E. & STINY, J. (1926b): Erläuterungen zur Geologische Spezialkarte der Republik Österreich. 1:75.000, Blatt „Eisenerz, Wildalpe und Aflenz“. - 1-100, Geol. B.-A. Wien.
- SPÖTL, CH. (1989): The Alpine Haselgebirge Formation, Northern Calcareous Alps (Austria): Permo-Skythian evaporites in an alpine thrust system. - Sedimentary Geology, **65**: 113-125, Amsterdam.
- SUDAR, M.N. & BUDUROV, K. (1979): New Conodonts from the Triassic in Yugoslavia and Bulgaria. - Geol. Balkan., **9**: 47-52, Sofia.
- SUMMESBERGER, H. (1966): Stellungnahme zu einigen Schichtnamen der nordalpinen Mitteltrias („Diploporen“-Gesteine). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **16**: 71-83, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976a): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. - 1-580, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1976b): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. - 1-449, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich (Außerzentralalpiner Teil), Band 2. - 1-710, (Deuticke) Wien.

Stratigraphische Einstufung von Radiolarienfaunen aus Kieselsteinen im Bereich der Hallstätter Zone westlich von Hallstatt (Callovium – Oxfordium, Nördliche Kalkalpen)

Radiolarian stratigraphy of cherty sediments in the Hallstatt zone west of Hallstatt (Callovium – Oxfordium, Northern Calcareous Alps)

Von

Eva WEGERER, Hisashi SUZUKI & Hans-Jürgen GAWLICK

mit 9 Abbildungen
with 9 figures

Schlüsselwörter:

Mittel- und Ober-Jura
Radiolarit
Hallstätter Zone
Hallstatt
Nördliche Kalkalpen
Stratigraphie und Fazies

Keywords:

Middle and Late Jurassic
Radiolarite
Hallstatt Zone
Hallstatt
Northern Calcareous Alps
Stratigraphy and Facies

Anschriften der Verfasser, addresses of the authors:

DI EVA WEGERER, DR. HANS-JÜRGEN GAWLICK

Montanuniversität Leoben

Institut für Geowissenschaften: Prospektion und Angewandte Sedimentologie

Peter-Tunner-Straße 5

8700 Leoben

Österreich.

Dr. HISASHI SUZUKI

Geotec GmbH

Nishinotoin Sanjosagaru Ryusuicho 71

Nakagyo-ku

Kyoto 604-8242

Japan.

Inhalt

Zusammenfassung, Abstract.....	94
1. Einleitung.....	94
2. Die untersuchten Lokalitäten.....	96
3. Lithologie und Stratigraphie.....	96
3.1. Profil im Klauskogelbach.....	96
3.2. Profil am Forstweg zur Landneralm.....	99
3.3. Radiolaritvorkommen im Bereich Klausmoos.....	101
3.4. Kieselkalkvorkommen nördlich der Blaikenalm.....	106
4. Ergebnisse.....	106
Dank.....	106
Ausblick.....	107
Literatur.....	107

Contents

Abstract, Zusammenfassung.....	94
1. Introduction.....	94
2. Investigated localities.....	96
3. Lithology and Stratigraphy.....	96
3.1. Section Klauskogelbach.....	96
3.2. Section on road to the Landneralm.....	99
3.3. Radiolarite in the Klausmoos area.....	101
3.4. Cherty limestones north of the Blaikenalm.....	106
4. Results.....	106
5. Acknowledgements.....	106
Preview.....	107
References.....	107

Zusammenfassung

Aus Kieselsedimenten, die Brekzienkörper bzw. Gleitschollen enthalten, der Hallstätter Zone westlich Hallstatt konnten Radiolarienfaunen gewonnen werden, die eine biostratigraphische Einstufung ermöglichen. Die hier auftretenden Kieselsedimente weisen einerseits ein Alter von ?Ober-Bathonium bzw. dem Bathonium/Callovium-Grenzbereich bis Callovium auf andererseits ein Alter von Mittel- bis Ober-Oxfordium. Das Komponentenmaterial der älteren Kieselsedimente besteht aus lokalem Material, die jüngeren Kieselsedimente enthalten Hallstätter Schollen. Beide Vorkommen sind durch eine Ost-West streichende Störung voneinander getrennt. Diese Ergebnisse belegen, daß die bisher den Allgäuschichten zugeordneten kieseligen Sedimente im Bereich der Hallstätter Zone westlich von Hallstatt zu den Radiolariten der Ruhpoldinger Radiolarit Gruppe gestellt werden können.

Abstract

Cherty sediments with massflow deposits and slideblocks in the Hallstatt Zone west of Hallstatt are dated by Radiolarians as

1. ?Late Bathonian, Bathonian/Callovian boundary to Callovian,
2. Middle to Late Oxfordian.

In the older sediments occur mass flow deposits consist of local material, the younger sediments are the matrix of Hallstatt slides. Both groups of sediments are separated by an East-West striking fault. These data show, that the cherty sediments in the area west of Hallstatt are not part of the Allgäu Formation, they are part of the Ruhpolding Radiolarite Group.

1. Einleitung

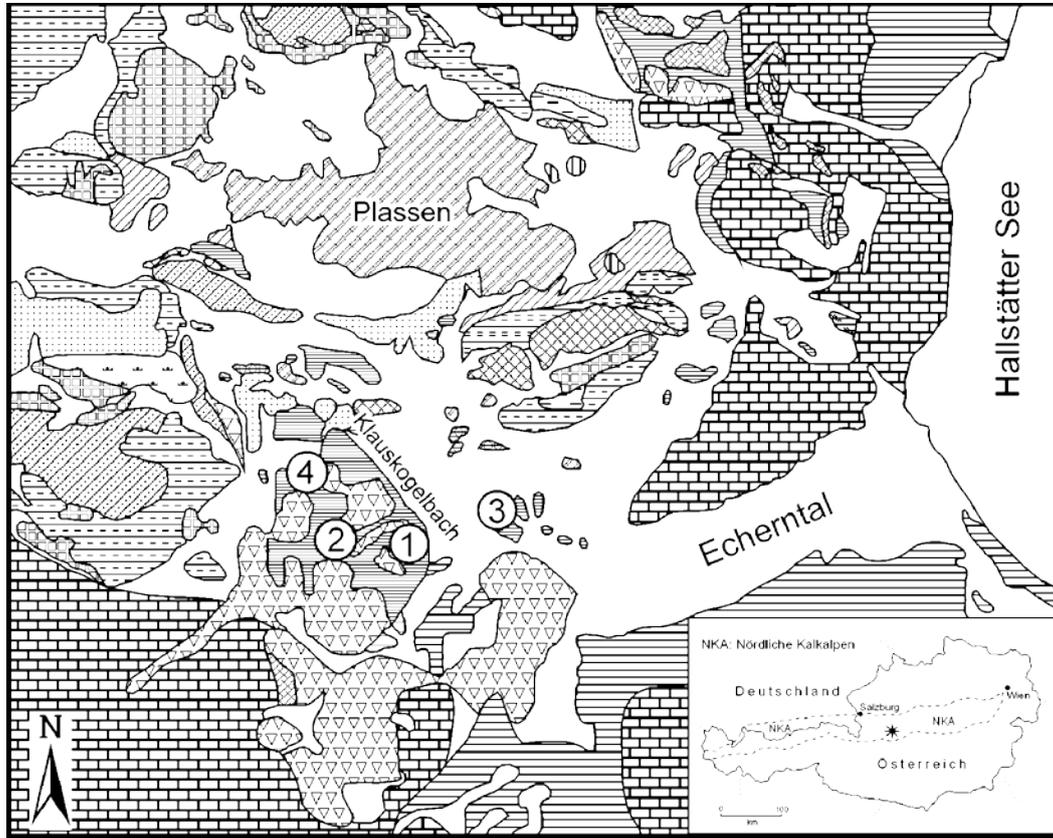
Im Bereich der Hallstätter Zone westlich von Hallstatt treten Kieselsedimente in unterschiedlicher lithofazieller Ausbildung auf (Abb. 1). Die bisher meist als Allgäuschichten (Sinemurium) kartierten (SCHÄFFER 1982, MANDL 1998) kieseligen Sedimente umfassen u. a. Kieselkalke, kieselige Schiefer, Radiolarite und Mergel. Nur ein kleines Vorkommen im Klauskogelbach im Bereich Klausalm wurde als Radiolarit bzw. Kieselkalk (?Oxfordium) ausgewiesen (SCHÄFFER 1982, MANDL 1998). Detaillierte stratigraphische Einstufungen dieser unterschiedlichen kieseligen Sedimente liegen bisher nicht vor.

Um genaue Alterdatierungen zu erhalten wurden kieselige Sedimente verschiedener Lokalitäten auf Radiolarienfaunen hin untersucht. Die biostratigraphische Einstufung belegt, daß die Kieselsedimentation hier bereits im Ober-Bathonium bzw. Bathonium/Callovium-Grenzbereich einsetzt. Es kann-

ten zwei verschiedene Niveaus in der Kieselsedimentation unterschieden werden:

1. Ober-Bathonium bzw. Bathonium/Callovium-Grenzbe-
reich bis Callovium,
2. Mittel bis Ober-Oxfordium.

Diese biostratigraphische Einstufung basiert weitgehend auf der U.A.(Unitäre Assoziations)-Zonengliederung von BAUMGARTNER et al. (1995). Die bestimmten Radiolarienfaunen können folgenden U.A.-Zonen zugeordnet werden:
U.A.-Zone 7: Ober-Bathonium bis Unter-Callovium,



① – ④ : Lage der untersuchten Lokalitäten

	Hangendrotkalk		Gosausedimente (Ober-Kreide)
	Hangendgraukalk (Nor)		Plassenkalk (Ober-Jura)
	Massiger bis gebankter Hallstätter Hellkalk (?Karn bis Unter-Nor)		Kieselige Sedimente (Ober-Bathon bis Oxford)
	Hallstätterkalk unterer Abschnitt (Anis bis Unter-Karn)		Kalkbrekzie (Ober-Lias bis Ober-Bathon)
	Steinalmkalk (Ober-Anis)		Adneter Kalk (Lias)
	Steinalmdolomit (Ober-Anis)		gebankter Dachsteinkalk (Mittel-Nor bis Rhät)
	Gutensteiner Kalk (Anis)		Kalk/Dolomit Wechselfolge (Mittel- bis ?Ober-Nor)
	Gutensteiner Dolomit (Anis)		Zlambachschichten (Rhät)
	Werfener Schichten (Skyth)		Pötschenkalk (oberstes Karn bis Ober-Nor)
	Haselgebirge (Perm)		

Abb. 1: Geologische Übersichtskarte der Hallstätter Zone westlich von Hallstatt. Verändert nach MANDL (1998).

Fig. 1: Geological map of the Hallstatt Zone west of Hallstatt. Modified after MANDL (1998).

U.A.-Zone 8: Mittel-Callovium bis Unter-Oxfordium,
U.A.-Zone 9: Mittel-Oxfordium bis Ober-Oxfordium.

Auf der Basis dieser Ergebnisse können die meisten der hier als Alläuschichten (Sinemurium) kartierten Folgen in diesem Raum dem Radiolarit der Ruhpolding Gruppe (GAWLICK & DIERSCHKE, in Vorb.) der Nördlichen Kalkalpen zugeordnet werden (Abb. 1).

Zum genauen geologischen Aufbau der Hallstätter Zone westlich von Hallstatt siehe MANDL (1998, in Druck), TOLLMANN (1985) und SCHÄFFER (1971).

2. Die Lokalitäten

Die untersuchten Lokalitäten liegen alle im Bereich der Hallstätter Zone in der Nähe der Klausalm (Abb. 2).

Die untersuchten Lokalitäten sind:

1. Radiolaritprofil im Klauskogelbach (Abb. 3),
2. Radiolarit am Forstweg zur Landneralm (Abb. 3),
3. Radiolaritvorkommen im Bereich Klausmoos,
4. Kieselkalkvorkommen nördlich der Blaikenalm.

Lokalität 1, das Radiolaritvorkommen im Klauskogelbach wurde bisher in das Oxfordium gestellt. Alle anderen Lokalitäten liegen in dem Bereich, in dem Allgäuschichten des Sinemurium kartiert wurden.

3. Lithologie und Stratigraphie

3.1. Profil im Klauskogelbach

Die Kieselsedimentation setzt hier im Unter-Callovium über Rotkalkbrekzien mit feinlaminierten, roten Kieselkalken bis Radiolarit ein (vgl. Abb. 3), die vereinzelt Dachsteinkalkkomponenten und Crinoidenschutt führen. Es handelt sich dabei um feinschichtige, rotbraune Radiolarienpackstones (Abb. 8, Fig. 1). Die Radiolarien liegen meist in sehr guter Erhaltung vor. Die stratigraphische Einstufung basiert auf folgender Radiolarienfauna (Abb. 3 – Radiolarien aus Probe EW 70): *Archaeodictyomitra* sp., *Tricolocapsa* cf. *plicarum* YAO 1979, *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977 (U.A.-Zone 3-10), *Tricolocapsa* cf. *conexa* MATSUOKA 1983 (U.A.-Zone 4-7), *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983 (U.A.-Zone 4-7), *Pseudodictyomitra* sp. D MATSUOKA 1986, *Stichocapsa robusta* MATSUOKA 1984 (U.A.-Zone 5-7), *Parahsuum* sp., *Eucyrtidiellum* cf. *ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974) (U.A.-Zone 5-11), *Protunuma turbo* MATSUOKA 1983 (U.A.-Zone 4-7), *Eucyrtidiellum unumaense* (YAO 1979) (U.A.-Zone 3-8), *Archaeodictyomitra apiarium* (RÜST 1885) (U.A.-Zone 8-22), *Eucyrtidiellum* sp., *Archaeodictyomitra amabilis* AITA 1987 (U.A.-Zone 4-7), *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA 1970 (U.A.-Zone 7-11), *Tricolocapsa funatoensis* (AITA 1987) (U.A.-Zone 3-11).

In der Probe **EW 70** sind vor allem folgende Radiolarienarten von stratigraphischer Bedeutung: *Tricolocapsa conexa* tritt in den U.A.-Zonen 4-7, *Stichocapsa robusta* in den UA-Zonen 5-7, *Eucyrtidiellum* cf. *ptyctum* in den U.A.-Zonen 5-11, *Protunuma turbo* in den U.A.-Zonen 4-7, *Eucyrtidiellum unumaense* in den U.A.-Zonen 3-8,

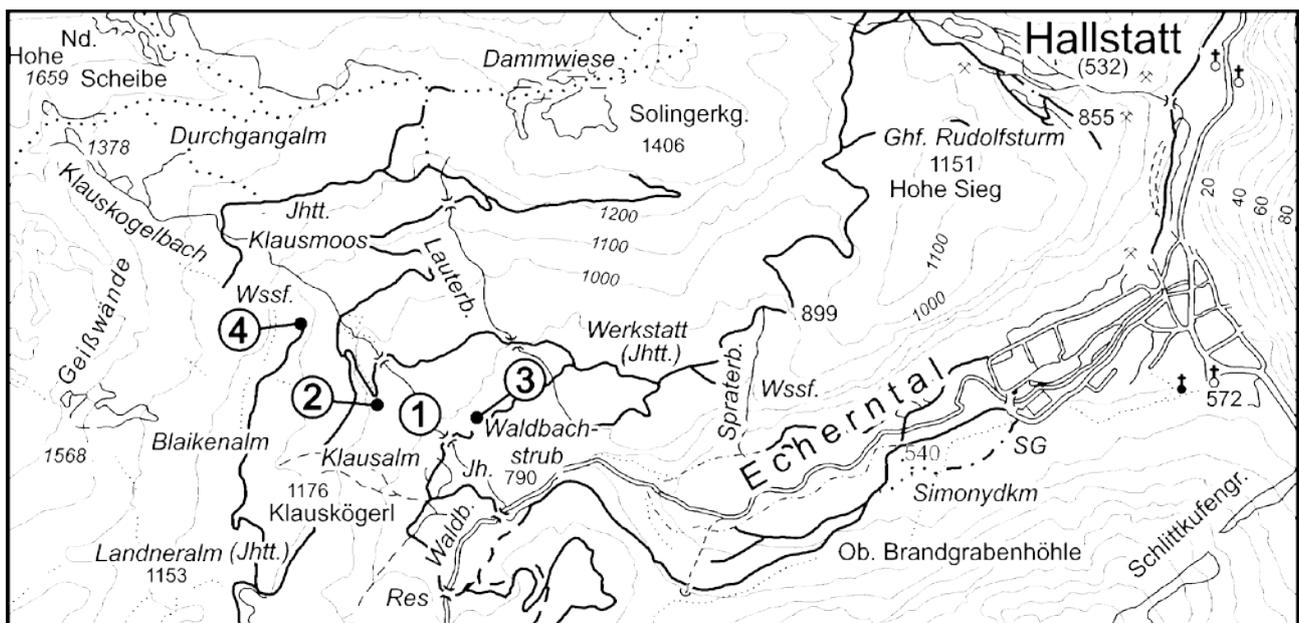


Abb. 2: Lage der untersuchten Lokalitäten.

- 1 = Profil im Klauskogelbach (Abb. 3).
- 2 = Profil am Forstweg zur Landneralm (Abb. 3).
- 3 = Radiolaritvorkommen im Bereich Klausmoos.
- 4 = Kieselkalkvorkommen nordöstlich der Blaikenalm.

Fig. 2: Outcrops of the investigated localities.

- 1 = section in the Klauskogelbach (Fig. 3).
- 2 = section road to the Landneralm (Fig. 3).
- 3 = radiolarite in the area of Klausmoos.
- 4 = cherty limestones northeast of the Blaikenalm.

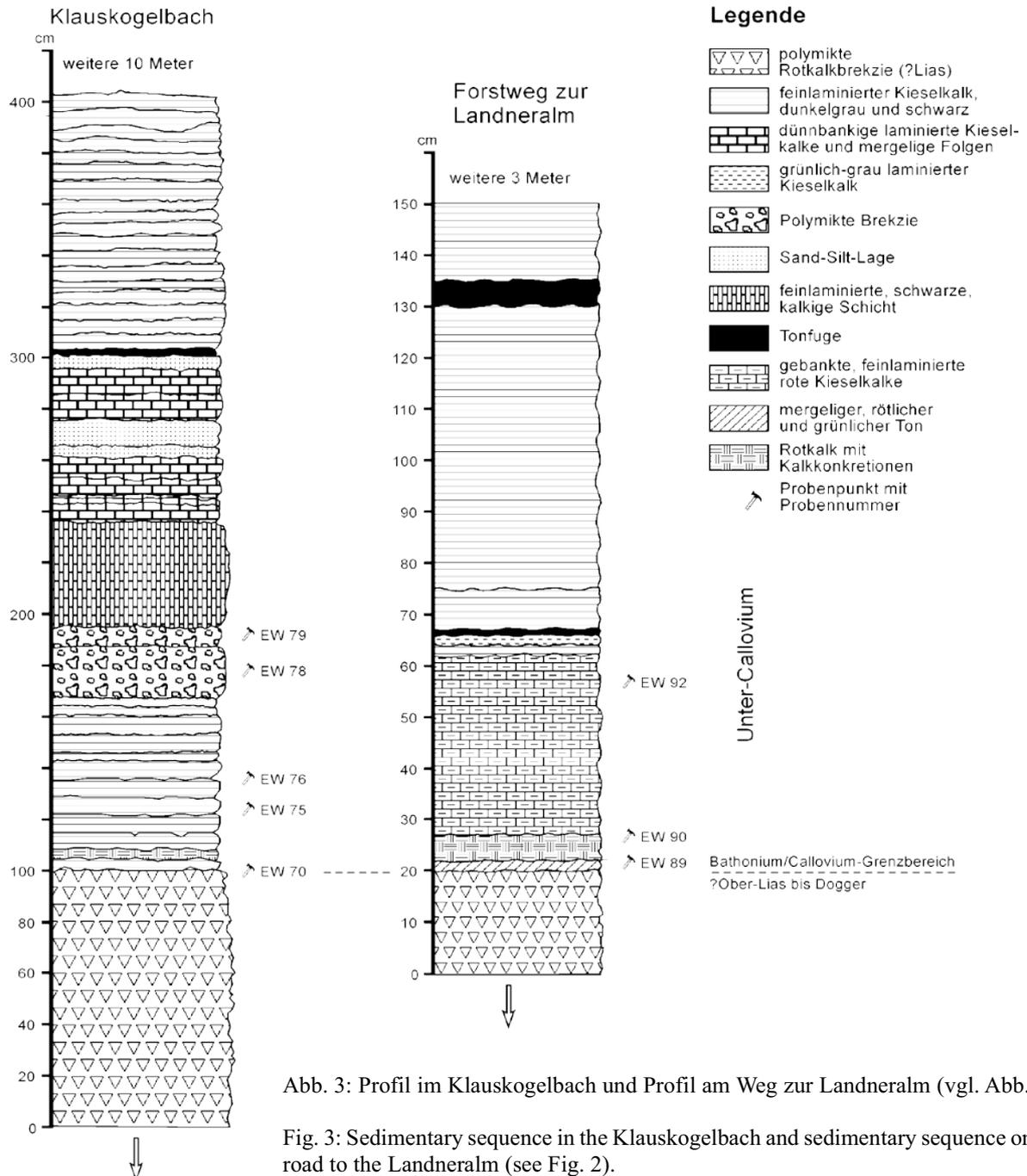


Abb. 3: Profil im Klauskogelbach und Profil am Weg zur Landneralm (vgl. Abb. 2).

Fig. 3: Sedimentary sequence in the Klauskogelbach and sedimentary sequence on the road to the Landneralm (see Fig. 2).

Archaeodictyomitra apiarium in den U.A.-Zonen 8-22, *Archaeodictyomitra amabilis* in den U.A.-Zonen 4-7, *Willriedellum crystallinum* in den U.A.-Zonen 7-11 und *Tricolocapsa funatoensis* in den U.A.-Zonen 3-11 auf. Bei *Eucyrtidiellum cf. ptyctum* ist der Bereich Cephalothorax nicht gut zu erkennen. Auf Grund der Anzahl und Dichte der Rippen auf dem Abdomen ist eine Zugehörigkeit der hier auftretenden Form zu *Eucyrtidiellum cf. ptyctum* anzunehmen. Die in BAUMGARTNER et al. (1995) für *Tricolocapsa conexa* angegebene stratigraphische Reichweite von der U.A.-Zone 4 in die U.A.-Zone 7 muß auf Grund der Ergebnisse der Untersuchungen an den Strubbergsschichten (GAWLICK & SUZUKI 1999) bis in die U.A.-Zone 8 oder 9 verlängert werden. *Stichocapsa robusta*, *Protunuma turbo* und *Archaeodictyomitra amabilis* enden

in der U.A.-Zone 7. *Willriedellum crystallinum* beginnt in der U.A.-Zone 7 und *Archaeodictyomitra apiarium* in der U.A.-Zone 8. Auf der Basis des stratigraphischen Auftretens dieser Arten ist als Alter der Probe EW 70 der Grenzbereich der U.A.-Zone 7 zu der U.A.-Zone 8 (= tiefes Callovium) anzunehmen.

Im Hangenden folgt ein feinlaminiertes, dunkelgrauer, schwarzer Kieselkalk bis Radiolarit, der ebenfalls mit Hilfe von Radiolarienfaunen als Unter-Callovium eingestuft werden kann: (Radiolarien der Proben EW 75 und EW 76): Probe **EW 75**: *Sphaerostylus* sp. A (U.A.-Zone 2-4), *Parvicingula dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984 (U.A.-Zone 3-11), *Saitoum trichylum* DE WEVER 1981 (U.A.-Zone 7-9), *Tricolocapsa cf. ruesti* TAN 1927, *Eucyrtidiellum unumaense* (YAO 1979) (U.A.-Zone 3-8), *Protunuma* sp.,

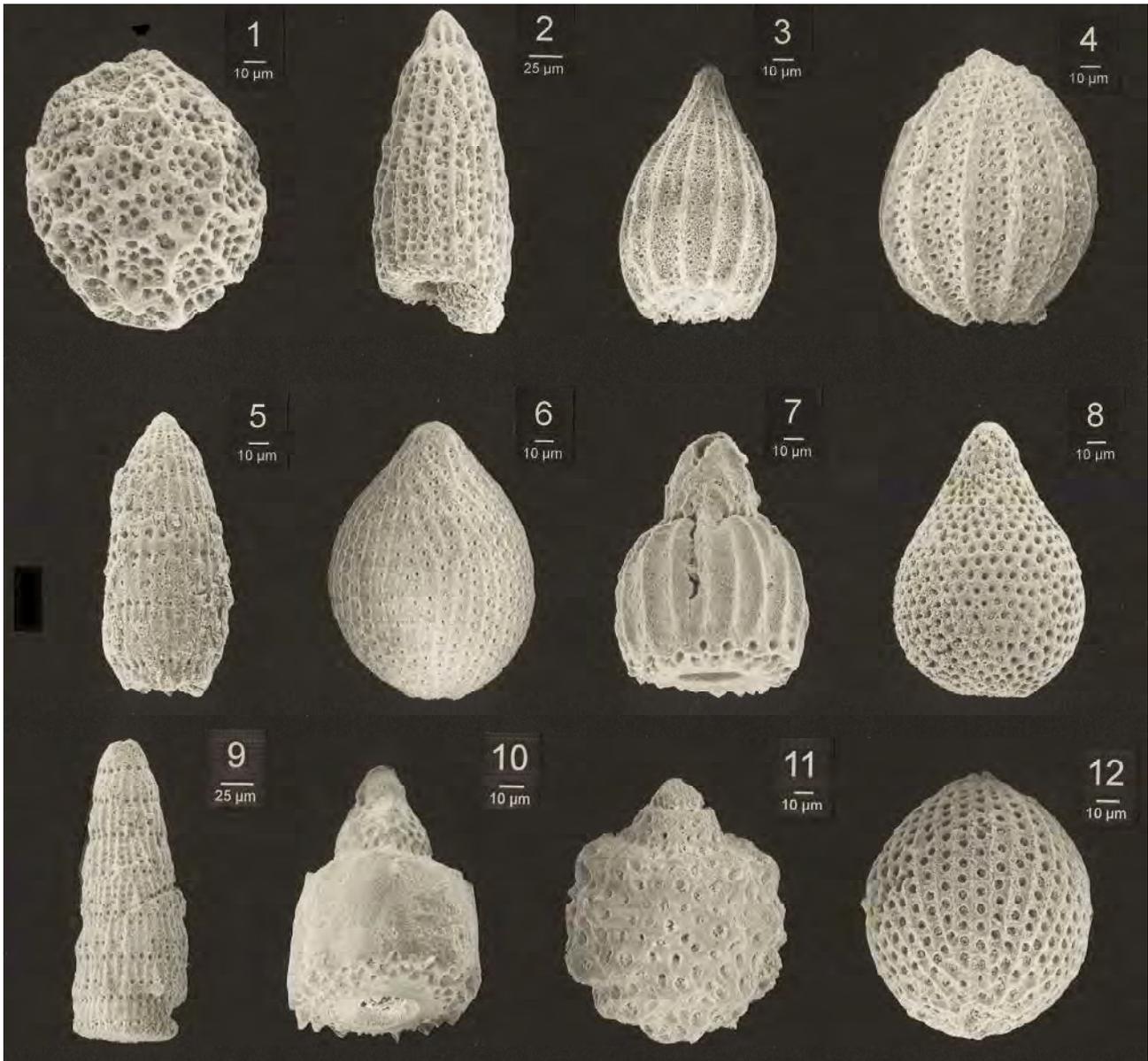


Abb. 4: Radiolarien aus dem Profil Klauskogelbach (vgl. Abb. 2 und Abb. 3).

1. *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA 1970,
2. *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977,
3. *Archaeodictyomitra amabilis* AITA 1987,
4. *Protunuma turbo* MATSUOKA 1983,
5. *Archaeodictyomitra apiarium* (RUEST 1885),
6. *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983,
7. *Eucyrtidiellum* cf. *ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974),
8. *Stichocapsa robusta* MATSUOKA 1984,
9. *Pseudodictyomitra* sp. D MATSUOKA 1986,
10. *Eucyrtidiellum unumaense* (YAO 1979),
11. *Tricolocapsa funatoensis* (AITA 1987),
12. *Tricolocapsa* cf. *plicarum* YAO 1979.

Archaeodictyomitra cf. *minoensis* (MIZUTANI 1981) (U.A.-Zone 9-12), *Tritrabs* sp., *Tricolocapsa* sp., *Hsuum* sp., *Droltus* sp., *Stylocapsa oblongula* KOCHER 1981 (U.A.-Zone 6-8), *Eucyrtidiellum* cf. *unumaense* (YAO 1979) (U.A.-Zone 3-8), *Hsuum inexpolatum* BLOME 1984, *Parvingingula* cf. *dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984 (U.A.-Zone 3-11),

Fig. 4: Radiolarians of the section Klauskogelbach (see Fig. 2 and Fig. 3):

1. *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA 1970,
2. *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977,
3. *Archaeodictyomitra amabilis* AITA 1987,
4. *Protunuma turbo* MATSUOKA 1983,
5. *Archaeodictyomitra apiarium* (RUEST 1885),
6. *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983,
7. *Eucyrtidiellum* cf. *ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974),
8. *Stichocapsa robusta* MATSUOKA 1984,
9. *Pseudodictyomitra* sp. D MATSUOKA 1986,
10. *Eucyrtidiellum unumaense* (YAO 1979),
11. *Tricolocapsa funatoensis* (AITA 1987),
12. *Tricolocapsa* cf. *plicarum* YAO 1979.

Parvingingula sp., *Archaeodictyomitra* sp.
Probe EW 76: *Williriedellum* cf. *carpathicum* DUMITRICA 1970 (U.A.-Zone 7-11), *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983 (U.A.-Zone 4-7), *Hsuum* cf. *maxwelli* PESSAGNO 1977 (U.A.-Zone 3-10), *Eucyrtidiellum unumaense* (YAO 1979) (U.A.-Zone 3-8), *Zhamoidellum* sp., *Archaeodictyomitra*

sp., *Parahsuum* sp., *Wrangellium* sp., *Archaeodictyomitra rigida* PESSAGNO 1977, *Parvicingula* sp., *Archaeodictyomitra amabilis* AITA 1987 (U.A.-Zone 4-7), *Pseudodictyomitrella spinosa* GRILL & KOZUR 1986 (U.A.-Zone 7), *Tricolocapsa* cf. *ruesti* TAN 1927.

Die im Hangenden auftretenden dunkelgrauen bis schwarzen feinlaminierten Kieselkalke (Proben EW 75 und EW 76) enthalten folgende stratigraphisch wichtigen Radiolarienarten: *Williriedellum* cf. *carpathicum* tritt in den U.A.-Zonen 7-11 auf, *Tricolocapsa conexa* in den U.A.-Zonen 4-7 (U.A.-Zone 8 oder 9 – vgl. GAWLICK & SUZUKI 1999), *Eucyrtidiellum unumaense* in den U.A.-Zonen 3-8, *Pseudodictyomitrella spinosa* (in BAUMGARTNER et al. (1995) als *Parvicingula?* sp. A. bezeichnet) in der U.A.-Zone 7, *Saitoum trichylum* in den U.A.-Zonen 7-9, *Stylocapsa oblongula* in den U.A.-Zonen 6-8 und *Hsuum inexplatum*. *Hsuum inexplatum* wurde erstmals von BLOME (1984) aus dem Mittel-Callovium von Alaska beschrieben. *Archaeodictyomitra amabilis* und *Pseudodictyomitrella spinosa* enden in der U.A.-Zone 7. *Stylocapsa oblongula* und *Eucyrtidiellum unumaense* enden in der U.A.-Zone 8. *Williriedellum* cf. *carpathicum* und *Saitoum trichylum* beginnen in der U.A.-Zone 7, so daß diese Proben altersmäßig den U.A.-Zonen 7 oder 8 zugeordnet werden können. Aufgrund der auftretenden Fauna ist das Unter-Callovium (Grenzbereich der U.A.-Zonen 7 und 8 bzw. tiefere U.A.-Zone 8) als Alter wahrscheinlich. *Archaeodictyomitra minoensis* tritt erst von der U.A.-Zone 9 an auf. Das hier auftretende Exemplar zeigt aber niedrigere Ring-Erhebungen als die typische *Archaeodictyomitra minoensis*. Niedrigere Ring-Erhebungen wurden als ursprüngliches Merkmal angesehen, so daß die hier auftretende Art als *Archaeodictyomitra* cf. *minoensis* bezeichnet wird. Die hier auftretende Form ist wahrscheinlich als Vorläufer von *Archaeodictyomitra minoensis* anzusehen und somit älter. *Sphaerostylus* sp. A (in BAUMGARTNER et al. (1995) als *Pantallium* sp. L bezeichnet) soll nur in den U.A.-Zonen 2-4 auftreten und würde demnach ein viel zu hohes Alter indizieren.

Über den rotbraunen, feingeschichteten Kieselkalken bis Radiolariten folgen dünngebankten schwarzen Kieselkalke, die aus feinlaminierten Radiolarienpackstones bestehen, in die im unteren Bereich einzelne isolierte Extraklasten (Abb. 9, Fig. 8) eingelagert sind. Darüber folgt eine Brekzienbank, in der v. a. verschiedene Flachwasserkalkkomponenten (?Dachsteinkalk), Dolomite, Kieselsedimente und Crinoiden sowie Mikritklasten auftreten. Die Brekzien zeigen ein komponentengestütztes Gefüge und weisen z. T. kieselige Matrix auf, die litho- und mikrofaziell den dunkelgrauen bis schwarzen Kieselsedimenten im Liegenden entspricht. Im Hangenden folgen feinlaminierte, schwarze Kieselkalke, dünnbankige laminierte Kieselkalke und mergelige Folgen und schließlich feinlaminierte dunkelgraue bis schwarze Kieselkalke.

3.2. Profil am Forstweg zur Landneralm

Ein ähnliches Profil wie im Klauskogelbach ist am Forstweg

zur Landneralm aufgeschlossen (Abb. 2, Abb. 3). Die Basis der Abfolge bildet eine Brekzie aus aus Dachsteinkalkkomponenten mit roter Matrix. Darüber folgt zunächst eine Rotkalkbank, darüber eine Tonfuge (EW 89), danach roter Kieselkalk bis Radiolarit (Probe EW 92) und darüber schließlich ein schwarzer Kieselkalk bis Radiolarit. Der rote Kieselkalk bis Radiolarit kann mit Hilfe folgender Radiolarienfaunen als ?Ober-Bathonium bzw. Bathonium/Callovium-Grenzbereich bis Unter-Callovium eingestuft werden: Probe EW 92: *Archaeospongoprimum elegans* WU 1993, *Cinguloturris* sp., *Stichocapsa robusta* MATSUOKA 1984 (U.A.-Zone 5-7), *Eucyrtidiellum unumaense* (YAO 1979) (U.A.-Zone 3-8), *Parvicingula* cf. *boesii* (PARONA 1890) (U.A.-Zone 9-12), *Tricolocapsa tetragona* MATSUOKA 1983 (U.A.-Zone 5-5), *Protumuma turbo* MATSUOKA 1983 (U.A.-Zone 4-7), *Parvicingula* sp., *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977 (U.A.-Zone 3-10), *Tricolocapsa* sp., *Archaeodictyomitra rigida* PESSAGNO 1977, *Cinguloturris carpatica* DUMITRICA 1982 (U.A.-Zone 7-11), *Parahsuum* sp., Steinkerne von *Syringocapsiden*, *Parvicingula dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984 (U.A.-Zone 3-11), *Tricolocapsa* cf. *ruesti* TAN 1927.

In der Probe EW 92 sind folgende Radiolarienarten von stratigraphischer Bedeutung: *Stichocapsa robusta* tritt in den U.A.-Zonen 5-7, *Protumuma turbo* in den U.A.-Zonen 5-7 und *Cinguloturris carpatica* in den U.A.-Zonen 7-11 auf. Daraus ergibt sich als Alter die U.A.-Zone 7 (= Ober-Bathonium bis Unter-Callovium). *Stichocapsa tetragona* tritt nach BAUMGARTNER et al. (1995) nur in der U.A.-Zone 5 auf und indiziert ein zu hohes Alter.

Im Liegenden von EW 92 treten in roten Kieselkalken bis Radiolariten (Probe EW 89) folgende Radiolarienarten auf: *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981) (U.A.-Zone 9-12), *Archaeodictyomitra apiarium* (RÜST 1885) (U.A.-Zone 8-22), *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977 (U.A.-Zone 3-10), *Archaeodictyomitra amabilis* AITA 1987 (U.A.-Zone 4-7), *Eucyrtidiellum* sp., *Stichocapsa* sp., *Archaeodictyomitra* sp., *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970 (U.A.-Zone 9-11) und *Gongylothorax favosus* DUMITRICA 1970 (U.A.-Zone 8-10) auf. *Archaeodictyomitra amabilis* tritt in den U.A.-Zonen 4-7, *Zhamoidellum ovum* in den U.A.-Zonen 9-11, *Archaeodictyomitra minoensis* in den U.A.-Zonen 9-12, *Archaeodictyomitra apiarium* in den U.A.-Zonen 8-22 und *Gongylothorax favosus* in den U.A.-Zonen 8-10 auf. Aus dieser Fauna ist zur Zeit keine eindeutige stratigraphische Einstufung möglich. Wahrscheinlich ist auf Grund der auftretenden Fauna eine Einstufung in die U.A.-Zone 9-(10) auf Grund des Auftretens von *Archaeodictyomitra apiarium*, *Archaeodictyomitra minoensis*, *Zhamoidellum ovum* und *Gongylothorax favosus*, die alle in der U.A.-Zone 8 oder 9 ihr Erstauftreten aufweisen. Nur *Archaeodictyomitra amabilis* endet in der U.A.-Zone 7 und ist als ursprüngliches Faunenelement (aus dem Bathonium/Callovium-Grenzbereich) anzusehen. Da es sich bei dieser Probe aus dem Profil um einen sehr geringmächtigen und plastischen Ton handelt, ist es möglich, daß die Hangendfolgen tektonisch auf der Rotkalkfolge lagern. Die Platznahme erfolgte dabei wahrscheinlich in der U.A.-Zone 9-(10) (Ober-Oxfordium - Unter-Kimmeridgium). Der Ton fungierte möglicherweise als Rutschhorizont. Weitere Untersuchungen sind im Gange.

3.3. Radiolaritvorkommen im Bereich Klausmoos

Nordöstlich des Profiles Klauskogelbach stehen dunkelgrau bis schwarze Radiolarite an, die sich lithologisch von

den oben beschriebenen schwarzen Kieselkalken bzw. Radiolariten unterscheiden. Sie treten hier in Form von massiv verkieselten, mächtigen Bänken mit welligen Schichtflächen auf. Feinlamination ist nicht erhalten. Die

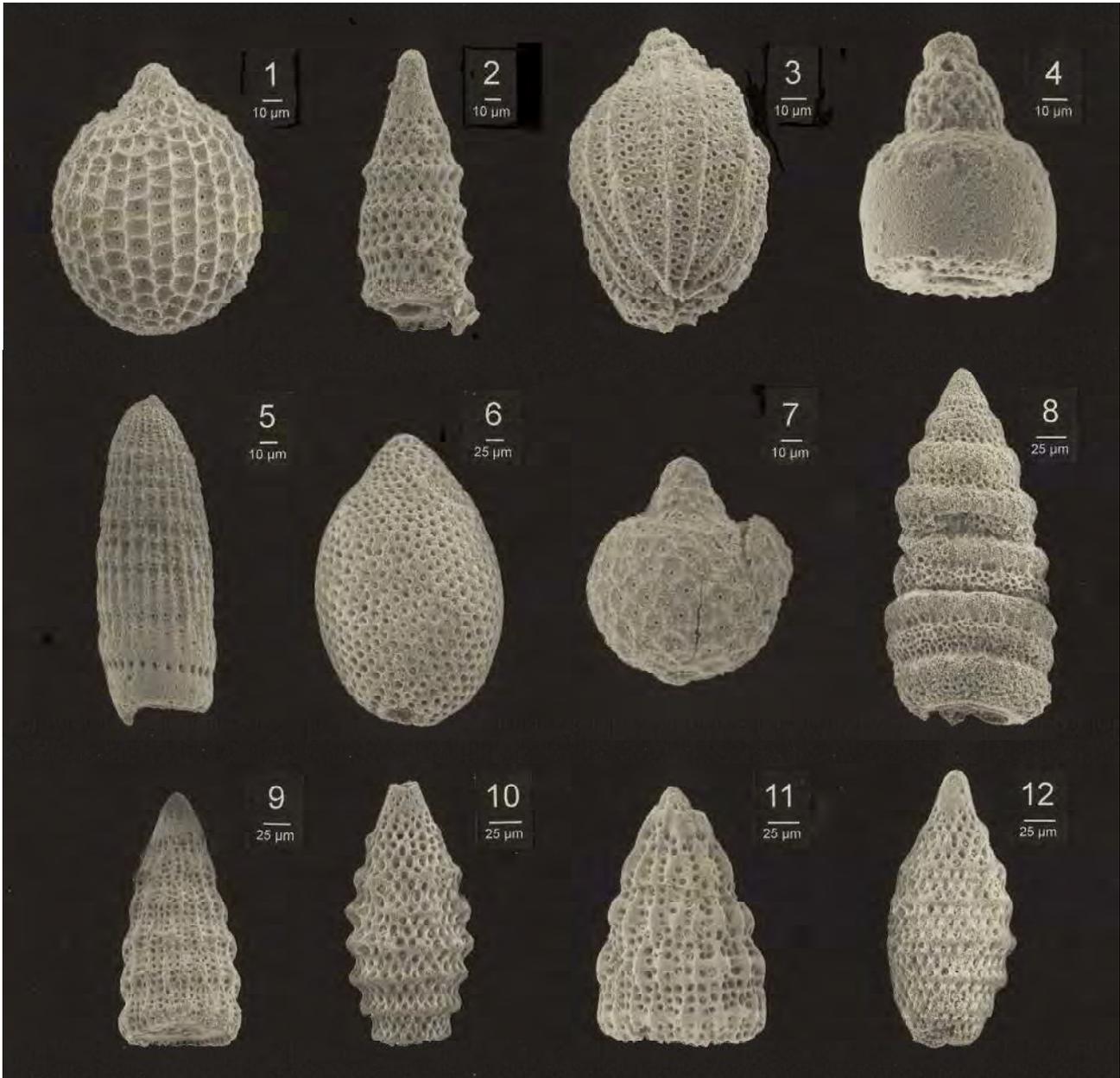


Abb. 5: Radiolarien aus dem Profil vom Forstweg zur Landneralm Probe EW 92 (vgl. Abb. 2, Abb. 3):

1. *Tricolocapsa tetragona* MATSUOKA 1983,
2. *Parvicingula* sp.,
3. *Protunuma turbo* MATSUOKA 1983,
4. *Eucyrtidiellum unumaense* (YAO 1979),
5. *Archaeodictyomitra rigida* PESSAGNO 1977,
6. *Stichocapsa robusta* MATSUOKA 1984,
7. *Tricolocapsa* cf. *ruesti* TAN 1927,
8. *Cinguloturris carpatica* DUMITRICA 1982,
9. *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1947,
10. *Parvicingula dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984,
11. *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977,
12. *Parvicingula* cf. *boesii* (PARONA 1890).

Fig. 5: Radiolarians from the section road to the Landneralm sample EW 92 (see Fig. 2, Fig. 3):

1. *Tricolocapsa tetragona* MATSUOKA 1983,
2. *Parvicingula* sp.,
3. *Protunuma turbo* MATSUOKA 1983,
4. *Eucyrtidiellum unumaense* (YAO 1979),
5. *Archaeodictyomitra rigida* PESSAGNO 1977,
6. *Stichocapsa robusta* MATSUOKA 1984,
7. *Tricolocapsa* cf. *ruesti* TAN 1927,
8. *Cinguloturris carpatica* DUMITRICA 1982,
9. *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1947,
10. *Parvicingula dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984,
11. *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977,
12. *Parvicingula* cf. *boesii* (PARONA 1890).

Radiolarite können mit Hilfe folgender Radiolarienfaunen (Abb. 6) in das Mittel- bis Ober-Oxfordium eingestuft werden. Diese Radiolarite bilden die Matrix der Hallstätter Gesteine bzw. der Hallstätter Gleitmassen im Bereich westlich von Hallstatt.

Probe EW 68A: *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977 (U.A.-Zone 3-10), *Hsuum brevicostatum* (OZVOLDOVA 1975) (U.A.-Zone 3-11), *Paronaella pygmaea* BAUMGARTNER 1980 (U.A.-Zone 7-9), *Archaeodictyomitra rigida* PESSAGNO 1977, *Tritrabs* sp., *Stichocapsa robusta* MATSUOKA 1984 (U.A.-Zone 5-7), *Parvicingula dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984 (U.A.-Zone 3-11), *Cinguloturris* sp., *Archaeodictyomitra* sp., *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981) (U.A.-Zone 9-12), *Archaeospongoprimum imlayi* PESSAGNO 1977, *Pseudodictyomitra primitiva* MATSUOKA & YAO 1985 (U.A.-Zone 7-12).

In der Probe EW 68A sind besonders folgende Radiolarienarten von stratigraphischer Bedeutung. *Paronaella pygmaea* tritt in der U.A.-Zone 7-9 auf, *Stichocapsa robusta* in den U.A.-Zonen 5-7 und *Archaeodictyomitra minoensis* in den U.A.-Zonen 9-12. Aus dem Überlappungsbereich von *Paronaella pygmaea* und *Archaeodictyomitra minoensis* ergibt sich als Alter die U.A.-Zone 9 (= Mittel- bis Ober-

Oxfordium).

Archaeodictyomitra imlayi ist in BAUMGARTNER et al. (1995) nicht erwähnt. Diese Art wurde von PESSAGNO (1977) aus der nordamerikanischen *Buchia piochii*-Zone des Tithonium beschrieben. HULL (1997) wies *Archaeodictyomitra imlayi* in der vulkanopelagischen Folge Kaliforniens, die stratigraphisch älter als Tithonium ist, nach. *Stichocapsa robusta* reicht nach BAUMGARTNER et al. (1995) nur bis in die U.A.-Zone 7 und würde hier ein zu hohes Alter indizieren.

3.4. Kieselkalkvorkommen nördlich der Blaikenalm

Nördlich der Blaikenalm (Abb. 2) treten dunkelgraue bis schwarze, im Dezimeterbereich gebankte, Kieselkalke auf, die mit Hilfe folgender Radiolarienfauna (Probe EW 97) in den Bathonium/Callovium-Grenzbereich bzw. in das Unter-Callovium eingestuft werden konnten: *Eucyrtidiellum unumaense* YAO 1979 (U.A.-Zone 3-8), *Archaeodictyomitra amabilis* AITA 1987 (U.A.-Zone 4-7), *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974) (U.A.-Zone 5-11), *Parvicingula* cf. *dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984 (U.A.-

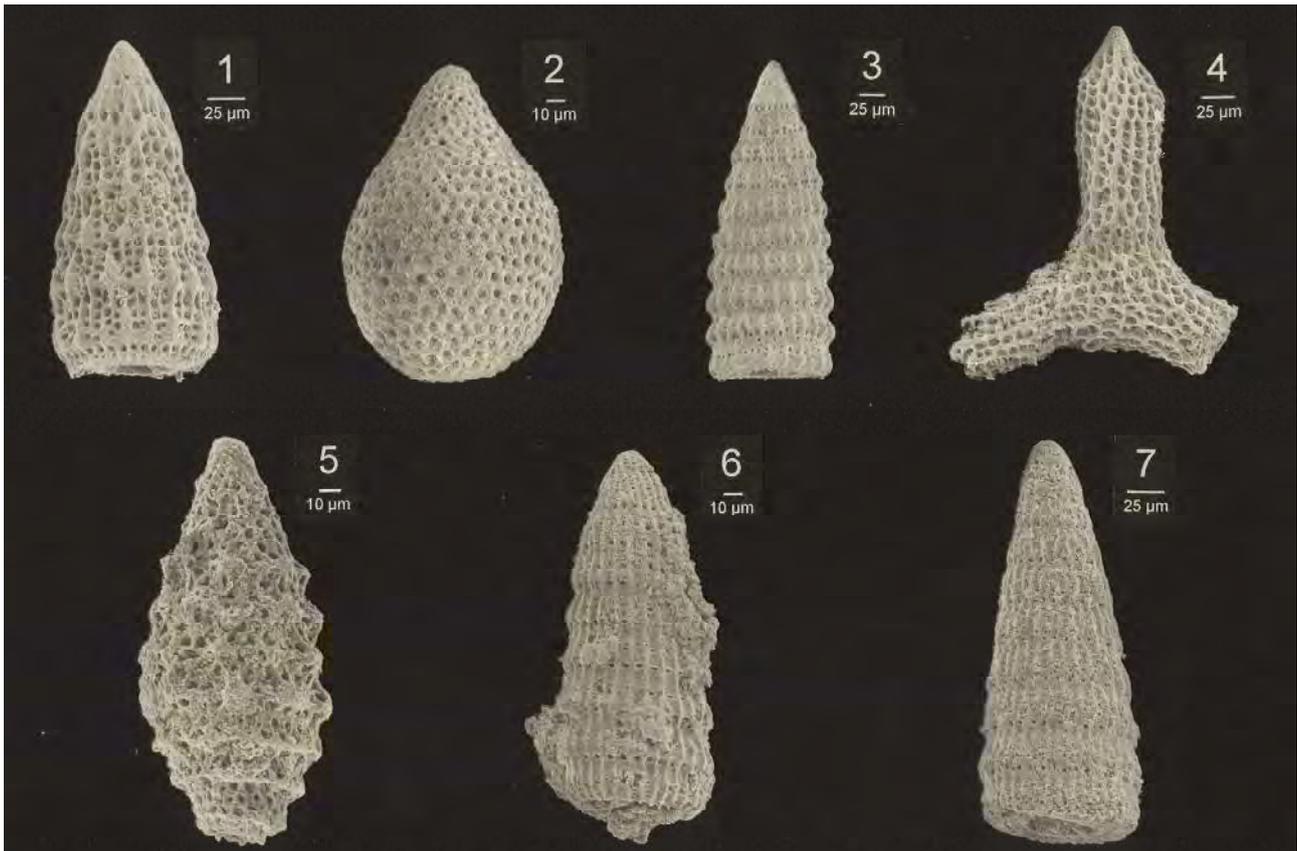


Abb. 6: Radiolarien aus kieseligen Sedimenten aus dem Bereich Klausalm, Probe EW 68 A (vgl. Abb.2):

1. *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977,
2. *Stichocapsa robusta* MATSUOKA 1984,
3. *Hsuum brevicostatum* (OZVOLDOVA 1975),
4. *Paronaella pygmaea* BAUMGARTNER 1980,
5. *Parvicingula dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984,
6. *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981),
7. *Pseudodictyomitra primitiva* MATSUOKA & YAO 1985.

Fig. 6: Radiolarians from cherty sediments in the area of the Klausalm, sample EW 68 A (see Fig. 2):

1. *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977,
2. *Stichocapsa robusta* MATSUOKA 1984,
3. *Hsuum brevicostatum* (OZVOLDOVA 1975),
4. *Paronaella pygmaea* BAUMGARTNER 1980,
5. *Parvicingula dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984,
6. *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981),
7. *Pseudodictyomitra primitiva* MATSUOKA & YAO 1985.

Abb. 7: Lithofazielle Variationsbreite der Kieselkalksedimente westlich von Hallstatt.

1. Feinlaminiertes, radiolarienreiches, dunkelgrauer bis schwarzer Kieselkalk (Weg zur Landneralm, Abb. 2). Bildhöhe 1,1 cm (Probe EW 90). Die Radiolarien liegen z. T. in kieseliger Erhaltung (Untere Bildhälfte) und z. T. in Kalzit-Erhaltung (obere Bildhälfte) vor.
2. Vergrößerung aus 1. (Bildbreite 3 mm). Die in kieseliger Erhaltung vorliegenden Radiolarien sind meist mit Ton gefüllt.
3. Kontakt Kieselkalk zu feinkörnigem Detrituskalk (Bildhöhe 3 mm, Probe EW 76). In dieser Folge sind wiederholt sehr feinkörnige allodapische Kalke eingelagert, die hauptsächlich aus Mikritklasten, Echinodermenresten und Kieselkalcken bestehen.
4. Probe EW 76, anderer Ausschnitt, Bildbreite 0,65 cm. Die allodapischen Kalke zeigen meist einen erosiven Basiskontakt und sind sehr crinoidenreich. Das unterlagernde Normalsediment tritt z. T. als Plastiklasten auf.
5. Radiolarienreicher, feingeschichteter, rotbrauner Kieselkalk bis Radiolarit (vgl. Abb. 3). Bildbreite 0,65 (Probe EW 70). Die verkieselten Radiolarien bilden ein komponentengestütztes Gefüge.
6. Feinlaminiertes Kieselchiefer. Bildhöhe 2,0 cm (Probe EW 79). Das Gestein besteht aus einer Wechsellagerung von verkieselten Lagen und tonigen Lagen. Die Radiolarien sind zum größten Teil rekristallisiert.
7. Vergrößerung aus 6. Bildbreite 0,65 cm. Nur wenige Radiolarien liegen nicht rekristallisiert vor und sind mit Ton verfüllt. Sie bilden ein komponentengestütztes Gefüge.

Fig. 7: Lithofacies of the cherty sediments west of Hallstatt.

1. Laminated, radiolarian-rich, grey to black cherty limestone (road to the Landneralm, Fig. 2). Size in height 1,1 cm (sample EW 92). The radiolarians are presented partly as SiO_2 (lower part of the figure) and partly as calcite (higher part of the figure).
2. Sample EW 92, enlarged (size in width 3 mm). The radiolarians (SiO_2) are filled with clay.
3. Contact cherty limestone: allodapic limestone (size in height 3 mm, sample EW 76). In the sedimentary sequence of the cherty sediments occurs a considerable amount of allodapic limestones, mostly consisting of micritic clasts, fragments of echinoderms and cherty limestones.
4. Sample EW 76, size in width 0,65 cm. The allodapic limestones overlie the laminated cherty sediments with an erosive contact, and are rich in crinoids. The allodapic limestones also contain plasticlasts of the cherty sediments of the underlying sedimentary sequence occur.
5. Radiolarian-rich, finely laminated, reddish-brown cherty limestone to radiolarite (fig. 3). Size in width 0,65 cm (sample EW 70). The radiolarians (SiO_2) form a grain supported sediment.
6. Laminated cherty clay. Size in width 2,0 cm (sample EW 79). The sediments show laminae of cherty sediments and clay. The radiolarians are recrystallised.
7. Sample EW 79, enlarged, size in width 0,65 cm. Only few radiolarians are preserved as SiO_2 and filled by clay, grain supported.

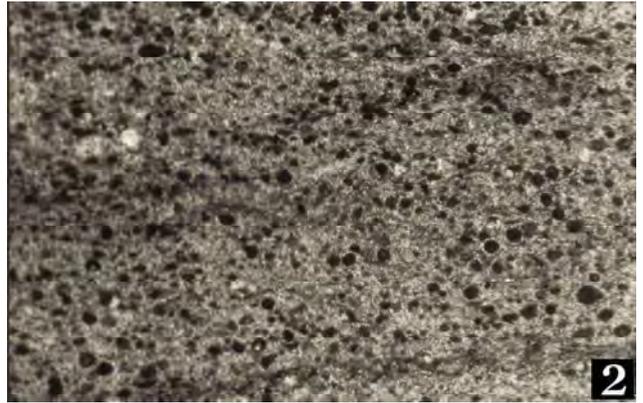
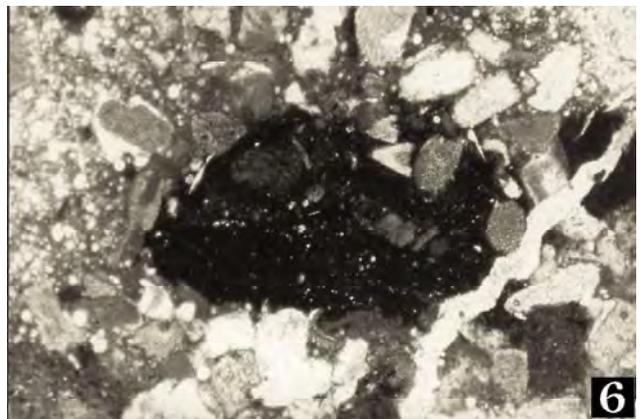
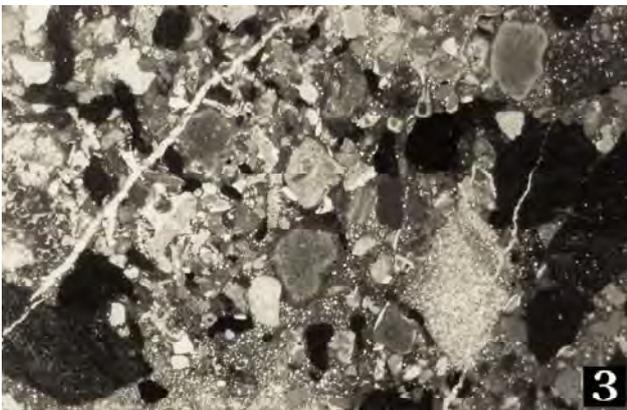


Abb. 8: Lithofazielle Variationsbreite der Brekzien im Profil Klauskogelbach.

1. Basiskontakt des Brekzienkörpers (Probe EW 78). Bildbreite 2,0 cm. Der Basiskontakt ist erosiv ausgebildet, das unterlagernde Normalsediment tritt z. T. als Plastiklasten in der Brekzie auf. Mikritklasten und Crinoiden dominieren, Foraminiferen sind selten.
2. Gut sortierter Abschnitt des Brekzienkörpers (Probe EW 78). Bildbreite 2,0 cm. Neben Crinoiden und Mikritklasten treten kleine Extraklasten auf, deren fazielle Herkunft unbekannt ist.
3. Im mittleren Bereich des Brekzienkörpers treten bis 0,7 cm große Komponenten aus Radiolarit, Kieselkalken und Flachwasserkarbonaten (?Dachsteinkalk) auf. Die Matrix bilden radiolarienreiche Kieselschiefer. Bildbreite 2,0 cm (Probe EW 78-Mitte).
4. Matrixarme Brekzie mit Crinoiden, Seeigelstacheln, Kieselkalken und Mikritklasten. Bildbreite 0,65 cm (Probe EW 78-oben).
5. Im Hangenden der Brekzie treten wieder feingeschichtete, radiolarienreiche Kieselkalke bis Radiolarite auf. Daneben sind kleine Mikritklasten häufig. Bildbreite 0,5 cm (Probe EW 78 oben).
6. Eckige Kieselschieferkomponente im mittleren Bereich der Brekzie (Probe EW 78-Mitte, Bildbreite 0,65 cm). Daneben sind Crinoiden und kleine Dolomitklasten (?Hauptdolomit) häufig. Matrixreicher Teil des Brekzienkörpers.
7. Crinoiden und mikritklastenreiche Brekzien im unteren Abschnitt des Brekzienkörpers. Bildbreite 0,65 cm (Probe EW 78).
8. Großer Klast einer Flachwasserkomponente (?Dachsteinkalkkomponente). Resedimentierter Klast mit Kieselkalkmatrix und Crinoiden, der isoliert in den feinlaminierten, dunkelgrauen Kieselkalken auftritt. Bildbreite 2,0 cm. Probe EW 76.

Fig. 8: Lithofacies of the mass flow breccias in the section Klauskogelbach.

1. Erosive contact of the mass flow deposit (sample EW 78, size in width 2,0 cm). The basal contact is erosive and the underlying sediment occurs as plasticlasts in the mass flow deposit. Micritic clasts and crinoids are common, foraminifers are rare.
2. Well sorted part of the mass flow deposit (sample EW 78, size in width 2,0 cm). Crinoids and micritic clasts are common, the facies origin of some clasts is unknown.
3. In the middle part of the mass flow deposit occur up to 0,7 cm large components of radiolarite, cherty limestones and shallow water carbonates. The matrix is a radiolarianrich cherty marl. Size in width 2,0 cm (sample EW 78-middle).
4. Breccia, poor in matrix, with crinoids, echinoderms, spines and components of cherty limestones and calcimicrites. Size in width 0,65 cm (sample EW 78-middle).
5. The mass flow deposit is overlain by laminated, radiolarienrich cherty limestones or radiolarite. Small micritic clasts occur. Size in width 0,5 cm (sample EW 78-upper part).
6. Angular components (cherty clay) from the middle part of the mass flow deposit (size in width 0,65 cm, sample EW 78-middle part). The dolomitic clasts may be Hauptdolomite. This part of the mass flow deposits contains matrix.
7. Components: crinoids and micritic clasts are common. Lower part of the mass flow deposit. Size in width 0,65 cm (sample EW 78).
8. Large clast of a shallow water carbonate (?Dachstein limestone). Isolated resedimented clast surrounded by a matrix of cherty sediment and crinoids embedded in laminated, grey cherty limestones. Size in width 2,0 cm (sample EW 76).



Zone 3-11), *Tricolocapsa* cf. *ruesti* TAN 1927, *Dictyomitrella kamoensis* MIZUTANI & KIDO 1983 (U.A.-Zone 3-7), *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977 (U.A.-Zone 3-10), *Tricolocapsa*

conexa MATSUOKA 1983 (U.A.-Zone 4-7+), *Stylocapsa oblongula* KOCHER 1981 (U.A.-Zone 6-8), *Tetraditryma* cf. *corralitosensis bifida* CONTI & MARCUCCI 1991 (U.A.-Zone

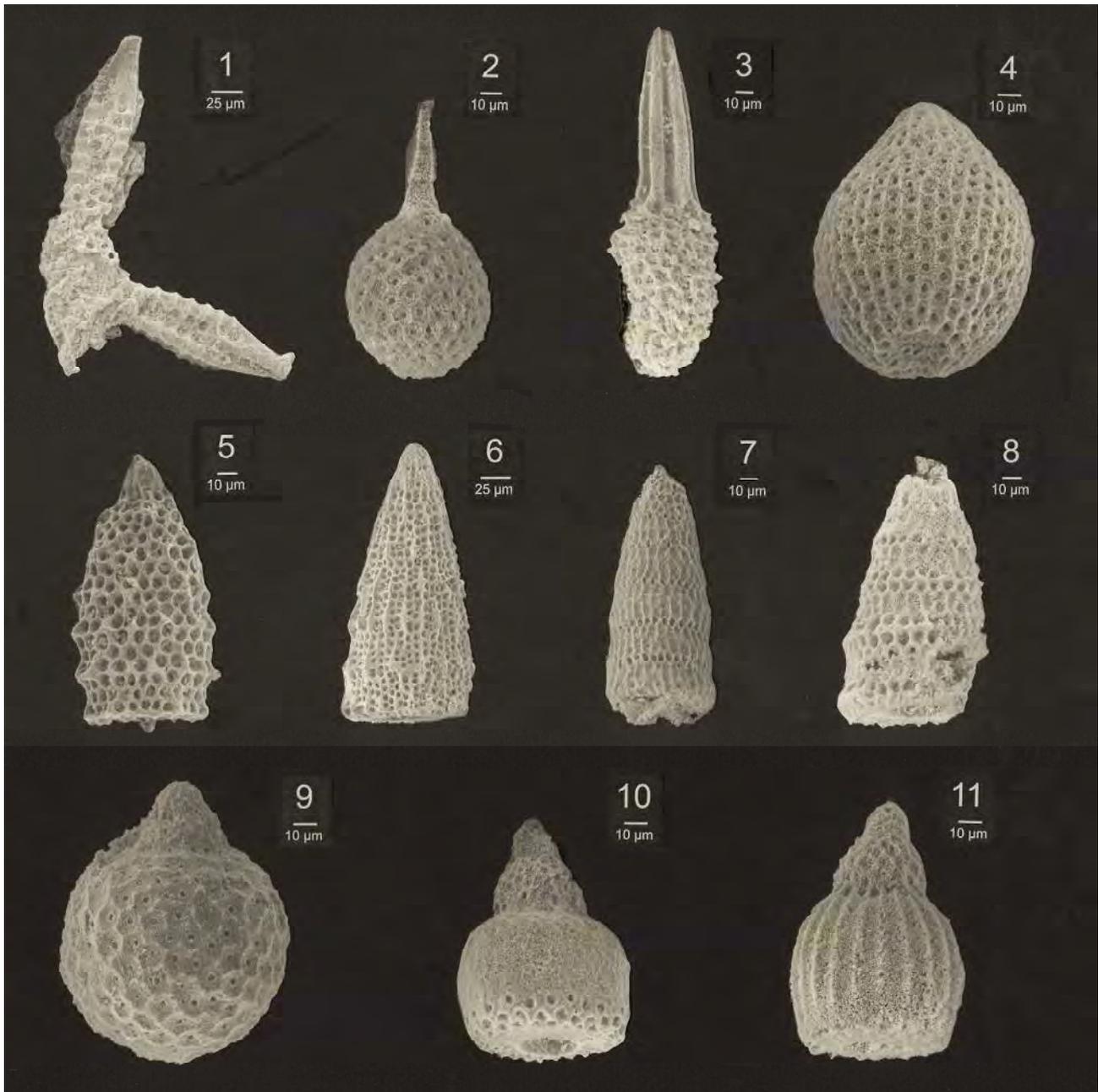


Abb. 9: Radiolarien aus den Kieselkalken nördlich der Blaikenalm (Probe EW 97, vgl. Abb. 2, Abb. 3):

1. *Tetraditryma* cf. *corralitosensis bifida* CONTI & MARCUCCI 1991,
2. *Stylocapsa oblongula* KOCHER 1981,
3. *Archaeospongoprunum* sp.,
4. *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983,
5. *Parvicingula* cf. *dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984 ,
6. *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977,
7. *Pseudodictyomitra* sp. D MATSUOKA 1986,
8. *Dictyomitrella kamoensis* MIZUTANI & KIDO 1983,
9. *Tricolocapsa* cf. *ruesti* TAN 1927,
10. *Eucyrtidiellum unumaense* YAO 1979 ,
11. *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974).

Fig. 9: Radiolarians of the cherty limestones north of the Blaikenalm (sample EW 97, see Fig. 2, Fig. 3):

1. *Tetraditryma* cf. *corralitosensis bifida* CONTI & MARCUCCI 1991,
2. *Stylocapsa oblongula* KOCHER 1981,
3. *Archaeospongoprunum* sp.,
4. *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983,
5. *Parvicingula* cf. *dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984 ,
6. *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977,
7. *Pseudodictyomitra* sp. D MATSUOKA 1986,
8. *Dictyomitrella kamoensis* MIZUTANI & KIDO 1983,
9. *Tricolocapsa* cf. *ruesti* TAN 1927,
10. *Eucyrtidiellum unumaense* YAO 1979 ,
11. *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974).

5-7), *Cinguloturris* sp., *Parvicingula* sp., *Archaeodictyomitra* sp., *Stichocapsa* sp., *Protunuma* sp., *Archaeospongoprimum* sp., *Eucyrtidiellum* sp. und *Pseudodictyomitra* sp. D MATSUOKA 1986.

Für diese Probe ist besonders das Auftreten von *Dictyomitrella kamoensis*, *Archaeodictyomitra amabilis* und *Tetraditryma* cf. *corralitosensis bifida* die in der U.A.-Zone 7 enden und das Auftreten von *Stylocapsa oblongula* (U.A.-Zonen 6-8) von Bedeutung. Die Kieselkalke nördlich der Blaikenalm können somit in die U.A.-Zone 6 oder 7 (Bathonium bis Callovium) eingestuft werden. Wahrscheinlich ist ein Callovium-Alter (U.A.-Zone 7) wie im Profil Klauskogelbach oder im Profil am Forstweg zur Landneralm.

4. Ergebnisse

Die biostratigraphischen Einstufungen mit Hilfe von Radiolarienfaunen zeigen, daß es sich bei den hier auftretenden Kieselsteinen (Kieselkalke, Radiolarit, Kiesel-schiefer und Mergel) nicht um Allgäuschichten des Sinemurium handelt, sondern um Radiolarite der Ruhpolding Gruppe (GAWLICK & DIERSCHKE in Vorb.).

Die Sedimentation beginnt im südlichen Bereich im Ober-Bathonium bzw. Bathonium/Callovium-Grenzbereich und reicht bis in das mittlere Callovium. Eingelagerte Brekzienkörper enthalten hier in diesem Bereich keine Hallstätter Komponenten, sondern nur parautochthones Material (vgl. Abb. 8), das wahrscheinlich vom Rücken der Dachstein Decke herzuleiten ist.

Die im nördlichen Bereich auftretenden schwarzen Radiolarite, die die Matrix der Hallstätter Gesteine bilden, weisen ein Alter von Mittel- bis Ober-Oxfordium auf und sind von den südlichen, älteren Radiolarit-Vorkommen durch eine West-Ost streichende Störung getrennt.

Durch diese Ergebnisse kann gezeigt werden, daß eine lithofazielle Ansprache im Gelände und die mikrofazielle Charakteristik sowie eine biostratigraphische Einstufung allein nicht ausreichen, um die in den Nördlichen Kalkalpen auftretenden Kieselsteinen näher zu charakterisieren bzw. einer bisher bekannten Formation bzw. einer bekannten Schichtfolge zuzuordnen.

Auf Grund der litho- und mikrofaziellen Ausbildung der kieseligen Sedimente im südlichen Bereich der Hallstätter Zone westlich von Hallstatt im Hangenden der Dachstein Decke und der Analyse der in dieser Folge auftretenden Brekzienkörper entsprechen diese Kieselsteinen weitgehend den Tauglbodenschichten der inneren Osterhorngruppe (SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973, DIERSCHKE 1980, GAWLICK et al. dieser Band), sind aber deutlich älter als diese. Auf Grund der biostratigraphischen Einstufung sind die hier auftretenden Kieselsteinen stratigraphisch am ehesten mit den Strubbergsschichten des Lammer Beckens zu vergleichen (GAWLICK & SUZUKI 1999), unterscheiden sich von diesen aber durch einen anderen Komponentenbestand in den Brekzienkörpern (GAWLICK 1996). Hallstätter Komponenten konnten in den hier auftretenden Brekzienkörpern nicht nachgewiesen werden. Vielmehr handelt es sich um

parautochthones Material, das wahrscheinlich von der Dachstein Decke herzuleiten ist.

Deshalb können die hier, im Hangenden der Dachstein Decke, auftretenden Kieselsteinen mit ihren Brekzienkörpern mit parautochthonem Komponentenbestand keinen der bisher bekannten Schichtfolgen der Ruhpoldinger Radiolarit Gruppe zugeordnet werden. Für diese Sedimentabfolge, die ein stratigraphisches Alter vom Bathonium/Callovium-Grenzbereich an bis in das mittlere Callovium umfaßt und Brekzienkörper mit parautochthonem Komponentenbestand ohne pelagische Hallstätter Gesteine enthält, wird der Name **Klauskogelbachschichten** als Teil der Ruhpoldinger Radiolarit Gruppe eingeführt.

Die im nördlichen Bereich der Hallstätter Zone auftretenden Kieselsteinen, für die ein Oxfordium-Alter nachgewiesen werden konnte und die die Matrix der Hallstätter Gesteine der Hallstätter Zone westlich von Hallstatt bilden, können als Strubbergsschichten (vgl. GAWLICK 1996, GAWLICK & SUZUKI 1999) bezeichnet werden.

Damit konnte belegt werden, daß sich das Lammer Becken nach Osten in den Bereich der Hallstätter Zonen rund um die Dachstein Decke fortsetzt. Bisher wurde angenommen, daß die Hallstätter Zone westlich von Hallstatt der Dachstein Decke auflagert (vgl. MANDL 1998), was aber auf Grund dieser Befunde und der Ergebnisse von GAWLICK (1996) neu geprüft werden muß.

Dank

Wir bedanken uns bei den Österreichischen Bundesforsten für die Fahrgenehmigung im Bereich der Klausalm. Herr Dr. V. Diersche (Sulzfeld/M.) las kritisch das Manuskript und gab zahlreiche Hinweise. Herrn Prof. Dr. W. Frisch (Tübingen) danken wir für kritische Diskussionen im Gelände.

Ausblick

Die kieseligen Sedimente in den Nördlichen Kalkalpen stellen den Schlüssel für das Verständnis der geodynamischen Vorgänge im späten Mittel- und frühen Ober-Jura des gesamten Tethysnordwestrandes dar. Ein gesichertes und klar definiertes Inventar an Schichtnamen bzw. Formationsnamen für diese Serien fehlt aber bisher.

Mit den Klauskogelbachschichten wurde jetzt neben den Tauglbodenschichten (jetzt Tauglboden Formation - GAWLICK et al. dieser Band) und den Strubbergsschichten (GAWLICK 1996, GAWLICK & SUZUKI 1999) ein weiteres klar definiertes Schichtglied der Ruhpoldinger Radiolarit Gruppe definiert.

Für die Definition weiterer Schichtglieder ist neben dem genauen stratigraphischen Alter auch eine genaue Kenntnis des Komponentenbestandes der in die kieseligen Sedimente eingelagerten Brekzienkörper unerlässlich (vgl. MISSONI et al. in Druck - Sillenkopfschichten)

Diese Arbeiten bilden die Basis für die weitere Zuordnung

bzw. Abgrenzung der kieseligen Sedimente in den Nördlichen Kalkalpen und sind die Grundlage für die Rekonstruktion der geodynamischen Vorgänge im späten Mittel- und Ober-Jura.

Literatur

- AITA, Y. (1987): Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of Shikoku with reference to selected sections in Lombardy Basin and Silicy. - Sci. Rep. Tohoku Univ, Series 2: Geology, **58**: 1-91, Sendai.
- BAUMGARTNER, P.O. (1980): Late Jurassic Hagiastriidae and Patulibracchiidae (Radiolaria) from the Argolis Peninsula (Peloponnesus, Greece). - Mém. de la Soc. Helv. des Sci. Natur., **99**: 1-111.
- BAUMGARTNER, P.O. (1984): A Middle Jurassic-Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites. - Eclogae geol. Helv., **77**: 729-837, Basel.
- BAUMGARTNER, P.O., BARTOLINI, A., CARTER, E.S., CONTI, M., CORTESE, G., DANELIAN, T., DE WEVER, P., DUMITRICA, P., DUMITRICA-JUD, R., GORICAN, S., GUEX, J., HULL, D.M., KITO, N., MARCUCCI, M., MATSUOKA, A., MURCHEY, B., O'DOGHERTY, L., SAVARY, J., VISHNEVSKAYA, V., WIDZ, D. & YAO, A. (1995): Middle Jurassic to Early Cretaceous radiolarian biochronology of Tethys based on Unitary Associations. - Micropaleontology, **26**: 274-322, New York.
- BLOME, C. (1984): Middle Jurassic (Callovian) radiolarians from carbonate concretions, Alaska and Oregon. - Micropaleontology, **30**: 343-389, New York.
- CONTI, M. & MARCUCCI, M. (1991): Radiolarian assemblage in the Monte Alpe cherts at Ponte di Lagoscuro, Val Graveglia (eastern Liguria, Italy). - Eclogae Geol. Helv., **84**: 791-817, Basel.
- DE WEVER, P. (1981): Une nouvelle sous-famille, les Poulpinae, et quatre nouvelles espèces de Saitaum radiolaires, mesozoïques tethysiens. - Geobios, **14**: 5-15.
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. - Geotekt. Forsch., **58**: 1-217, Stuttgart.
- DUMITRICA, P. (1970): Cryptocephalic and cryptothoracic Nasselaria in Mesozoic deposits, Romania. - Rev. Roumaine de Geol. Geophys. Geog. (ser. Geol.), **14**: 45-124, Bukarest.
- GAWLICK, H.-J. (1996): Die früh-oberjurassischen Brekzien der Stubbergschichten im Lammertal - Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **39/40**: 119-186, Wien.
- GAWLICK, H.-J. & SUZUKI, H. (1999): Zur stratigraphischen Stellung der Stubbergschichten in den Nördlichen Kalkalpen (Callovium-Oxfordium). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **211**: 233-262, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H., VORTISCH, W. & WEGERER, E. (1999): Zur stratigraphischen Stellung der Tauglbodenschichten der Typlokalität in der Osterhorngruppe (Nördliche Kalkalpen, Ober-Oxfordium - Unter-Tithonium). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **42**: 1-20, Wien.
- GRILL, I. & KOZUR, H. (1986): The first evidence of the *Unuma echinatus* radiolarian zone in the Rudabanya Mts. (northern Hungary). - Geol. Pal. Mitt. Innsbruck, **13**: 239-275, Innsbruck.
- HULL, D.M. (1997): Upper Jurassic Tethyan and southern boreal radiolarians from western North America. - Micropaleontology, **43**, suppl. 2: 1-202, New York.
- KOCHER, R.N. (1981): Biochronostratigraphische Untersuchungen oberjurassischer radiolarienführender Gesteine, insbesondere der Südalpen. - Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich, N.F., **234**: 1-184, Zürich.
- MANDL, G.W. (in Druck): Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteinregion. - Geol.B.-A. (Wien).
- MANDL, G.W. (1998): Geologische Karte der Dachsteinregion, 1:50.000. - Geol. B.-A., Wien.
- MATSUOKA, A. (1983): Middle and Late Jurassic Radiolarian Biostratigraphy in the Sakawa and Adjacent Areas, Shikoku, Southwest Japan. - Journ. Geosci. Osaka City Univ., **26**: 1-48, Osaka.
- MATSUOKA, A. (1984): Late Jurassic four-segmented nasselarians (Radiolaria) from Strikoku, Japan. - Journ. Geosci. Osaka City University, **27**: 143-153, Osaka.
- MATSUOKA, A. (1986): Tricolocapsa yaoi assemblage (Late Jurassic radiolarians) from the Togano Group in Shikoku, Southwest Japan. - Journ. Geosci. Osaka City Univ., **29**: 101-115, Osaka.
- MATSUOKA, A. & YAO, A. (1985): Latest Jurassic radiolarians from the Torinosu Group in Southwest Japan. - Journ. Geosci. Osaka City Univ., **28**: 125-145, Osaka.
- MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., DIERSCHKE, V. & GAWLICK, H.-J. (in Druck): Alter, Fazies und Komponentenbestand der polymikten Brekzienkörper in oberjurassischen Kieselsedimenten im Bereich des Königssees (Sillenköpfe, Abwärtsgraben, Funtensee) und deren Bedeutung für die Rekonstruktion der oberjurassischen Tektonik in den Nördlichen Kalkalpen (Berchtesgadener Land, Deutschland). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **43**: 000-000, Wien.
- MIZUTANI, S. & KIDO, S. (1983): Radiolarians in Middle Jurassic siliceous shale from Kamiyasa, Gifu Prefecture, Central Japan. - Transactions and Proceedings of the Paleontological Society of Japan, New Series, **132**: 253-263.
- OZVOLDOVA, L. (1975): Upper Jurassic radiolarians from the Kisuca Series in the Klippen Belt. - Zapadne Karpaty, Ser. Paleont., **1**: 73-86.
- PESAGNO, E.A. Jr. (1977): Upper Jurassic radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges. - Micropaleontology, **23**: 56-113, New York.
- RIEDEL, W.R. & SANFILIPPO, A. (1974): Radiolaria from the Southern Indian Ocean, DSDP Leg 26. - (In: DAVIS, T.A., LUYENDYK, B.P. et al. (Eds.): Initial Reports of Deep Sea Drilling Projekt), **26**: 771-814, (U.S. Government Printing Office) Washington.
- RÜST, D. (1885): Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura. - Palaeontographica, **31**: 269-321, Stuttgart.
- SCHÄFFER, G. (1971): Die Hallstätter Triasentwicklung um den Plassen (Oberösterreich). - Unveröffentl. Dissertation Univ. Wien, 1-198, Wien.
- SCHÄFFER, G. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 ÖK 96 Bad Ischl. - Geol. B.-A., Wien.
- SCHLAGER, M. & SCHLAGER, W. (1969): Über die Sedimentationsbedingungen der jurassischen Tauglbodenschichten (Osterhorngruppe, Salzburg). - Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. 1, **106**: 178-183, Wien.
- SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M. (1973): Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglbodenschichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). - Sedimentology, **20**: 65-89, Amsterdam.
- TAN, S.H. (1927): Over de samenstelling en het ontstaan van krijten mergelgesteenten van de Molukken. - Jb. van het mijnwezen in Nederlands-Indie, **55**: 5-165, Batavia (Djakarta).
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2. - 1-710, (Deuticke) Wien.
- WU, H. (1993): Upper Jurassic and Lower Cretaceous radiolarians of Xialu chert, Yarlung Zangbo ophiolite belt, southern Tibet. - (In: BLUEFORD, J. & MURCHEX, B. (Eds.): Radiolaria of giant and subgiant fields in Asia), Micropaleontology Press Special Publication, **6**: 115-136, New York.
- YAO, A. (1979): Radiolarian fauna from the Mino belt in the northern part of the Inuyama area, central Japan, part II: Nasselaria 1. - Journ. Geosci., Osaka City University, **22**: 21-72, Osaka.

Sedimentologie und Mikrofazies des gebankten Dachsteinkalkes der Julischen Alpen Sloweniens (Obertrias)

Sedimentology and microfacies of the bedded Dachstein limestone of the Julian Alps in Slovenia (Late Triassic)

Von

Ute SATTLER & Jürgen SCHLAF

mit 1 Abbildung und 2 Tafeln
with 1 figure and 2 plates

Schlüsselwörter:

Obertrias
Dachsteinkalk
Loferer Zyklil
Caliche
Julische Alpen

Keywords:

Late Triassic
Dachstein formation
"Lofer" cyclothem
Caliche
Julian Alps

Anschrift der Verfasser, addresses of the authors:

Mag. UTE SATTLER
Institut für Geologie
Universität Wien
Althanstrasse 14
A-1090 Wien
Österreich.
E-mail: a9100789@unet.univie.ac.at

Dr. JÜRGEN SCHLAF
Schlumberger Geco-Prakla
Bjergstedveien 1
N-4001 Stavanger
Norwegen.
E-mail: juergen@stavanger.geco-prakla.slb.com

Inhalt

Zusammenfassung, Abstract.....	110
1. Geographische Lage und Geologischer Rahmen.....	111
2. Mikrofazies und Sedimentologie.....	111
3. Environment.....	113
4. Diskussion.....	114
5. Schlußfolgerungen.....	115
Dank.....	115
Literatur.....	115

Contents

Zusammenfassung, Abstract.....	110
1. Geographic and geological overview.....	111
2. Microfacies and Sedimentology.....	111
3. Environment.....	113
4. Discussion.....	114
5. Results.....	115
Acknowledgements.....	115
References.....	115

Zusammenfassung

Der gebankte Dachsteinkalk im bearbeiteten Gebiet der Julischen Alpen NW Sloweniens wurde in peritidalem, lagunären Environment abgelagert. Wie auch in den Nördlichen Kalkalpen Österreichs zeigt er die von FISCHER (1964, 1975) beschriebene Loferer Zyklis. Im Bereich der Triglav-Nordwand erreicht er über 1000 m Mächtigkeit. Glied C des gebankten Dachsteinkalkes besteht aus 0.5 bis 3 m mächtigen Bänken. Mikrofazial handelt es sich überwiegend um peloidreiche Wackestones und Packstones und um Bindstones mit Onkoiden, die flaches Subtidal anzeigen. Glied B wird von 10 bis 30 cm mächtigen, meist dolomitischen, Bänken gebildet, die zwischen die Bänke von Glied C eingeschaltet sind. Dabei handelt es sich um Bindstones mit loferitischen Hohlräumen, wie sie typisch für intertidale Ablagerungen sind. Glied A des gebankten Dachsteinkalkes ist in den Julischen Alpen erheblich anders ausgebildet, als in den Nördlichen Kalkalpen. Das Charakteristikum des Gliedes A der Julischen Alpen sind Calichebildungen in Form von dezimeter-mächtigen Horizonten aus Krusten, Platten und Pisoiden. Calichebildungen sind aus den gebankten Dachsteinkalken der Nördlichen Kalkalpen nicht bekannt. Weiters sind (wie auch in den Nördlichen Kalkalpen) bunte Mergel zu beobachten, die als Hohlraum- und Spaltenfüllungen, in Form von Lagen und als Matrix von Brekzien auftreten.

Calichebildungen sind indikativ für arides bis semiarides Klima. Das häufige Vorkommen von Caliche in den Julischen Alpen weist darauf hin, daß sich diese zur Zeit der Obertrias unter arideren klimatischen Bedingungen befunden haben könnten als die Karbonatplattformen der Nördlichen Kalkalpen.

Abstract

In the area investigated, bedded carbonates of the Dachsteinformation were deposited in a peritidal, lagoonal environment. They show "Lofer" cyclothems, just like the bedded limestones of the Dachsteinformation in the Northern Calcareous Alps of Austria, described by FISCHER (1964, 1975). In the northern face of Mt. Triglav, the bedded limestones of the Dachsteinformation crop out with a thickness of more than 1000 m. Member C of the "Lofer" cyclothem consists of 0.5 to 3 m thick beds of peloid-wackestones and packstones as well as onkoid-bindstones, all indicating shallow, subtidal environment. Member B consists of 10 to 30 cm thick beds of mostly dolomitic bindstones with loferitic pores. The beds of member B are intercalated with the beds of member C. Bindstones with loferitic pores indicate an intertidal environment. Whereas members C and B of the "Lofer" cyclothems in the Julian Alps have very similar microfacies to the equivalent members in the Northern Calcareous Alps, described by FISCHER (1964, 1975), member A shows major differences in microfacies. Member A of the "Lofer" cyclothems in the Julian Alps is very often developed as caliche-pisoids and crusts. Caliche has not been described from the Dachsteinformation of the Northern Calcareous Alps. Member A of the "Lofer" cyclothem of the Julian Alps, also shows red, green and brown marly sediment, comparable to those in the Northern Calcareous Alps.

Caliche indicates arid to semi-arid climates. The fact that caliche-pisoids and crusts dominate member A of the "Lofer" cyclothem of the Julian Alps whereas they are absent in the Northern Calcareous Alps might be explained by climatic differences: the carbonate platform of the Julian Alps could have been situated in a more arid position than the Northern calcareous Alps, during Late Triassic.

1. Geographische Lage und Geologischer Rahmen

Die bearbeiteten Dachsteinkalke befinden sich im Triglav-Nationalpark in den Julischen Alpen NW Sloweniens. Das Arbeitsgebiet umfasst den Nordostteil des Triglavmassivs am Ende des Vrata-Tals sowie das Gebiet des Kriski Podi. Im Einzelnen sind das die Triglav-Nordwand, die Gipfel Cmir, das Gebiet des Lukna-Sattels, die Gipfel Bovski Gamsovec, Stenar, Kriz, sowie das Gebiet um die Hütte Pogacnikov dom (s. Abb.1).

Im bearbeiteten Gebiet sind die Dachsteinkalke gebankt,

massig oder in Form eines progradierenden Plattformrandkomplexes mit 500 m mächtigen Hangklimoformen (SCHLAF et al. 1997) ausgebildet. Diese Arbeit beschäftigt sich ausschließlich mit Sedimentologie und Mikrofazies des gebankten Dachsteinkalks und geht nicht auf die Verbreitung der Dachsteinkalke ein. Die gebankten Dachsteinkalke verzahnen mit dem progradierenden Plattformrand, den sie überlagern. Es kann daher angenommen werden, daß sie zeitgleich beziehungsweise nach den Plattformrandkarbonaten abgelagert wurden. Der progradierende Plattformrandkomplex konnte mit Hilfe von Conodonten ins Nor (Lac 1/II) gestellt werden. Für den gebankten Dachsteinkalk der Julischen Alpen, wird hier norisches Alter angenommen.

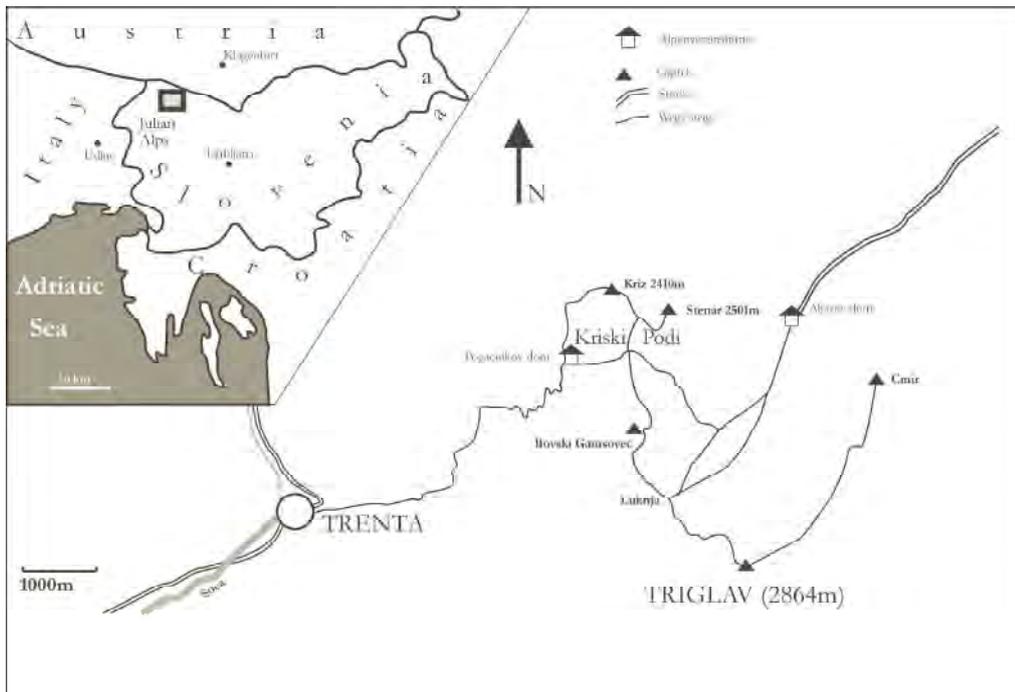


Abb.1: Geographische Lage des Arbeitsgebietes.

Fig. 1: Geographic position of the study area.

2. Mikrofazies und Sedimentologie

Der gebankte Dachsteinkalk der Julischen Alpen zeigt Loferer Zyklit. Wie auch in den Nördlichen Kalkalpen lassen sich die Glieder A, B, und C des Loferer Zyklithems unterscheiden, die in diesem Kapitel beschrieben werden.

GLIED C DES GEBANKTEN DACHSTEINKALKES

Lithologie (Tafel 1, Fig. 4)

Glied C des gebankten Dachsteinkalks wird von 0.5 bis 3 m mächtigen Bänken aufgebaut, die intern ungeschichtet sind. Es überwiegen weiße bis hellgraue Wacke- bis Packstones, die sehr reich an Bioklasten sein können. Megalodontide Bivalven, die stets in Nestern angereichert sind, erreichen bis zu 20 cm Durchmesser. Auf der Gesteinsoberfläche befinden sich häufig runde Kalknollen, von bis zu 1 cm Durchmesser, die von dünnen Hornsteinhäutchen überzogen sind. Die Glieder B und C des gebankten Dachsteinkalkes werden von Spalten und Vugs durchsetzt, die

dem Glied A zugeordnet werden (Tafel 1, Fig. 4).

Mikrofazies

Es wurden im bearbeiteten Gebiet vier unterschiedliche Mikrofaziestypen unterschieden.

Mikrofaziestyp 1:

Wackestones mit Peloiden und feinkörnige Peloid-Packstones (Tafel 2, Fig. 1)

Es handelt sich dabei um ungeschichtete Wackestones, die in dicht gepackte, feine Peloid-Packstones übergehen. Die mikritischen Matrix läßt stellenweise erkennen, daß sie aus sehr dicht gepackten Peloiden besteht. Bei den Komponenten der Wackestones und Packstones überwiegen ebenfalls Peloiden.

Zum Teil handelt es sich bei den Peloiden um *fecal pellets* vom Typ *Parafavreina thronetensis* BRÖNIMANN. Daneben kommen Gastropoden, hyaline Foraminiferen, Echinoder-

menfragmente, Ostrakoden und nicht näher bestimmbare Schalen (fragmente) vor. Bei den hyalinen Foraminiferen überwiegen involutinide Formen, wie *Triasina hantkeni* MAJZON. Bei den Schalen kann man zwischen millimetergroßen, dicken Fragmenten und kleinen, dünnen, stark gebogenen Schälchen unterscheiden. Die Wacke- bis Packstones werden von zahlreichen Vugs durchsetzt, die dem Glied A zugeordnet werden.

Mikrofaziestyp 2:

Bindstones mit Onkoiden (Tafel 1, Fig. 1)

Charakteristisch für diesen Mikrofaziestyp sind Onkoide und große, mit Sparit verfüllte Hohlräume. Das Grundsediment ist ein peloidreicher Mikrit (Pelmikrit) mit wenigen Foraminiferen (überwiegend *Trochamina* sp.) und Ostrakoden.

Die Peloiden sind sphärisch bis elliptisch und zeigen randlich einen ausgeprägten Mikritsaum, der dunkler gefärbt ist als das Zentrum.

Die Onkoide können Durchmesser von über 1 cm aufweisen. Sie sind von stark mikritisierten, intern undeutlich laminierten Hüllen umgeben. Bei schwacher Mikritisierung kann man erkennen, daß die einzelnen Lamina aus feinkörnigen Peloiden aufgebaut sind. Die Kerne werden meist von büscheligen porostromaten Blaugrünalgen vom Typ *Cayeuxia/Ortonella*, Bivalvenschalen oder peloidreichen Aggregaten des Grundsediments gebildet. Stellenweise sind schichtparallele, unregelmäßige, dünne (0.2-0.4 mm) Mikritlagen zu beobachten.

Die Hohlräume sind sphärisch bis laminoid und zeigen Durchmesser bis zu 1 cm. Intern sind sie mit equigranularem, drusigen Kalzitcement ausgefüllt. Vereinzelt sind lange, schichtparallel angeordnete, mit Zement verfüllte Spalten zu beobachten. Die Oberfläche dieser Spalten ist nicht glatt, sondern zeigt zahlreiche Unregelmäßigkeiten in Form von vorspringenden Sedimentteilen.

Mikrofaziestyp 3:

Biogenreiche Packstones (Tafel 1, Fig. 2)

Bei den Bioklasten dieses Mikrofaziestyps dominieren Algen (Dasycladaceen und porostromaten Blaugrünalgen vom Typ *Cayeuxia/Ortonella*). Die Interpartikel Hohlräume sind mit einer Matrix, die aus feinen Peloiden und Mikrit besteht, oder mit kalzitischem Zement, ausgefüllt.

Neben den Algen setzen sich die Komponenten aus Foraminiferen (v. a.: Involutinida), verschiedenen Schalen sowie Peloiden und Rindenkörnern zusammen. Onkoide kommen vereinzelt vor.

Mikrofaziestyp 4:

Litho- und Bioklasten-Rudstones (Tafel 1, Fig. 3)

Die Litho- und Bioklasten erreichen bis zu 12 mm Durchmesser. Die Interpartikel Hohlräume sind vollständig mit Zement gefüllt.

Die Hohlräume sind tapetenartig mit feinkristallinem, bei-

gen Zement ausgekleidet. Die Hohlraumzentren größerer Hohlräume sind mit durchsichtigem, groben Sparit geschlossen. Kleine Hohlräume sind vollständig mit feinkristallinem, beige Zement ausgefüllt.

GLIED B DES GEBANKTEN DACHSTEINKALKES

Lithologie

Sedimente des Gliedes B des gebankten Dachsteinkalkes sind im Gelände als dünne (10-30 cm) Schichten zwischen den dezimeter- bis meter-mächtigen Bänken des Gliedes C eingeschaltet. Es handelt sich dabei um Loferite im Sinne von FISCHER (1964). Sie sind kalkig oder dolomitisch ausgebildet. Es überwiegen Dolomite, die im Gelände an ihrer hellen (weißen) Verwitterungsfarbe, und den zahlreichen loferitischen Hohlräumen erkennbar sind. Im frisch angeschlagenen Zustand haben sie beige-braune Farbe. Die zahlreichen loferitischen Hohlräume sind mit hellem Zement (Sparit) gefüllt, und heben sich deutlich vom umgebenden, beige-braunen Sediment ab.

Mikrofazies (Tafel 1, Fig. 5-8)

Mikrofaziell handelt es sich bei Glied B um Bindstones mit loferitischen Hohlräumen unterschiedlicher Gestalt. Das Grundsediment besteht aus Mikriten bis Pelmikriten, die häufig dolomitisiert sind und von zahlreichen Hohlräumen, teils schichtparallel, durchzogen werden. Die Bindstones beinhalten büschelige, porostromate Blaugrünalgen vom Typ *Cayeuxia/Ortonella*.

Die Hohlräume können rundliche, laminoide oder unregelmäßige Form haben. Sie sind schichtparallel, unregelmäßig oder senkrecht zur Schichtung angeordnet. Bei den laminoiden Fenstergefügen kann man zwischen LF-A- und LF-B-Typen nach MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK (1969) unterscheiden. Die Hohlräume sind meist mit equigranularem, drusigen Kalzitcement ausgefüllt. Manchmal sind sie geopetal gefüllt. Die geopetalen Hohlraumfüllungen bestehen meist aus kryptokristallinem Kalzit, der bei stärkster Vergrößerung noch den detritischen Charakter des Sediments erkennen läßt. In einigen Fällen besteht die geopetale Füllung aus größeren, hellen Sparitpartikeln oder aus Mudstones mit vereinzelt Ostrakoden. Die geopetalen Hohlraumfüllungen kommen oft gemeinsam mit gravitativen Zementen an der Hohlraumdecke vor. Die Hohlraumwände sind meist durch einen dünnen, stark mikritischen Saum ausgekleidet.

Das Sediment ist zum Teil hochdetritisch (vor allem bei Karbonaten mit Fenstergefügen, vom Typ LF-B) und beinhaltet zahlreiche mikritische Partikel. Diese Mikritpartikel sind sphärisch oder länglich und zeigen Korngrößen von 0.1 mm bis 1 cm. Sphärische Partikel, die intern aus Peloiden und anderen Karbonatklasten bestehen, erinnern stark an Aggregatkörner oder Grapestones. Größere Aggregatkörner zeigen eine diffus laminare Randzone und werden daher als Onkoide i. w. S., bezeichnet.

Die Schichten des Gliedes B des gebankten Dachsteinkalkes sind fossilarm und zeigen eine sehr eingeschränkte Fauna.

Neben den porostromaten Blaugrünalgen vom Typ *Cayeuxia/Ortonella* sind Ostrakoden, hyaline, agglutinierende und miliolide Foraminiferen, Gastropoden sowie Schalenfragmente zu beobachten.

GLIED A DES GEBANKTEN DACHSTEINKALKES

Lithologie und Mikrofazies

Glied A des gebankten Dachsteinkalks ist in den Julischen Alpen sehr vielfältig ausgebildet. Rote, grüne und braune Mergel kommen als zentimeter-mächtige Lagen, als Hohlraumfüllungen sowie als Matrix von dünnen, brekziösen Einschaltungen vor (wie auch bei FISCHER 1964, 1975). Die mergelgefüllten Hohlräume befinden sich überwiegend in den Karbonaten des Gliedes C, untergeordnet auch im Glied B. Das Glied A des gebankten Dachsteinkalks der Julischen Alpen ist aber auch durch Calichebildungen charakterisiert.

Mergel des Gliedes A des gebankten Dachsteinkalkes (Tafel 2, Fig. 1)

Die Mergel haben rote, grüne oder braune Farbe. Mikrofazial handelt es sich um homogene Mudstones und Wackestones, in denen man doppelschalige Ostrakoden und einzelne, dünne, gebogene Schälchen findet.

Die Mergel bilden das Internsediment zahlreicher, unterschiedlicher Hohlräume, der Glieder C und B (seltener) des gebankten Dachsteinkalkes. Am auffälligsten sind die bis zu 20 cm großen Vugs am Bovski Gamsovec. Sie haben meist unregelmäßige Form und bilden im Gipfelbereich des Bovski Gamsovec ein Netz aus kommunizierenden Hohlräumen. Es gibt auch Horizonte mit schichtparallel angeordneten Vugs. Die Mergel sind geopetal in die Hohlräume eingefüllt. Die Resthohlräume sind mit mehreren Bändern aus beigem, radiaxial-fibrösem Zement ausgekleidet, der zum Hohlraumzentrum von durchsichtigem, radiaxial-fibrösem Zement abgelöst wird. Die Grenzen zwischen den einzelnen Zementbänder sind rot gesäumt (Drucklösung?). Einige Vugs sind vollständig mergel- andere vollständig zementgefüllt.

Die Mergel treten untergeordnet auch als zentimeter-mächtige Lagen und als Hohlraumfüllungen in loferitischen Hohlräumen des Gliedes B auf. Die loferitischen Hohlräume können durch Lösung erweitert sein.

Calichebildungen des Gliedes A des gebankten Dachsteinkalkes (Tafel 2, Fig. 2-3)

Es werden allochthone und autochthone Calichebildungen unterschieden:

- autochthone Calichebildungen: Dabei handelt es sich um zentimeter-mächtige Bänke, die ausschließlich aus normal und invers gradierten Pisoidlagen bestehen. Mikrofazial handelt es sich um Pisoid-Rudstones. An den Decken der Interpartikelhohlräume der Rudstones befinden sich häufig gravitative Zemente. Diese Ze-

mente bestehen aus ähnlichen Kalzitlagen, wie die Hüllen der PISOIDE. Die Calichebänke sind eng mit unregelmäßigen Calichekrusten und Platten assoziiert, weshalb sie als autochthon betrachtet werden.

- Allochthone Calichebildungen: In einigen Bänken liegen die Calichepisoiden in geringerer Konzentration vor und sind nicht mit Calichekrusten und Platten assoziiert. Sie kommen auch in Sedimenten vor, die eindeutig marin gebildet wurden, und keine Anzeichen subaerischer Exposition zeigen.

Die PISOIDE sind meist größer als 2 mm und aus mehreren konzentrischen Lagen aufgebaut, die in der Regel aus feinkristallinem Kalzit bestehen. Dadurch bekommen die Lagen ein milchig-trübes Aussehen. Einige wenige Lagen bestehen aus grobkörnigen (Kristallgröße bis 0.8 mm) Dolomitrhomboedern. Im Gegensatz zu den feinkristallinen Lagen erscheinen die dolomitischen Lagen hell-durchscheinend. Die einzelnen Pisoidlagen sind immer wieder durch dünne (0.01 mm), dunkle Säume gegeneinander abgegrenzt. Die Mächtigkeit der Pisoidlagen schwankt, außerdem sind diese nicht immer streng konzentrisch, sondern verlieren sich oder stoßen an den Pisoidkern. Die Kerne werden von büscheligen, porostromaten Blaugrünalgen vom Typ *Cayeuxia/Ortonella* oder von Pisoidbruchstücken gebildet.

Brekzien des Gliedes A des gebankten Dachsteinkalkes (Tafel 1, Fig. 8)

Die Brekzien des Gliedes A sind komponentengestützt. Die Komponenten haben Millimeter- bis Zentimetergröße. Sie werden von bioklastischen Grainstones, peloidreichen Klasten und Klasten, die ausschließlich aus Zement bestehen, gebildet. Die Matrix wird von den bunten Mergeln des Gliedes A gebildet. Sie beinhaltet stellenweise dünne Schälchen (Ostrakoden?).

3. Environment

Bei **Glied C des gebankten Dachsteinkalkes** handelt es sich um Ablagerungen des flachen Subtidals. Während die Wacke- und Packstones von Mikrofaziestyp 1 aufgrund der dünnchaligen Fossilien (Ostrakoden, hyaline Foraminiferen) und des Mikritgehaltes niedrigerenergetischem Environment zugeordnet werden, zeigen die Litho- und Bioklasten-Rudstones von Mikrofaziestyp 4 deutlich höhere Wasserenergie an. Es kam bei deren Bildung zur Aufarbeitung und Umlagerung von bereits verfestigtem Sediment. Mikrit wurde vollständig ausgewaschen.

Die Bindstones mit Onkoiden von Mikrofaziestyp 2 des Gliedes C wurden in flachmarinen Tümpeln und Buchten mit eingeschränkter Zirkulation gebildet. Ein peloidreiches Grundsediment wurde hier von Algen durchsetzt und bewachsen.

Als Bildungsmilieu für Karbonate des **Gliedes B des gebankten Dachsteinkalkes**, die von loferitischen Hohlräumen durchsetzt sind kann man intertidale bis supratidale

Marinbereiche annehmen (FLÜGEL 1982). Fenstergefüge können auf Krypto-Algen-Gefüge, auf Schrumpfungerscheinungen oder auch auf Gas- und Wasserblasenbildung im Sediment zurrückgeführt werden (FLÜGEL 1982). Die Anwesenheit von porostromaten Blaugrünalgen vom Typ *Cayeuxia/Ortonella* sowie, die mikritischen Hohlraumränder, lassen zumindest eine teilweise Entstehung der Hohlräume durch Algentätigkeit, sogenannte Krypto-Algen-Gefüge, vermuten.

Bei den Sparitpartikeln, die geopetal in Hohlräume der Sedimente des Gliedes B eingefüllt sind, handelt es sich um erodierte Hohlraumzemente, die gemeinsam mit den gravitativen Zementen an den Hohlraumdecken auf vadose Bedingungen weisen. Laminoide und senkrecht zur Schichtung verlaufende Hohlräume können als *sheet cracks* und *prism cracks* interpretiert werden, die durch Austrocknung entstanden sind.

Die Genese der mergelgefüllten Hohlräume des **Gliedes A des gebankten Dachsteinkalkes** kann man durch Lösungsvorgänge erklären (= Verkarstung). Horizonte mit schichtparallel verlaufenden Hohlräumen werden von FISCHER (1964) als Lösungserscheinungen entlang eines ehemaligen Süßwasser-Grundwasserspiegels interpretiert. Unterschiedliche Auffassungen gibt es bezüglich der bunten Mergel, die sowohl als Internsediment der Vugs als auch in Form dünner Lagen (sehr selten) vorkommen. Die bunten Mergel werden hier nur teilweise als Residualsediment von Paläobodenbildungen angesehen. FISCHER (1964) leitet die Herkunft der Mergel aus Emersionshorizonten ab, die sich unmittelbar im Hangenden der Vugs befinden. ENOS et al. (1998) zeigten, daß die Mergel aus viel höheren stratigraphischen Einheiten stammen können. Im bearbeiteten Gebiet wurden auch (wenn auch nur sehr selten und sehr geringmächtig ausgebildet) lateral beständige Mergellagen beobachtet, welche hier als Emersionshorizonte interpretiert werden. Man kann sich vorstellen, daß die Mergel in die Lösungshohlräume gespült wurden. Verbleibende Resthohlräume wurden mit mehreren Bändern aus submarinem Kalzit zement geschlossen.

Die Brekzien entsprechen dem basalen Konglomerat von FISCHER (1964), beziehungsweise der Basalbrekzie von PILLER (1976).

Eine Besonderheit der Julische Alpen ist das Vorkommen von Calichebildungen im Glied A des gebankten Dachsteinkalkes. Es ist zu unterscheiden, ob die Pisoidvorkommen allochthon oder autochthon sind. Die Autochthonvorkommen zeigen an, daß Teile der Dachsteinkarbonatplattform trockengefallen sind, und daß es dadurch zur Bildung von karbonatischen Böden (= Caliche) gekommen ist. Die Bildung von Caliche ist an semiaride bis aride Klimate mit jährlichen Niederschlagsmengen von 100-500 mm gebunden (REEVES 1976, LEEDER 1982, BLATT & TRACY 1996). Jene Pisoide, die in Sedimenten vorkommen, die keinerlei Hinweise auf vadose Diagenese zeigen, können als allochthon gedeutet werden. Folglich wurden die Pisoide von ihrem Bildungsort, nämlich subaerisch exponierten Bereichen mit karbonatischer Bodenbildung, abgetragen und in subtidale Bereiche unterschiedlicher Fazies verfrachtet.

4. Diskussion

Zyklische Sedimentation

Der Dachsteinkalk der Julischen Alpen wurde in peritidalem Environment abgelagert. Er setzt sich aus Karbonaten des flachen Subtidals (Glied C) und intertidalen Sedimenten (Glied B) zusammen, wobei das Subtidal die Hauptmasse des Gesteins bildet. Glied A des gebankten Dachsteinkalkes belegt, daß die Karbonatplattform subaerisch exponiert wurde. Der gebankte Dachsteinkalk der Julischen Alpen zeigt Loferyklotheme wie sie in zahlreichen Arbeiten aus unterschiedlichen Gebieten beschrieben wurden (u. a.: SANDER 1936, 1951, SCHWARZACHER 1948, 1951, FISCHER 1964, 1975, BOSSELLINI 1967, HAAS 1982, 1991, 1994, OGORELEC & ROTHE 1992, HAAS & BALOG 1995, SATTERLEY & BRANDNER 1995, ENOS et al. 1998). Für die Ausbildung zyklischer Sedimente werden für den Dachsteinkalk unterschiedliche Mechanismen vorgeschlagen. GOLDHAMMER et al. (1990), HAAS (1994) und REIJMER et al. (1994) gehen von allozyklischen, orbital gesteuerten Prozessen aus, die zum zyklischen Auftauchen und Überfluten der Karbonatplattform führten. SATTERLEY (1996) zeigte allerdings am Beispiel des Steinerenen Meers und des Hochkönig Massivs (Nördliche Kalkalpen), daß autochthone, sedimentäre Prozesse zur Ausbildung zyklischer Abfolgen führen können. Nach SATTERLEY (1996) wurde der gebankte Dachsteinkalk im Nordalpinen Raum in lagunärem Environment abgelagert. Das flache Subtidal wurde durch zahlreiche fleckenartig verteilte Supratidalbänke gegliedert. Durch laterale Akkretion und Migration der Supratidalbänke entstanden die Loferer Zyklen. Ein ähnliches tidal-flat island System erscheint auch für den gebankten Dachsteinkalk der Julischen Alpen wahrscheinlich, bedarf aber noch näherer Untersuchungen.

Calichebildungen und ihre Aussagekraft für das Paläoklima

Glied C und Glied B des gebankten Dachsteinkalkes der Julischen Alpen zeigen kaum mikrofaziale Unterschiede zum gebankten Dachsteinkalk der Nördlichen Kalkalpen. Das Charakteristikum des Gliedes A des gebankten Dachsteinkalkes der Julischen Alpen sind Calichebildungen in Form von Krusten, Platten und Pisoiden. Calichebildungen mit Pisoidhorizonten, treten in den Nördlichen Kalkalpen nie auf. Dort wird Glied A des gebankten Dachsteinkalkes meist von Basalbrekzien mit roten und grünen Mergeln (PILLER 1976, TOLLMANN 1976) gebildet.

Diese regional unterschiedliche Ausbildung des Gliedes A des gebankten Dachsteinkalkes kann seine Ursache in der unterschiedlichen Art der subaerischen Verwitterung haben. Caliche entsteht als Produkt karbonatischer Bodenbildung in ariden bis semiariden Klimaten (WRIGHT 1994). Die roten und grünen Mergel, welche im Glied A des gebankten Dachsteinkalkes der Nördlichen Kalkalpen überwiegen, werden als Residualsedimente von Paläoböden eines humideren Klimas angesehen. Die unterschiedliche Ausbildung des Gliedes A des gebankten Dachsteinkalkes der Julischen Alpen und der Nördlichen Kalkalpen weist dem-

nach auf unterschiedliche klimatische Bedingungen zur Zeit der Obertrias. Anzeichen für klimatische Unterschiede zwischen den Nördlichen Kalkalpen und den Julischen Alpen erscheinen bereits im Karn. Der hangende Wettersteinkalk der Nördlichen Kalkalpen zeigt Verkarstungserscheinungen, die im Zusammenhang mit einer großen Regression am Beginn der Reingrabener Wende stehen. Bearbeitete, karnische Profile in den Julischen Alpen zeigen keine Verkarstungen. Auch das Fehlen von Karst, während einer regressiven Phase wäre durch arideres Klima in den Julischen Alpen zu erklären.

5. Schlußfolgerung

Der gebankte Dachsteinkalk der Julischen Alpen zeigt Loferer Zyklus. Es handelt sich um peritidale Ablagerungen einer flachen Lagune. Während die Glieder B und C des Loferer Zyklus mit den von FISCHER (1964, 1975) beschriebenen Gliedern der Nördlichen Kalkalpen vergleichbar sind, zeigt Glied A in den Julischen Alpen eine regionale Besonderheit (Calichebildungen).

Unterschiede in der Verwitterung subaerisch exponierter Karbonatsedimente (Glieder A des Loferer Zyklus), in den Julischen Alpen und den Nördlichen Kalkalpen können Ausdruck für unterschiedliche paläoklimatische und paläogeographische Positionen dieser beiden Karbonat-areale sein. Die Julischen Alpen könnten demnach, zur Zeit der Obertrias in einem, gegenüber der Karbonatplattform der Nördlichen Kalkalpen, arideren Klimabereich situiert gewesen sein.

Dank

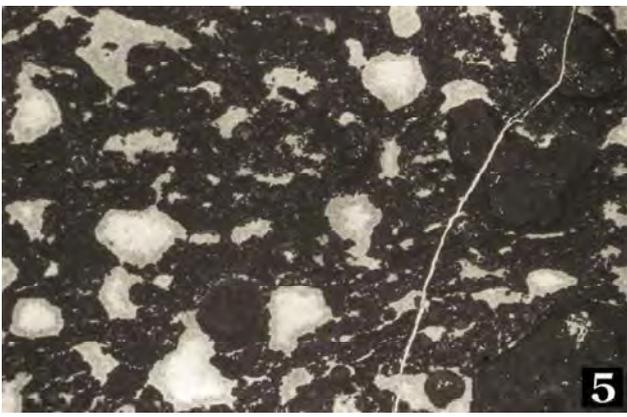
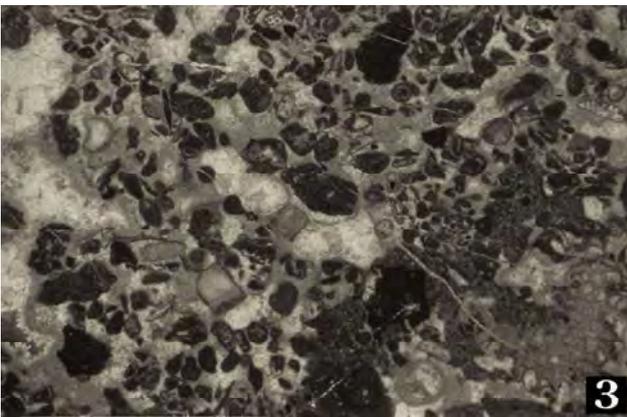
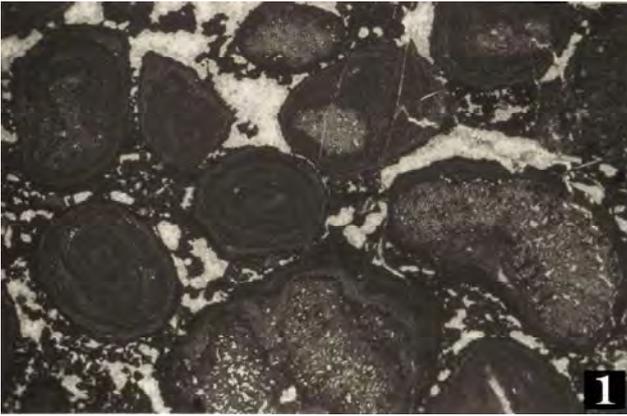
Die Autoren danken L. Krystyn für die Bestimmung der Conodonten, H. Rice für die Korrektur des Abstracts, R. Lein und W.E. Piller für die Unterstützung bei der Dünnschliffauswertung und C. Stocker für die rasche Entwicklung der Dünnschliffbilder.

Literatur

- BLATT, H. & TRACY, R.J. (1996): Petrology. - 1-529 (Freeman & Company) New York.
- BOSSELLINI, A. (1967): Torbiditi carbonatiche del Giurassico e loro significato geologico. - Ann. Univ. Ferrara, N.S., Sez. IX, Sci. Geol. Paleont., 4/8: 101-115, Ferrara.
- ENOS, P., SAMANKASSOU, L. & SAMANKASSOU, E. (1998): Loferer Cyclothem Revisited (Late Triassic, Northern Alps, Austria). - Facies, 38: 207-228, Erlangen.
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofer Cyclothem of the Alpine Triassic. - Geol. Surv. Kansas Bull., 1969, 107-149, Lawrence.
- FISCHER, A. G. (1975): Tidal Deposits, Dachsteinlimestone of the North Alpine Triassic. - (In: GINSBURG, R. N. (Ed.): Tidal deposits, a casebook of recent examples and fossil counterparts), 235-242, (Springer) New York.
- FLÜGEL, E. (1982): Microfacies Analysis of Limestones. - 1-633, (Springer) Berlin.
- HAAS, J. (1982): Facies analysis of the cyclic Dachstein Limestone Formation (Upper Triassic) in the Bakony Mountains Hungary. - Facies, 6: 75-84, Erlangen.
- HAAS, J. (1991): A basic model for Lofer cycles. - (In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (Eds.): Cycles and events in stratigraphy), 397-424 (Springer) New York.
- HAAS, J. (1994): Lofer cycles of the Upper Triassic Dachstein platform in the Transdanubian Mid-Mountains, Hungary. - Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ., 19: 303- 322, Oxford.
- HAAS, J. & BALOG, A. (1995): Facies characteristics of the Lofer cycles in the Upper Triassic Dachstein platform in the Transdanubian Range, Hungary. - Acta Geologica Hungarica, 38 (1): 1-36, Budapest.
- LEEDER, M.R. (1982): Sedimentology. - 1-344, (Allen & Unwin) London.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.U. & TOSCHEK, P.H. (1969): Karbonatsedimentologische Arbeitsgrundlagen (Begriffe, Erläuterungen, Hinweise). - Veröffentl. Univ. Innsbruck 8, Alpenkundliche Studien, 4: 32 S., Innsbruck.
- PILLER, W.E., (1976): Fazies und Lithostratigraphie des gebankten Dachsteinkalkes (Obertrias) am Nordrand des Toten Gebirges (S Grünau/Almtal, Oberösterreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 23: 113-152, Wien.
- REEVES, C.C. (1976): Caliche. Origin, Classification, Morphology and Uses. - 1-233, (Estacado Books) Lubbock, Texas.
- SANDER, B. (1936): Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias). - Tschermaks Min. Petrograph. Mitt., 48: 27-139, Leipzig.
- SANDER, B. (1951): Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper, 2.Teil. Die Korngefügemerkmale. - 1-409, (Springer) Wien-Innsbruck.
- SATTERLEY, A.K. & BRANDNER (1995): The genesis of Lofer cycles of the Dachstein Limestone, Northern Calcareous Alps, Austria. - Geol. Rundschau, 84: 287-292, Berlin.
- SATTERLEY, A.K. (1996): Cyclic carbonate sedimentation in the Upper Triassic Dachsteinlimestone, Austria: The role of patterns of sediment supply and tectonics in a platform-reef-basin system. - J. Sed. Res., 66: 307-323, Tulsa.
- SCHLAF, J., ZUSCHIN, M., PILLER, W. (1997): Origin and paleoenvironment of thick coquina accumulations on a Lower Norian (Upper Triassic) carbonate slope (Julian Alps, Slovenia). - Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 7-9: 1153-1166, Stuttgart.
- SCHWARZACHER, W. (1948): Über sedimentäre Rhythmik des Dachsteinkalkes am Lofer. - Verh. Geol. B.-A., 1947, (Heft 10-12): 176-188, Wien.
- SCHWARZACHER, W. (1951): Die Grossrhythmik des Dachsteinkalkes von Lofer. - Tschermaks Min. und Petr. Mitt., 4: 44-54, Leipzig.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums; Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Band 2. - 1-580, (Deuticke) Wien.
- WRIGHT, V.P. (1994): Palaeosols in shallow marine carbonate sequences. - Earth-Science Rev., 35: 367-395, Amsterdam.

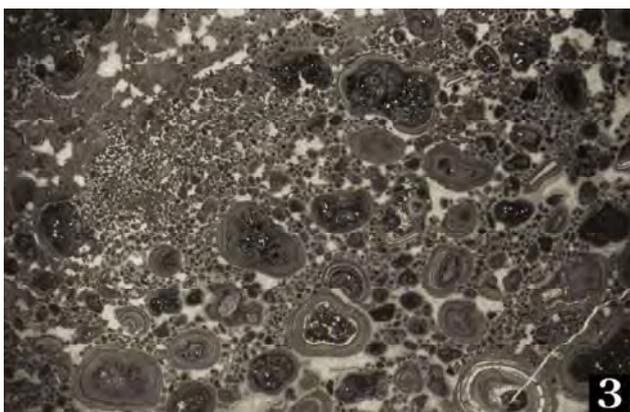
Tafel 1

- 1: Bindstone mit Onkoiden (Mikrofaziestyp 2 des Gliedes C des gebankten Dachsteinkalkes). Die Onkoide sind durch Sedimentstege aus Bindstones mit loferitischen Hohlräumen verbunden. Der Kern der Onkoide wird meist von porostromaten Blaugrünalgen oder Bivalvenschalen gebildet. Bildbreite: 2.5 cm.
 - 2: Biogener Packstone (Mikrofaziestyp 3 des Gliedes C des gebankten Dachsteinkalkes). Unter den Bioklasten dominieren Algen (Dasycladacea, rechts oben) und verschiedene Schalen. Die Interpartikel Hohlräume sind hier mit 2 Zementgenerationen gefüllt. Bildbreite: 2.5 cm.
 - 3: Litho- und Bioklasten-Rudstone (Mikrofaziestyp 4 des Gliedes C des gebankten Dachsteinkalkes). Bildbreite: 2,5 cm.
 - 4: Gebankte Dachsteinkalke: Bovski Gamsovec/Julische Alpen.
 - 5: Bindstone mit rundlichen, loferitischen Hohlräumen (Glie B des gebankten Dachsteinkalkes). Dieses Gestein kann auch als birds eye limestone bezeichnet werden. Bei den großen Klasten handelt es sich um stark mikritisierte Fragmente von porostromaten Blaugrünalgen. Bildbreite: 2.5 cm.
 - 6: Bindstone mit Onkoiden (Glie B des gebankten Dachsteinkalkes). Die mikritischen Hüllen der Onkoide sind (undeutlich) erkennbar. Die Onkoide sind über Sedimentbrücken miteinander verbunden. Bildbreite: 2.5 cm.
 - 7: Bindstone mit loferitischen Hohlräumen und porostromaten Blaugrünalgen vom Typ *Cayeuxia/Ortonella* (Glie B des gebankten Dachsteinkalkes). Die porostromaten Blaugrünalgen vom Typ *Cayeuxia/Ortonella* befinden sich in Lebensstellung. Bildbreite: 2.5 cm.
 - 8: Bindstone mit schichtparallelen Hohlräumen (Glie B des gebankten Dachsteinkalkes). Neben den schichtparallelen Hohlräumen (*sheet cracks*), sind die Poren auch senkrecht zur Schichtung angeordnet (*prism cracks*). Zahlreiche *sheet cracks* sind geopetal mit Feinsediment gefüllt. Bildbreite: 2.5 cm.
-
- 1: Bindstones with oncoids (microfaciestype 3 of member C of the "Lofer" cyclothem). Small sedimentbridges of loferitic bindstones connect the oncoids. Oncoid-centers consist of porostromate blue-green alga or bivalves. Size in width: 2.5 cm.
 - 2: Bioclastic Packstone (microfaciestype 3 of member C of the "Lofer" cyclothem). You can see Dasycladacea in the upper, right corner of the picture. Pores between the bioclasts are filled with two kinds of calcitic cement. Size in width: 2.5 cm.
 - 3: Rudstone with litho- and bioclasts (microfaciestype 3 of member C of the "Lofer" cyclothem"). Size in width: 2.5 cm.
 - 4: Bedded limestones of the Dachsteinformation: Bovski Gamsovec/Julian Alps.
 - 5: Bindstone with loferitic pores with round shapes = birds eye limestone (member B of the "Lofer" cyclothem"). The bigger clasts are porostromate blue-green alga, which are micritized. Size in width: 2.5 cm.
 - 6: Bindstone with oncoids. (member B of the "Lofer" cyclothem"). Oncoids consist of micritic envelopes and are connected to each other by bridges of sediment. Size in width: 2.5 cm.
 - 8: Bindstone with loferitic pores and in situ blue-green alga (*Cayeuxia/Ortonella*-type, of member B of the "Lofer" cyclothem"). Size in width: 2.5 cm.
 - 8: Bindstone with sheet cracks and prism cracks (member B of the "Lofer" cyclothem"). Sheet cracks have geopetal fillings of fine-grained sediment. Size in width: 2.5 cm.



Tafel 2

- 1: Peloidaler Pack- bis Wackestone (Mikrofaziestyp 1 des Gliedes C des gebankten Dachsteinkalkes). Das Sediment des Gliedes C wird von Poren (vugs) durchsetzt, die geopetal mit Internsediment verfüllt sind, und dem Glied A des gebankten Dachsteinkalkes zugeschrieben werden. Das Internsediment besteht aus bunten Mergeln. Restporen sind mit radiaxial-fibrösem Zement ausgekleidet, die Hohlraumzentren sind mit Blockzement geschlossen. Bildbreite: 2.5 cm.
 - 2: Autochthone Psoide des Gliedes A des gebankten Dachsteinkalkes. Die Psoide sind kalzitisch. Die Kerne sind meist Psoid-Fragmente. Die Hüllen sind nicht immer konzentrisch. Bildbreite: 1.5 cm.
 - 3: Allochthone Psoide des Gliedes A des gebankten Dachsteinkalkes: Die Kerne sind meist porostromate Blaugrünalgen vom Typ *Cayeuxia/Ortonella*. Die kalzitischen Hüllen wechsellagern mit (grobkristallinen) dolomitischen Hüllen. Bildbreite: 2.5 cm.
 - 4: Breckzie des Gliedes A des gebankten Dachsteinkalkes mit roter, mergeliger Matrix. Bildbreite: 2.5 cm.
-
- 1: Peloidal Pack- Wackestone (microfaciestype 3 of member C of the "Lofer" cyclothem). The sediment of member C includes vugs, which have geopetal fillings and are regarded as member A of the "Lofer" cyclothem. The fillings are red and brown marls. Remaining pores are closed with radiaxial-fibrous cement and blocky calcite. Size in width: 2.5 cm.
 - 2: Autochthonous Pisoids of member A of the "Lofer" cyclothem. Pisoids are calcitic. Centers consist of pisoid-fragments. Size in width: 1.5 cm.
 - 3: Allochthonous Pisoids (member A of the "Lofer" cyclothem): Pisoid centers are porostromat blue-green alga (*Cayeuxia/Ortonella-type*). Calcitic pisoid-envelopes are intercalated with dolomitic envelopes. Size in width: 2.5 cm.
 - 4: Breccia of member A of the "Lofer" cyclothem. The matrix of the breccia is a red, marly sediment. Size in width: 2.5 cm.



Über das Alter der Zone von Pfunds (Unterengadiner Fenster, Österreich/Schweiz)

The age of the Zone of Pfunds (Engadine window, Austria/Switzerland)

Von

Rufus J. BERTLE

Mit 7 Abbildungen und 1 Tafel
With 7 figures and 1 plate

Schlüsselwörter:

Unterengadiner Fenster
Zone von Pfunds
Orbitoides sp.
Calpionella sp.
Rhenodamubikum
Paläogeographie

Keywords:

Engadine Window
Zone of Pfunds
Orbitoides sp.
Calpionella sp.
Rhenodamubic realm
Paleogeography

Anschrift des Verfassers, address of the author:

RUFUS J. BERTLE

Institut für Geologie

Univ. Wien

Althanstraße 14

A-1090 Wien

Austria

email: a9506761@unet.univie.ac.at

Inhalt

Zusammenfassung, Abstract.....	120
1. Einleitung.....	120
2. Methoden.....	121
3. Fossilpunkte.....	122
4. Diskussion.....	123
Dank.....	125
Literatur.....	125

Contents

Zusammenfassung, Abstract.....	120
1. Introduction.....	120
2. Methods.....	121
3. Fossilpoints.....	122
4. Discussion.....	123
Acknowledgements.....	125
References.....	125

Zusammenfassung

In der tiefsten Einheit (Zone von Pfunds, früher Pfundser Serie) des Unterengadiner Fensters (UEF) konnten zwei Fossilfunde in den hochmetamorphen Bündnerschiefern des Penninikums gemacht werden. In der Schichtfolge am Saderer-Joch (früher Saderer-Joch-Serie) wurde *Orbitolina* sp. zusammen mit Calpionellen, *Quinqueloculina* sp., Crinoiden und Bryozoen gefunden. Dünnschliffe aus den hangendsten Anteilen der Schichtfolge am Piz Roz (früher Roz-Serie) enthielten *Orbitoides* (oder *Lepidorbitoides* ?) sp., *Globotruncana* ex gr. *arca*, *Quinqueloculina* sp., sowie Crinoiden und Bryozoen.

Die paläogeographische Bedeutung der Fossilfunde wird anschließend diskutiert. Argumente für eine Beheimatung des Rhenodanubikums im nordpenninischen Ozeanbereich werden vorgestellt.

Abstract

Two fossil findings are reported from the core of the Engadine window (Zone of Pfunds). *Orbitoides* sp. and *Globotruncana* ex gr. *arca* date parts of the formerly „Roz-Serie“ (now top of the „Zone of Pfunds“) as Maastrichtium or younger. From the Saderer Joch east of Nauders findings of *Orbitolina* sp. and *Calpionella* sp. were made. This fossil assemblage points to a Lower to Upper Cretaceous age of the sediments at the Saderer Joch.

Paleogeographic implications of the fossil findings are discussed. The Rhenodanubic realm of the western Eastern Alps is assumed to be of North Penninic origin.

1. Einleitung

Im Unterengadiner Fenster kommen die im Westen im

Gargellner Fenster (BERTLE 1972) unter die Silvretta-Decke abtauchenden penninischen Serien abermals zum Vorschein (Abb. 1).

Es lassen sich in Abwandlung von OBERHAUSER (1980) mehrere Deckeneinheiten unterscheiden (Abb. 2).

Als hangendste Einheit tritt direkt unter dem oberostalpinen Rahmen der Silvretta-Scarl- und der Ötztaldecke die Fimber-einheit auf. Es handelt sich bei dieser Einheit um eine Melangezone, in der oberostalpine, südpenninische und mittelpenninische Schichtglieder vertreten sind. Diese Melangezone wird von der mittelpenninischen Tasnadecke (OBERHAUSER 1980, 1995) unterlagert, der der Autor nun auch den früheren Ramosch-Ophiolith zuordnet (BERTLE in Vorb.). Die neu definierte Tasnadecke besteht daher aus der Tasnadecke s. str. (CADISCH et al. 1968), der „Prutzer Serie“ (THUM 1966) und der (früheren) Ramosch-Zone (Abb. 2). Im Fensterinnersten folgt direkt unter der Tasnadecke die nordpenninische Zone von Pfunds (früher Pfundser Serie), der wir die frühere Zone von Roz-Champatsch-Pezid angliedern (BERTLE in Vorb.). Das Alter der Bündnerschiefer ist bisher nur in der Fimber-einheit und der Tasnadecke gut definiert (RUDOLPH 1981, OBERHAUSER 1983). Die restlichen großen Bündnerschiefermassen sind biostratigraphisch bisher kaum eingestuft. Der historische Fund von *Orbitoides media* d'ARCH. durch TORRICELLI (1956) beruht laut pers. Mitteilung von ALLEMANN, der diesen Fund damals bestimmte, auf einer Probenverwechslung. Der Autor versuchte daher im Rahmen seiner Diplomarbeit die biostratigraphische Datierung der Sedimente voranzutreiben.

Die paläogeographischen Konzepte für den Raum des Unterengadiner Fensters lassen sich zwei grundsätzlichen Ansichten zuteilen. Einerseits wird eine vollständige Trennung von Nord- und Südpenninikum durch eine mittelpenninische Schwelle angenommen (z. B.: TOLLMANN 1987, teilweise auch FAUPL & WAGREICH 1992), andererseits wird ein Enden der mittelpenninischen Schwelle im Gebiet des Unterengadiner Fensters postuliert (z. B.: OBERHAUSER 1995, STAMPFLI 1993).

Abb. 1: Tektonische Skizze der westlichen Ostalpen mit Lage des Engadiner Fensters.

Fig. 1: Tectonic sketch of the western Eastern Alps with working area.

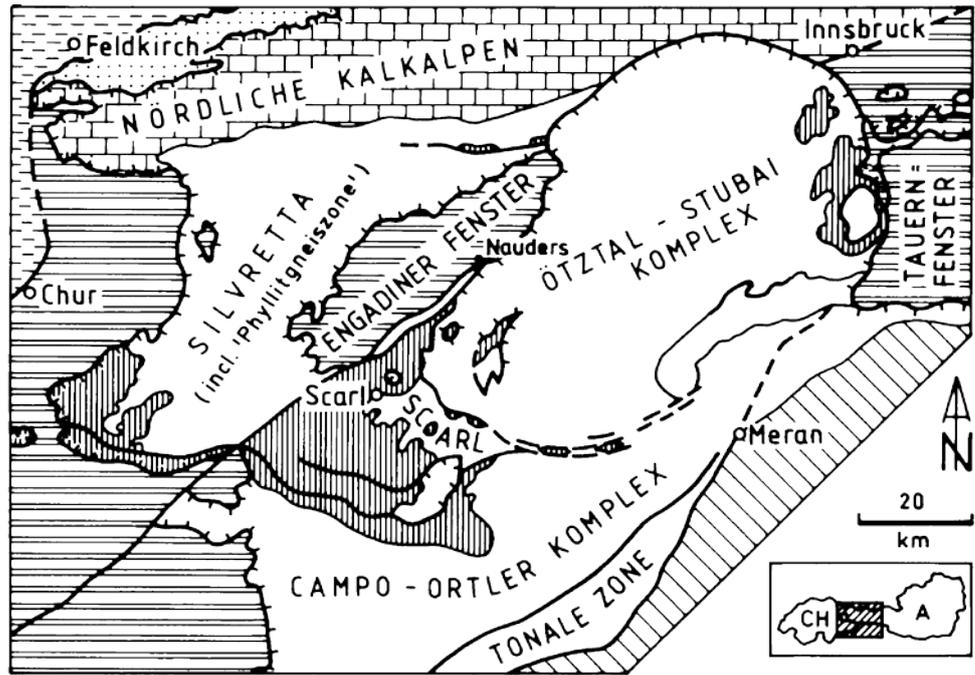
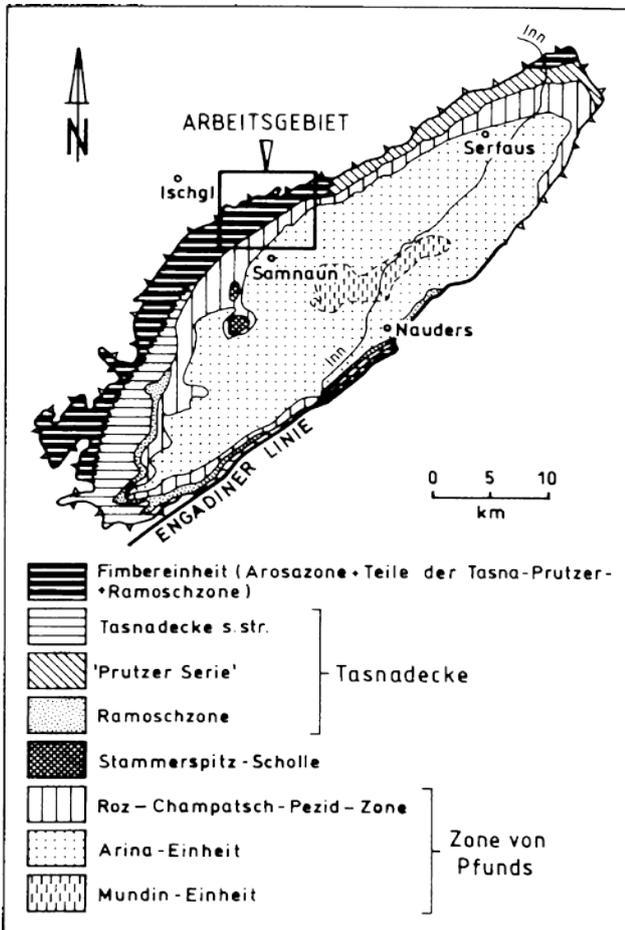
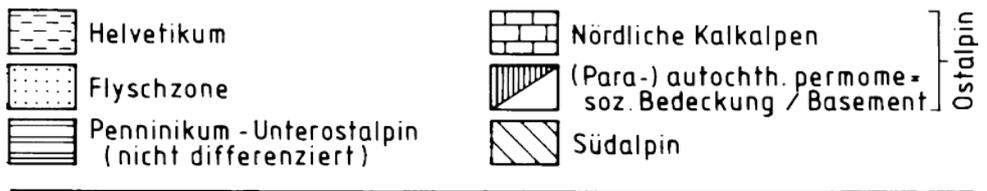


Abb. 2: Tektonische Gliederung des Unterengadiner Fensters (nach BERTLE, in Vorb.)

Fig. 2: Tectonic units of the Engadine Window (after BERTLE, in prep.)



2. Methoden

Da die schon relativ starke Metamorphose im Unterengadiner Fenster (UEF) ein Gewinnen von Mikrofossilien durch Schlämmung nicht mehr ermöglicht (siehe auch OBERHAUSER 1983), wurden im Rahmen der Diplomarbeit des Autors ca. 400 Dünnschliffe angefertigt.

Es wurde im Gelände versucht, möglichst nur Handstücke zu sammeln die eindeutig dem Anstehenden zuzuordnen sind, oder die direkt aus dem Anstehenden entnommen wurden. Besonderes Augenmerk wurde auf Sandsteine und Mikrobrecien gelegt. Diese wurden im Gelände mit einer Lupe mit 20-facher Vergrößerung auf mögliche Fossilführung geprüft. Von den am ehesten Mikrofossilien führenden Gesteinen wurden zunächst Anschliffe unter dem Binokular begutachtet und dann von den geeignetsten Anschliffen paläontologische Dünnschliffe hergestellt.

Auf Grund der hohen Beanspruchung der Gesteine durch die Metamorphose (6-8 kbar, 370 °C, BOUSQUET 1998, STOECKERT et al. 1990) sind eventuell vorhandene Fossilreste schlecht erhalten. Schrittweise Veränderungen der Mikrofossilien besonders von Foraminiferen bei zunehmender Deformation bzw. Rekristallisation mußten dokumentiert und systematisiert werden. Auf Basis dieser Grundlagen ist es möglich, auch noch relativ stark deformierte organische Reste gattungsmäßig, manchmal auch artmäßig, anzusprechen.

3. Fossilfundpunkte

Der Autor beschränkt sich im Folgenden auf zwei Fossilfundpunkte (Abb. 3, Abb. 4) aus der Zone von Pfunds (frühere Pfundser Serie nach UČIK 1966), über weitere neue Mikrofossilfunde in den höchsten Einheiten wird später berichtet.

Die Schichtfolge am Saderer Joch wurde von THUM (1966) und UČIK (1966) im Rahmen ihrer Dissertationen neu definiert, aber schon HAMMER (1914, S. 470) berichtet von dieser Lokalität über Funde von Milioliden, Bryozoen und Crinoiden. THUM (1966) stellte bereits fest, daß die Schichtfolge am Saderer Joch allmählich aus den Grauen Bündnerschiefern des Fensterinnersten hervorgeht. UČIK (1993) äußerte den Verdacht, daß es sich bei der Schichtfolge am Saderer-Joch eventuell um hochmetamorphe Tristelschichten handeln könnte. Es wurde daher vom Autor von der Typlokalität, dem Saderer Joch östlich von Nauders (Abb. 3), aus dem Anstehenden Probenmaterial entnommen, in dem schon makroskopisch das massive Auftreten von Crinoidenspat auffiel.

Im Dünnschliff BE 286-22/98 (das Handstück stammt direkt vom Saderer Joch) wurden folgende Fossilreste gefunden (Fotos 5, 6, 7):

Orbitolina sp.
Quinqueloculina sp.

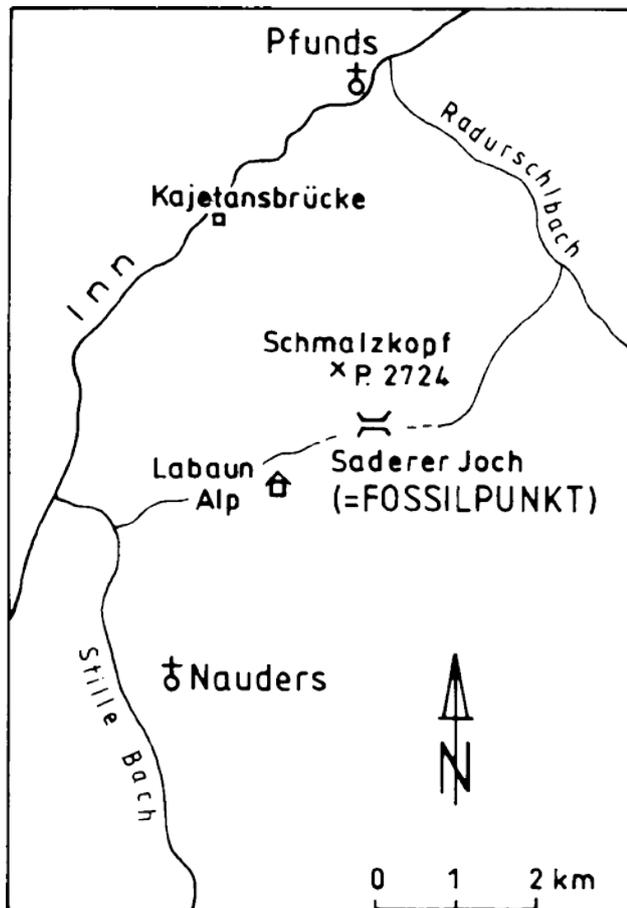


Abb. 3: Lage des Fossilpunkts am Saderer Joch östlich Nauders.

Fig. 3: Geographic situation of Saderer Joch east of Nauders.

Salpingoporella sp.

sowie gut erhaltene Crinoiden und Bryozoen.

Im Dünnschliff BE 290/98 konnten in einer eindeutig umgelagerten feinmikritischen Breccienkomponente Fossilien des Jura-Kreide-Grenzbereichs entdeckt werden:

Calpionella sp.

Das Genus *Orbitolina* s.str. tritt ab dem Alb auf (Vorläufer ab dem Barrême) und stirbt im Cenoman aus (DECROUEZ 1989). *Calpionella* sp. tritt vom obersten Tithon (Zone A2) ab bis ins frühe Valangien (Zone D3) auf, die Hauptverbreitung liegt jedoch im Grenzbereich Jura-Kreide (Zone B & C) (Zonen und stratigraphische Reichweiten aus REMANE 1985). Der altersmäßige Unterschied der beiden Proben ist am ehesten durch Umlagerung der Calpionellenkalkke, die ja als Breccienkomponenten vorliegen, erklärbar. Generell ist eine Umlagerung von Sedimenten des obersten Juras (auch von Trias und Basement) in Ablagerungen der Kreide in den höchsten Deckeneinheiten sehr oft zu beobachten (vgl. auch OBERHAUSER 1983). Calpionellenkalkgerölle fanden sich auch in den Tristelschichten (vgl. SCHWIZER 1983, BERTLE unveröffentl.).

Es ist somit nun das erste Mal seit SCHILLER (1906) Kreide in der Zone von Pfunds eindeutig biostratigraphisch definiert (Anm. des Autors: Bei den von SCHILLER (1906, S. 20) als Lithothamnen gedeuteten biogenen Resten könnte es sich auch um Crinoiden handeln). Als Alter nimmt der Verfasser Untere bis mittlere Kreide an und sieht daher in der Folge am Saderer-Joch hochmetamorphe Äquivalente zur Tristelformation, die in der Fimbereinheit und der Tasnadecke schon lange bekannt ist.

Der zweite Fossilfund stammt aus der Schichtfolge, die am Piz Roz (Abb. 4) aufgeschlossen ist [frühere Roz-Serie bzw. Zone von Roz-Champatsch-Pezid UČIK (1966)]. Früher wurde diese Serie als eigene Decke ausgeschieden. UČIK (1993 und pers. Mitt.) stellte jedoch auf Grund neuerer Kartierungen fest, daß eine Abtrennung von der ursprünglich tektonisch tieferen Pfundser Serie (jetzt Zone von Pfunds) sehr schwierig ist. Der Autor faßt daher die frühere Zone von Roz-Champatsch-Pezid als den hangendsten Anteil der Zone von Pfunds auf.

Vom Piz Roz wurde von PAULCKE (1910) ein Fund von *Orthophragmina* sp. abgebildet. Er postulierte daher ein Tertiär-Alter dieser Schichtfolge, was von SCHUBERT (1910) diskutiert wurde. Jedoch ist der genaue Fundpunkt dieser Großforaminifere unbekannt - es dürfte sich nach Ansicht des Autors eventuell auch um Probenverwechslung handeln. Auf einer Exkursion zusammen mit em. Univ. Prof. F. ALLEMANN (Bern), P. NÄNNY (Zürich) und R. OBERHAUSER (Wien) konnten in Handstücken aus dem Schutt südöstlich des Zebblasjoch Foraminiferen gefunden werden. Die Zuordnung der Handstücke zum Anstehenden im Hang zum Piz Roz ist eindeutig.

Im Dünnschliff BE 322/98-XXIV konnten folgende wichtige Fossilien (Fotos 1, 2, 3, 4) bestimmt werden:

Orbitoides oder *Lepidorbitoides* sp.
Globotruncana ex gr. *arca* CUSHMAN

Daneben fanden sich *Quinqueloculina* sp., Crinoiden und Bryozoen. Bemerkenswert ist die gute Erhaltung des

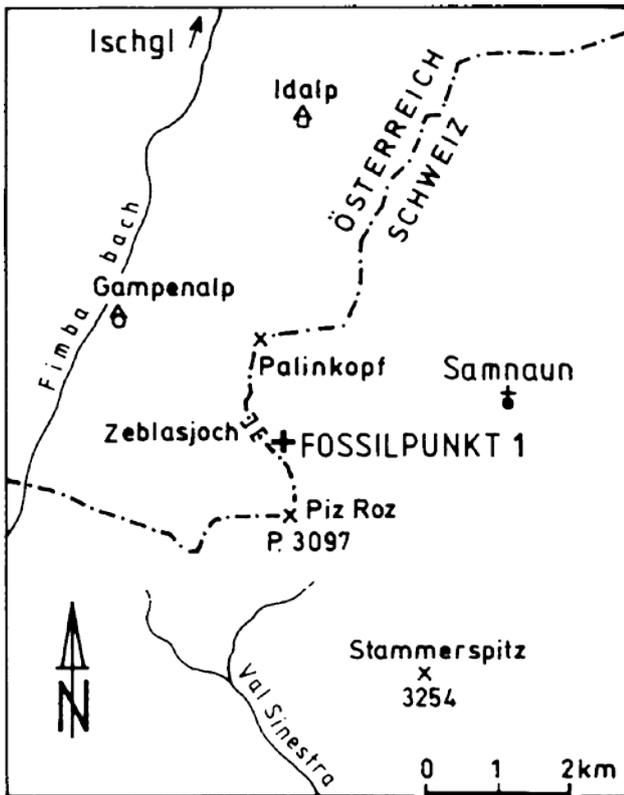


Abb.4: Lage des Fossilpunkts am Piz Roz – Zebblasjoch.

Fig. 4: Geographic situation of fossil point Piz Roz – Zebblasjoch.

Orbitoiden. Die großen Zentralkammern sind gut erhalten, die Lateralkammern sind noch erkennbar.

Nach CARON (1985) tritt *Globotruncana arca* CUSHMAN von der *Dicarinella asymetrica*-Zone des obersten Santoniums bis in die *Abathomphalus mayaroensis*-Zone des obersten Maastrichtiums auf. *Orbitoides* sp. ist nach WAGNER (1964) auf das Campanium bis Maastrichtium beschränkt. Wir wollen ein Maastrichtium-Alter der Fossilien annehmen. Das Alter des sie beherbergenden Sediments könnte auch jünger sein, eine Umlagerung der Foraminiferen in das Alttertiär (Paleozän bis Untereozän) kann grundsätzlich nicht ausgeschlossen werden.

Die Auszählung eines Schwermineralpräparats, die in dankenswerter Weise von Univ. Prof. P. FAUPL (Univ. Wien) durchgeführt wurde, lieferte folgendes Ergebnis (241 ausgezählte Körner):

20 % Zirkon, 27 % Turmalin, 4 % Rutil, 41 % Apatit, 6 % Granat, 1 % Epidot-Gruppe, 1 % Titanit-Leukoxen.

Es ist dies ein Schwermineralspektrum wie es im Prätigau durchaus auch anzutreffen ist (THUM & NABHOLZ 1972).

4. Diskussion

Das Vorkommen von (*Lepid*)*Orbitoides* sp., zusammen mit

Bryozoen und milioliden Foraminiferen in der Roz-Serie weist auf ein flachmarines Liefergebiet hin. Aus paläogeographischen Gründen wollen wir ein Schüttung von S aus dem Bereich der Tasnaschwelle (siehe Abb. 5, 6) (oder aus einem dem ostalpinen Festland vorgelagerten Saumriff-Bereich) vermuten.

Der Fund von *Orbitolina* sp. zusammen mit der identen Mikrofazies der Schichtfolge am Saderer Joch und der Tristelformation der höheren Decken legt eine ähnliche Sedimentherkunft der Schichtfolge am Saderer-Joch wie jene der Tristelformation der Tasnadecke (und Fimbereinheit) nahe. Nach SCHWIZER (1983) erfolgte die Schüttung der Tristelformation aus Süden, ebenso wie es HESSE (1973) für die folgende Gault-Formation postulierte (Anm.: In der Zone von Pfunds finden sich auch Schichtglieder die der Gaultformation sehr gleichen).

Nimmt man auf Grund der Befunde an, daß die Zone von Pfunds und das Rhenodanubikum zumindest in der „Mittelkreide“ aus dem selben Liefergebiet ihren Eintrag hatten, dann wird man, ähnlich HESSE (1973) und SCHWIZER (1983), den Westabschnitt des Rhenodanubikums zumindest für die Zeit der Kreide im Gebiet des Unterengadiner Fensters in den nordpenninischen Raum einordnen (Abb. 5, 6). Als „Basement“ käme, wie in der Profil A-A' dargestellt, eventuell der im Oberjura an die Oberfläche gelangte Ramosch-Ophiolith (FLORINETH & FROITZHEIM 1994) in Frage. Der Sedimenteintrag der früheren Roz-„Serie“ muß zumindest teilweise aus einem flachmarinen Bereich stattgefunden haben. Als räumlich naheliegendes Liefergebiet käme durchaus der Raum der Tasnaschwelle in Frage. Nimmt man dies an, so könnte man die hangendsten Anteile der Zone von Pfunds (frühere Roz-Serie) als Teile der hinter der ostalpinen Front zurückgebliebenen Oberkreide-Schichtfolge des Rhenodanubikums auffassen, die im Unterengadiner Fenster aufgeschlossen wurde. Schwerminerale könnten einen Hinweis auf das Liefergebiet (und damit auf die paläogeographische Positionierung) geben. Die Schwermineralspektren von THUM (1966) zeigen jedenfalls eine Zirkonvormacht an.

Weitere paläogeographische Schlußfolgerungen (Abb. 5, 6, 7) beruhen auf der Annahme einer Positionierung der Kaserer-Formation (frühere Kaserer-Serie) des Tauernfensters auf dem ultrahelvetischen Sockel (= Tauernzentralgneise). Es läßt sich kartierungsmäßig beobachten, daß sich das Tasnakristallin (Mittelpenninikum) im hintersten Fimbartal (südlich Ischgl, ÖK 50 Blatt 170 Galtür) in Schollen auflöst, die sich gesichert noch bis ins Gebiet Idalpe verfolgen lassen und schließlich völlig auskeilen. Jedenfalls ist weiter östlich kein ähnliches Kristallin im Unterengadiner Fenster mehr vorhanden. Im Zusammenhang mit diesem Aussetzen des Tasnakristallins könnte auch das Auskeilen der Couches Rouges im Fimbartal stehen. Der Verfasser nimmt daher ein Enden der mittelpenninische Kontinentalschwelle (Sulzfluh-Falknis-Tasna) im Gebiet des mittleren bis östlichen Unterengadiner Fensters an.

Aufbauend auf die Fossilfunde und einer Zuordnung der Kaserer-Formation und der Zentralgneise des Tauernfensters zum Ultrahelvetikum wäre auf eine Beheimatung des Rhenodanubikums im Tauernquerschnitt am Südrand eines penninischen Ozeanbeckens (Abb. 5, 7) zu folgern.

Im Alt-Tertiär, OBERHAUSER (1995) folgend, setzt ein

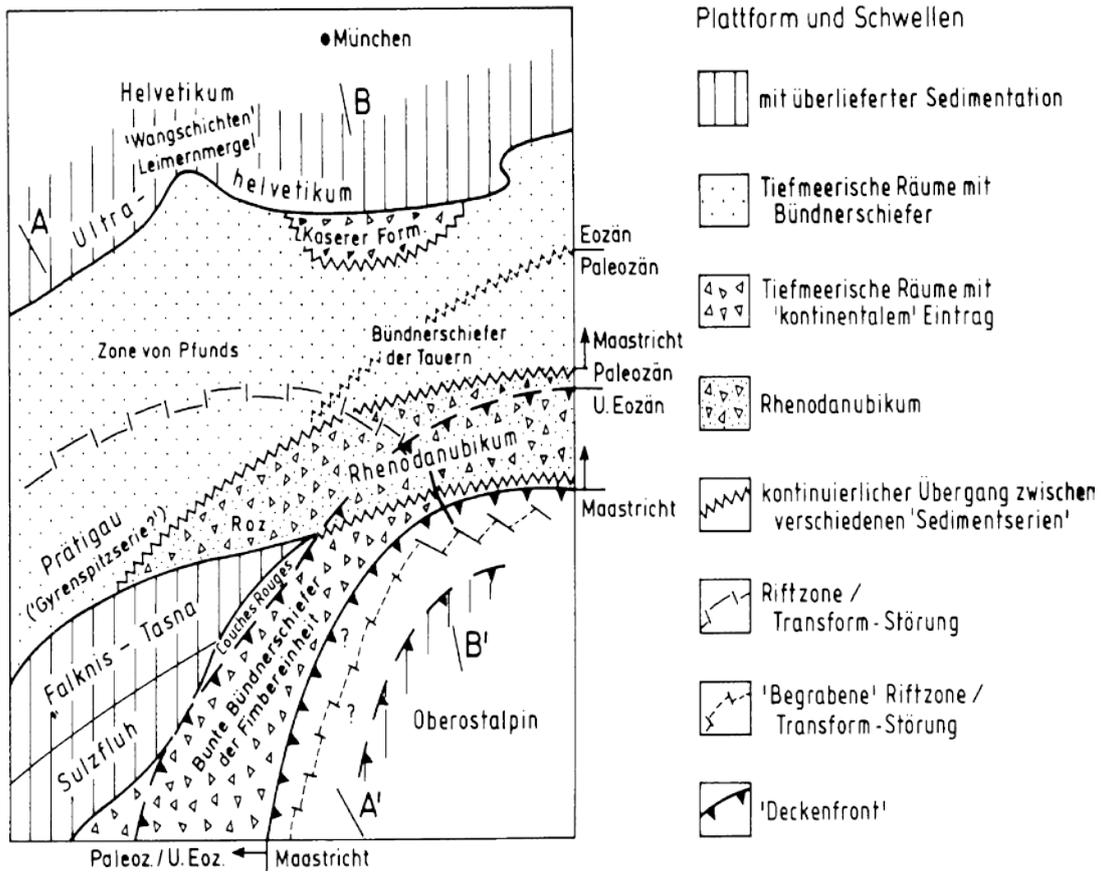


Abb. 5: Paläogeographische Skizze des Maastrichtiums für den Bereich Unterengadiner Fenster (verändert nach OBERERHAUSER 1995). Die Entwicklung im Alt-Tertiär ist angedeutet (Verlagerung des Rhenodanubikums gegen N als Produkt der N-Bewegung der ostalpinen Front).

Fig. 5: Paleogeographic sketch of the Maastrichtian of the region of the Engadine Window (modified after OBERHAUSER 1995). The evolution during the Tertiary is also shown (Movement of the rhenodanubic realm is interpreted as a result of N-directed thrusting of the Austroalpine).

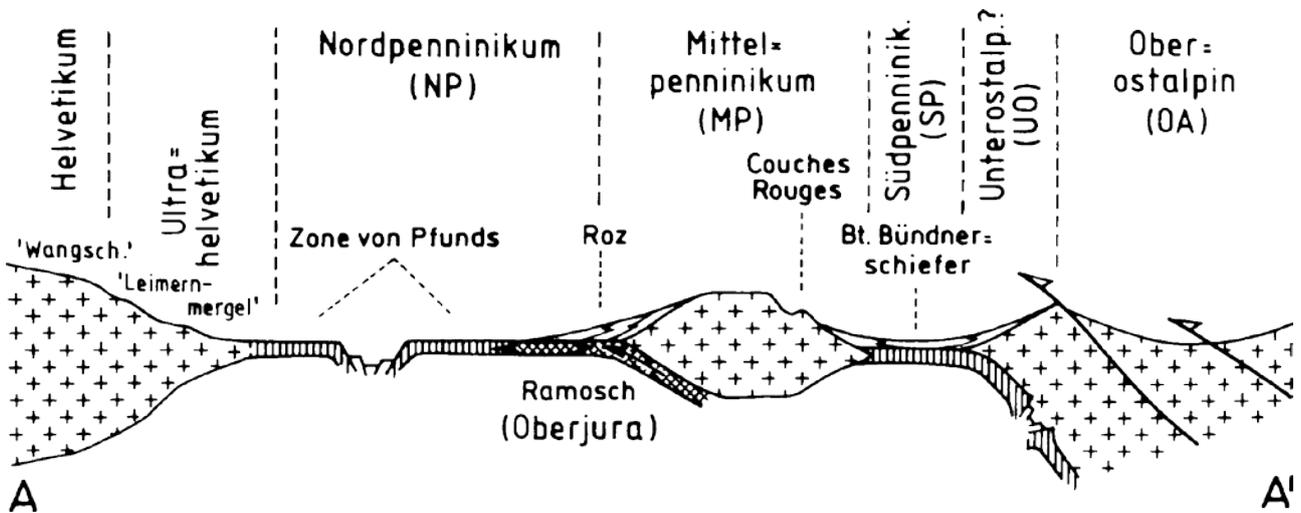


Abb. 6: Profil durch den Bereich des Unterengadiner Fensters im Maastrichtium (in Abb. 5 mit A-A' eingezeichnet).

Fig. 6: Profile through the region of the Engadine Window during the Maastrichtian (profil is indicated in fig. 5 with A-A').

verstärktes Vorrücken der ostalpinen Front, zuerst gegen W, dann zunehmend gegen N gerichtet, ein. Mit dieser W- und N-Bewegung der ostalpinen Front einher geht eine Verlagerung (siehe Skizze) des Rhenodanubikums in immer nördlichere Positionen.

Aus dem Unteren Eozän sind uns die jüngsten Fossilien

Das Belegmaterial ist am Institut für Geologie der Univ. Wien hinterlegt und in der Diplomarbeit von R. J. Bertle genau beschrieben.

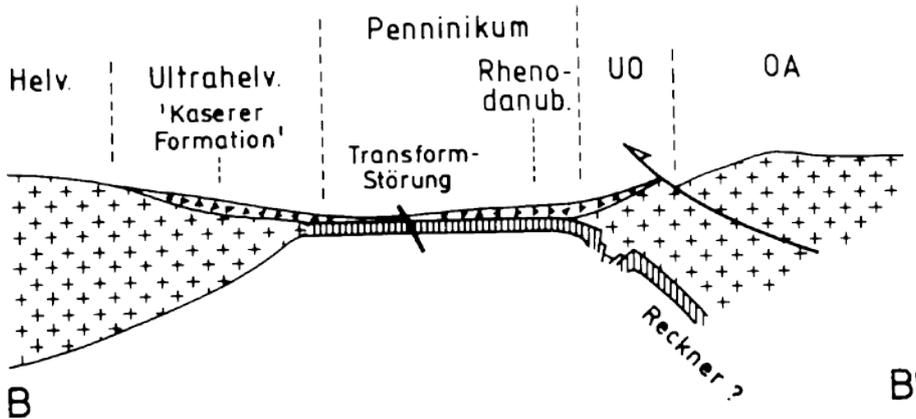


Abb. 7: Profil im Bereich des Tauernquerschnitts im Maastrichtium (in Abb. 5 mit B-B' eingezeichnet).

Fig. 7: Profile through the Tauern Window in Maastrichtian times (in Fig. 5 indicated with B-B').

(OBERHAUSER 1983) des Unterengadiner Fensters bekannt. Spätestens dann ist der frühere südpenninische Raum geschlossen, vermutlich ist auch schon die Tasnaschwelle fast vollständig überfahren. Im Oberen Eozän dürfte auch das Nordpenninikum geschlossen werden, da keine jüngeren Sedimente als Untereozän bekannt sind (NÄNNY 1948, WEH 1998). Weitere Hinweise für eine vollständige Schließung des Nordpenninikums könnten radiometrische Alter von 26 bis 35 Ma für die Metamorphose der Pfundser Serie des Unterengadiner Fensters (THÖNI 1981, 1999; BERTLE unveröffentl.) geben.

Der Verfasser möchte darauf hinweisen, daß die oben beschriebene Beheimatung des Rhenodanubikums im Gebiet des Wienerwald-Flysch auf Schwierigkeiten stößt, da hier mehrere Tiefseetröge unterschieden werden (z. B. FAUPL & WAGREICH 1992). Vielleicht setzt dort wieder ein der Tasnaschwelle ähnlicher Krustensplitter (= Pieniden?, vgl. OBERHAUSER 1995, FAUPL & WAGREICH 1992) ein, wodurch sich die Situation im Osten zumindest teilweise erklären ließe.

Dank

Der Autor dankt Herrn Dr. R. Oberhauser (Wien), Prof. F. Allemann (Bern) für Fossilbestimmungen und die Kontrolle eigener Bestimmungen sowie für viele Diskussionen sowie P. Nänny für die Anregung die Schichtfolge am Piz Roz mit der Gyrenspitz-Formation zu vergleichen. A. Hammermüller und K. Karisch (Univ. Wien) fertigten viele exzellente Dünnschliffe an. Univ. Prof. P. Faupl untersuchte eine Probe auf Schwerminerale. Der Universität Wien sei für ein Förderungsstipendium und ein Auslandsstipendium gedankt. Ohne diese finanzielle Hilfe wäre diese Arbeit unmöglich gewesen. Leo Leitner fertigte die Zeichnungen an. M. Wagreich und R. Oberhauser korrigierten erste Fassungen dieser Arbeit.

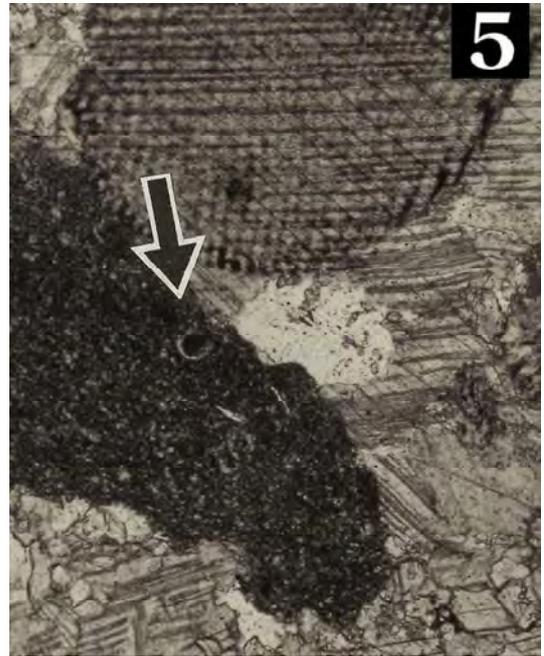
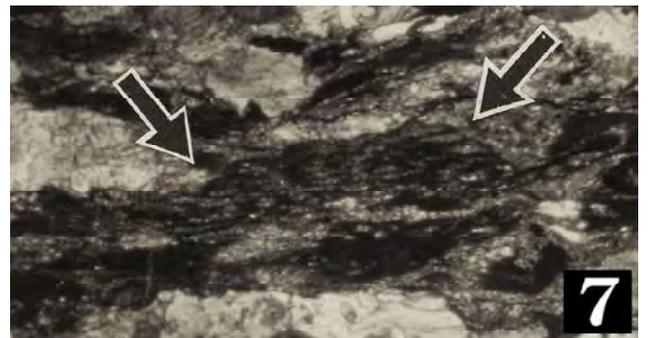
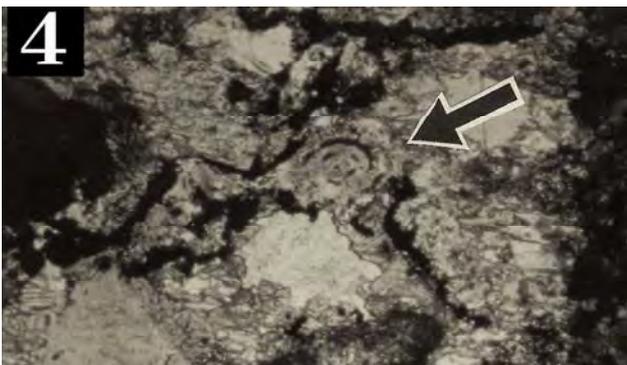
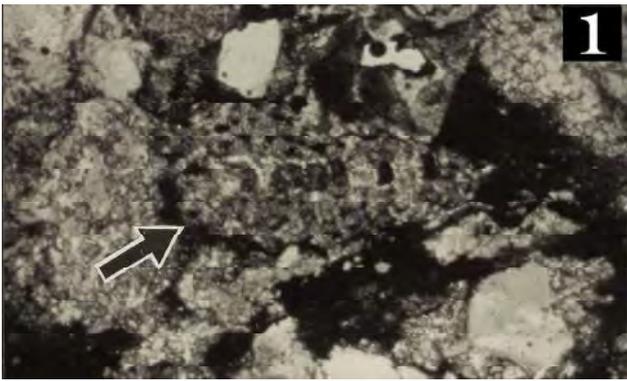
Literatur

- BERTLE, H. (1972): Zur Geologie des Fensters von Gargellen und seines kristallinen Rahmens. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 22: 1-60, Wien.
- BERTLE, R.J. (2000): Zur Geologie und Geochronologie um Alp Trida (Samnaun/Schweiz) einschließlich ingenieurgeologischer Fragen der Gebirgsauflösung und des Permafrosts. - Unveröffentl. Dipl.-Arb. Univ. Wien, 1-415, Wien
- BOUSQUET, R. (1998): L'exhumation des roches métamorphiques de haute pression – basse température: de l'étude de terrain à la modélisation numérique. Exemple de la fenêtre de l'Engadine et du domaine valaisan dans les Alpes Centrales. - Orsay N° D'Ordre: 5422. Dissertation Université de Paris XI – Orsay.
- CADISCH, J., EUGSTER, H. & WENK, E. (1968): Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25.000, Blatt 44 Scuol, Schuls-Tarasp. - Schweiz. Geol. Komm. (mit Erläuterungen), Bern.
- CARON, M. (1985): Cretaceous planktic foraminifera. - (In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.): Plankton Stratigraphy), Vol 1, 17-86, Cambridge University Press.
- DECROUEZ, D. (1989): Generic Ranges of Foraminifera. - Rev. Paléobiol., 8/1: 263-321, Genève.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals, and palaeogeographic implications. - Cret. Research, 13: 387-403.
- FLORINETH, D. & FROITZHEIM, N. (1994): Transition from continental to oceanic basement in the Tasna nappe (Engadine window, Graubünden, Switzerland): evidence for early Cretaceous opening of the Valais ocean. - Schweiz. Min. Pet. Mitt., 74: 437-448, Zürich.
- FUCHS, G. & OBERHAUSER, R. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 170 Galtür. - Geol. B.-A., Wien.
- HAMMER, W. (1914): Das Gebiet der Bündner Schiefer im tirolischen Oberinntal. - Jb. Geol. R.-A., 64: 443-556, Wien.
- HESSE, R. (1973): Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide): Kontinuierlicher Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen. - Geologica et Palaeontologica, Sb. 2: 1-90, Marburg/Lahn.
- NÄNNY, P. (1948): Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur. - Diss. ETH Zürich, 1-128, Zürich.
- OBERHAUSER, R. (1980) (Ed.): Der Geologische Bau Österreichs. - 1-701, (Springer) Wien.

- OBERHAUSER, R. (1983): Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalaflysch des Rätikon. - Jb. Geol. B.-A., **126/1**: 71-93, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1995): Zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paleozän- und Eozänzeit. - Jb. Geol. B.-A., **138/2**: 369-432, Wien.
- PAULCKE, W. (1910): Tertiär im Antirhätikon. - Zbl. Min. Geol. Paläont., **17**: 540-548, Stuttgart.
- REMANE, J. (1985): Calpionellids. - (In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.): Plankton Stratigraphy), Vol. 1, 555-572, Cambridge University Press.
- RUDOLPH, J. (1982): Tieferes Tertiär im oberen Fimbartal. - N. Jb. Geol. Palaeont. Mh., **1982**: 181-183, Stuttgart.
- SCHILLER, W. (1906): Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. II. Piz Lad-Gruppe. - Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg i. Breisgau, **16**: 108-163, Freiburg i. Breisgau.
- SCHUBERT, R.J. (1910): Über das „Tertiär im Antirhätikon“. - Verh. k.k. Geol. R.-A., **1910**, **14**: 328, Wien.
- SCHWIZER, B. (1984): Die Tristel-Formation. - Unveröff. Diss. Univ. Bern, 1-185, Bern.
- STAMPFLI, G.M. (1993): Le Brianconnais, terrain exotique dans les Alpes? - Ecl. Geol. Helv., **86/1**: 1-45, Basel.
- STOECKHERT, B., RÖSNER, G., KÜSTER, M., HEIDER, M., GUNDLACH, K. & RICHTER, D.K. (1990): High-Pressure Metamorphism of the Mesozoic Sediments in the Lower Engadine Window, Eastern Alps. - Terra Abstracts, **2**: 34, (Blackwell) Graz.
- THÖNI, M. (1981): Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations on Micas. - Jb. Geol. B.-A., **124/1**: 111-174, Wien.
- THÖNI, M. (1999): A review of geochronological data from the Eastern Alps. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79/1**: 209-230, Zürich.
- THUM, I. (1966): Zur Geologie des Unterengadiner Fensters (im Raume Spieß – Nauders / Oberinntal). - Unveröff. Diss. Univ. Wien, 1-169, Wien.
- THUM, I. & NABHOLZ, W. (1972): Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferfolgen im Gebiet Prättigau-Lenzerheide-Oberhalbstein. - Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F., **144**, Bern.
- TOLLMANN, A. (1987): Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. - Mitt. österr. geol. Ges., **80**: 47-113., Wien.
- TORRICELLI, G. (1956): Geologie der Piz Lad – Piz Ajüz-Gruppe (Unterengadin). - Jb. Naturforsch. Ges. Graubünden, **85**: 1-83, Chur.
- UCKI, F.H. (1966): Zur Geologie der nördlichen und östlichen Umgebung von Pfunds im Oberinntal/Tirol (Unterengadiner Fenster). - Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 1-224, Wien.
- UCKI, F.H. (1993): Das Unterengadiner Fenster. - (In: Geologie des Oberinntaler Raumes – Schwerpunkt Blatt 144 Landeck, Arbeitstagung Geol. B.-A.), 93-108, Wien.
- WAGNER, C.W. (1964): Manual of Larger Foraminifera – Generic Determination and Stratigraphic Value. - Bataafse Internationale Petroleum Maatschappij N.V. Exploration and Production. The Hague.
- WEH, M. (1998): Tektonische Entwicklung der penninischen Sediment-Decken in Graubünden (Prättigau bis Oberhalbstein). - Unveröff. Diss. Univ. Basel, 1-296, Basel.

Tafel

- 1: (Zebblasjoch – Piz Roz). Achsialer oder subachsialer Schnitt durch *Orbitoides* sp. oder *Lepidorbitoides* sp. Man erkennt die Zentralkammern und einige Lateralkammern (Bildbreite ~2,5 mm).
- 1: (Zebblasjoch – Piz Roz). Axial to subaxial section through *Orbitoides* sp. or *Lepidorbitoides* sp (size ~2,5 mm).
- 2: (Zebblasjoch – Piz Roz). Achsialschnitt durch *Globotruncana* ex.gr. *arca*. Die Kammerwände bestehen aus Quarz. Man beachte die starke Veränderung der Breccien-komponenten (ausgefranzte Körner) infolge Metamorphose. (Bildbreite ~2,5 mm).
- 2: (Zebblasjoch – Piz Roz). Axial section through *Globotruncana* ex. gr. *arca*. The foram ist built up by quartz. The componentes of the breccie reacted with the matrix as some metamorphism overprinted this rock (size ~2,5 mm).
- 3: wie Foto 2, jedoch Bildbreite ~0,9 mm.
- 3: Like photo 2, size ~0,9 mm.
- 4: (Zebblasjoch – Piz Roz). *Quinqueloculina* sp.; Die Schale besteht durch metamorphosebedingte Umkristallisation aus Quarz. Es besteht ein kontinuierlicher Übergang ins Wirtgestein des Fossils (Bildbreite ~2,3 mm).
- 4: (Zebblasjoch – Piz Roz). *Quinqueloculina* sp.. The wall of the foram recrystallized to quartz. There is a continous transition from the fossil to the host rock (size ~2,3 mm).
- 5: (Saderer Joch). *Calpionella* sp. in Breccienkomponente. Die metamorphe Überprägung des Gesteins kommt durch die Druckzwillinge in der Crinoide zum Ausdruck. Die Lamellen lassen sich von der Crinoiden-komponente bis in den früheren Zement (jetzt sparitisches Karbonat) verfolgen (Bildbreite ~0,75 mm).
- 5: (Saderer Joch). *Calpionella* sp. as inclusion of a clast of a breccia (size ~0,75 mm).
- 6: (Saderer Joch). *Quinqueloculina* sp. Man beachte die starke Deformation des Fossils (Bildbreite ~2,5 mm).
- 6: Strongly deformed *Quinqueloculina* sp. (size ~2,5 mm).
- 7: (Saderer Joch). Rest einer Bryozoe (Bildbreite ~2,5 mm).
- 7: (Saderer Joch). Relict of a bryozoan (size ~ 2,5 mm).



Aktuelle Probleme der Marmorrestaurierung

Actual problems of conserving marble

von

Andreas ROHATSCH

mit 14 Abbildungen und 3 Tabellen
with 14 figures and 3 tables

Schlüsselwörter:

Denkmalpflege

Steinfestigung

Marmor

Gesteinsverwitterung

Physikalische Eigenschaften

Keywords:

Restoration and

conservation of monuments

Consolidation of stone

Marble

Deterioration of stone

Physical properties

Anschrift des Verfassers, address of the author:

Ao.Univ. Prof. Mag. Dr. ANDREAS ROHATSCH

Institut für Ingenieurgeologie

TU-Wien

Karlsplatz 13

1040 Wien

Österreich.

Inhalt

Zusammenfassung, Abstract.....130
 1. Einleitung.....130
 2. Fallbeispiele.....131
 2.1. Marmor-Büste des Fürsten Wenzel Anton Kaunitz-Rietberg in Schloß Schönbrunn.....131
 2.2. Attikafiguren des Wiener Parlaments.....132
 2.3. Colin-Brunnen in Schloß Schönbrunn.....132
 3 Festigungsversuche im Labor.....134
 3.1. Ergebnisse.....135
 3.2. Diskussion und Ausblick.....136
 Literatur.....137

Contents

Zusammenfassung, Abstract.....130
 1. Introduction.....130
 2. Case studies.....131
 2.1. Memorial of prince Wenzel Anton Kaunitz-Rietberg in the Schönbrunn castle.....131
 2.2. Figures of the Parliament in Vienna.....132
 2.3. Colin-fountain in Schönbrunn castle.....132
 3 Consolidation experiments in the laboratory.....134
 3.1. Results.....135
 3.2. Discussion and outlook.....136
 References.....137

Zusammenfassung

Die Festigung von historisch bedeutsamen und künstlerisch wertvollen verwitterten Steinobjekten mit organischen und anorganischen Steinfestigern ist eine Chance für die Denkmalpflege, die Zerstörung durch chemische und physikalische Verwitterungsprozesse, im idealen Falle für einige Jahrzehnte, zu verzögern. Die Ergebnisse dieser Untersuchung zeigen uns aber auch, daß durch die Steinfestigung die gesteinsphysikalischen Eigenschaften, hier von verwittertem Marmor, durchaus noch verschlechtert werden können. So wird beispielsweise durch eine Festigung mit gelöstem PMMA (Polymethylmetacrylat) die Spaltzugfestigkeit durch Versprödung um bis zu 40 % reduziert und die Austrocknungszeit stark verlängert.

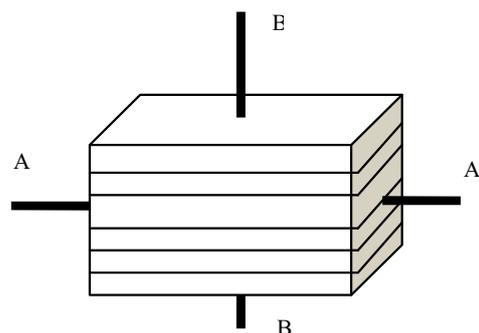
Abstract

The consolidation of historic monuments of stone with organic and inorganic stone strengthening products is a possibility to delay natural processes of chemical and physical deterioration. The results of this study shows us that the physical properties of weathered marble sometimes are getting worse by consolidation. The tension strength (Brazilian test) was reduced about 40 % by using dissolved PMMA (Polymethylmetacrylate) and the dry out behaviour was heavily delayed.

1. Einleitung

Aufgrund der besonderen Verwitterungseigenschaften von

Marmoren insbesondere von feinkörnigen, wie jenen aus Carrara oder Laas sowie die häufige Verwendung dieser Dekorgesteine im Wiener Raum für Brunnenanlagen, Grab- und andere Denkmale sowie Figurengruppen und den damit verbundenen Problemen, die bei einer konservierenden Restaurierung auftreten, war es ein besonderes Anliegen, die derzeit verwendeten handelsüblichen Steinfestiger unter Laborbedingungen auf ihre Wirksamkeit hin zu überprüfen. Auch international wurden in letzter Zeit vermehrt das Verwitterungsverhalten und die Konservierungsmöglichkeiten von Marmoren studiert¹.



US-geschwindigkeit AA' > US-geschwindigkeit BB'

Abb. 1: Schematische Darstellung der Abhängigkeit der Ultraschallgeschwindigkeit von textuellen Gegebenheiten (Schieferung, sedimentäre Schichtung, etc.).

Fig. 1: Schematic view of the correlation between ultrasonic-velocity and structure (cleavage, sedimentary layering, etc.).

¹ z. B. EU-Projekt EUROMARBLE und Themenheft Marmor-Konservierung der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Vereinfacht kann die Verwitterungsproblematik bei Marmor primär auf das anisotrope Ausdehnungsverhalten der Kalkspäte bei Erwärmung zurückgeführt werden, das im Laufe der Zeit zu einer massiven Gefügauflockerung, vor allem bei feinkörnigen Marmoren führt. Grobkörniger Marmor, wie zum Beispiel jener aus Sterzing², der seit dem 16. Jahrhundert häufig in Wien verwendet wurde, verhält sich im Allgemeinen „gutmütiger“ und weist einen besseren Erhaltungszustand auf, als gleich lang exponierte feinkörnige Marmore. Dieser Umstand ist auf die wesentlich geringere Spaltporenoberfläche zurückzuführen. Selbstverständlich spielt auch die kristallographische Vorzugsorientierung der Kalkspäte eine eminente Rolle, da sie die im Gefüge auftretenden maximalen Spannungen und somit das Deformationsverhalten kontrolliert (TSCHEGG, WIDHALM & EPPENSTEINER 1999; SIEGESMUND, WEISS, VOLLBRECHT & ULLEMEYER 1999). Die durch die Gefügauflockerung hervorgerufene Wasserwegigkeit führt in weiterer Folge zu einer Erhöhung der Empfindlichkeit gegenüber Frost- und Salzsprengung. Auch die Besiedelung durch Bakterien und Algen wird begünstigt. Methodisch kann der Verwitterungszustand eines Gesteines mit geringem Aufwand und vor allem zerstörungsfrei mit Ultraschallmessungen (z. B. KRAUTKRÄMER & KRAUTKRÄMER 1966, DÜLLMANN 1976) festgestellt werden. Richtwerte für die Ultraschallgeschwindigkeit für den Verwitterungsgrad von Carrara Marmor gaben KÖHLER & SIMON (1993):

nicht verwitterter Marmor:	>5 km/s
erhöhte Porosität:	3-5 km/s
fortgeschrittene Gefügauflockerung	
beginnende Gefahr:	2-3 km/s
Gefahr des Objektverlustes:	<2 km/s
vollständige Gefügauflockerung:	<1,5 km/s

Wesentliche Faktoren, neben den textuellen Gesteinseigenschaften, welche die Ultraschallgeschwindigkeit beeinflussen, sind Temperatur und Feuchtigkeit. Warme Gesteine weisen geringere Geschwindigkeiten auf als kalte, feuchte Gesteine weisen höhere Geschwindigkeiten auf als trockene. Aus diesem Grund sollte bei jeder Meßkampagne auch die Temperatur und die Feuchtigkeit von Gesteinen dokumentiert werden.

2. Fallbeispiele

Anhand der folgenden Fallbeispiele sollen einige Probleme der Marmorrestaurierung aus jüngster Vergangenheit vorgestellt werden.

2.1. Marmor-Büste des Fürsten Wenzel Anton Kaunitz-Rietberg in Schloß Schönbrunn

Die Kaunitz - Büste aus dem Jahre 1780 besteht aus feinkörnigem Carrara-Marmor und ist an der Rückseite signiert

² Korngröße durchschnittlich zwischen 4 und 6 mm

und datiert (*Jos. Ceracchi Romanus / Faciebat Vindobonae / 1780*)³. Die Büste ist auf einem Säulenstumpf aus Sterzinger Marmor aufgestellt (dat. 1871), der schieferungsparallele Risse aufweist. Die Auswertung der Ultraschall-Meßdaten ergab, daß die Büste gegenüber bruchfrischem

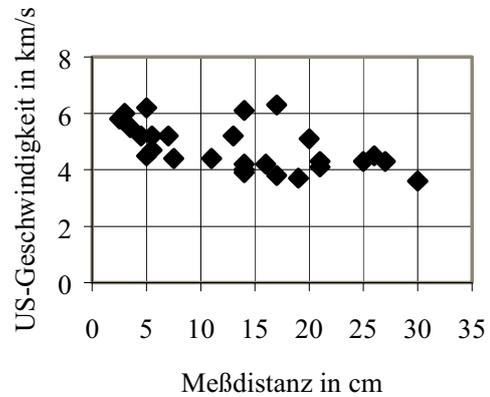


Abb. 2: Ultraschallgeschwindigkeiten der Kaunitz-Büste (Mittelwert: 4,8 km/s)

Fig. 2: Ultrasonic-velocities of the Kaunitz-memorial (Carrara marble) in the castle Schönbrunn (Vienna).

Carrara-Marmor bereits erhöhte Gefügauflockerung aufweist. Risse konnten nicht beobachtet werden. Die etwas stärkere Gefügauflockerung konnte vor allem im oberen Bereich, also an den Schultern und im Schädelbereich, festgestellt werden.

Bereits bei einer einmaligen Erwärmung von Carrara Marmor um 60 °C wird die Ultraschallgeschwindigkeit von >5 km/s auf rund 3,5 km/s abgesenkt. Der errechnete Mittelwert von rund 4,8 km/s für die Kaunitz-Büste liegt deutlich über diesem Wert. Eine längere, mehrere Jahre andauernde Aufstellung im Freien würde aufgrund der schwankenden Temperatur- und Feuchtigkeitseinflüsse eine wesentlich stär-

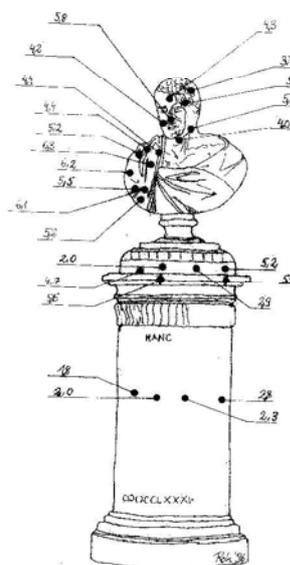


Abb. 3: Skizze der Kaunitz-Büste.

Fig. 3: Drawing of the Kaunitz-memorial.

³ Kunsthistorisches Museum, Sammlung für Plastik und Kunstgewerbe, Inventar Nummer 6894, Standort Schloß Schönbrunn, Erdgeschoß, östliches Ovalkabinett.

kere Gefügeauflockerung erwarten lassen und ist daher auszuschließen (z. B. KÖHLER 1996, SNETHLAGE 1993). Es besteht aber auch für die nächsten Jahre keine Gefahr, daß diese kunsthistorisch bedeutsame, geschützt aufgestellte Plastik zerstört werden würde. Somit ist auch eine Steinfestigung in diesem Fall nicht notwendig.

2.2. Attikafiguren des Wiener Parlaments

Völlig anders gelagert ist jedoch die Problematik der Attikafiguren des Wiener Parlamentes, die überwiegend aus Laaser Marmor bestehen. Hier mußten aufgrund der exponierten Aufstellung der Figuren schon alleine aus Sicherheitsgründen tiefgreifende Festigungsmaßnahmen ergriffen werden, um so mehr als einzelne, vor allem feingliedrige Figurenteile, wie Hände, Arme, Gewandfalten und diverse Attribute alarmierend niedrige Ultraschallwerte aufwiesen⁴ und die Marmoroberfläche bereichsweise stark absandete⁵. Bereichsweise konnten auch Risse beobachtet werden, die auf Frostsprengung zurückzuführen sind.

Erste urkundliche Belege über die Nutzung des Laaser Marmors gehen auf das Jahr 1717 zurück (KLEBELSBERG 1948)⁶. Charakteristisch für den Laaser Marmor ist die nach Jahren bis Jahrzehnten auftretende homogene lichtgelbe, elfenbeinerne Tönung des ursprünglich reinweißen Gesteines, die auf einen geringen Eisengehalt der Kalkspäte zurückgeführt werden kann.

Die Ultraschalluntersuchungen nach den Festigungsmaßnahmen zeigte bei allen Figuren eine deutliche Zunahme der Geschwindigkeit, also eine Verdichtung des Gefüges. Gefestigt wurde mit Paraloid B72, einem gelösten PMMA (Polymethylmetacrylat). Ein unabsichtlich abgebrochener Unterarm einer Figur zeigte eine Eindringtiefe des Festigers von rund 25 mm. Der Vergleich der Meßwerte vor und nach der Festigung zeigt ein sehr heterogenes Bild.

Vor allem bei feingliedrigen Figurenteilen bis etwa 10 cm Dicke zeigte sich eine deutliche Zunahme, in den massiveren Bereichen der Körper konnte aufgrund der im Verhält-

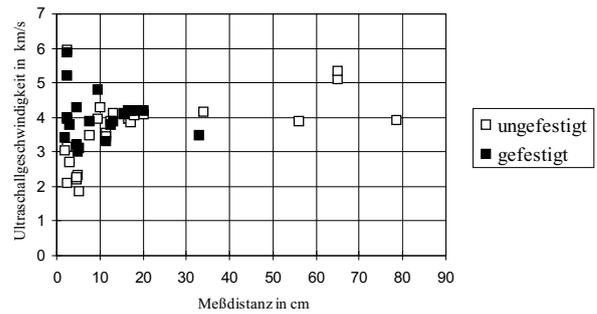


Abb. 4: Ultraschallgeschwindigkeiten der Attikafigur “Bergbau” aus Laaser Marmor im ungefestigten und gefestigten Zustand.

Fig. 4: Ultrasonic-velocities of the figure “mining” (marble from Laas/Italy) of the parliament in Vienna before and after conservation with PMMA.

nis zu geringen Eindringtiefe des Steinfestigers keine Veränderung festgestellt werden.

2.3. Colin-Brunnen in Schloß Schönbrunn

Der derzeit in seine Einzelteile zerlegte rund 5 m hohe Brunnen soll im Mai 2000 wieder vor der Orangerie des Schlosses aufgestellt werden und auch mit Wasser befüllt werden. Die Frage nach dem Erhaltungszustand und notwendigen Restaurierungsmaßnahmen für eine Neuaufstellung führten zu dieser Untersuchung. Zusätzlich zur visuellen Befundung wurden die Einzelteile des um 1572 für das Schloß Neugebäude hergestellten Brunnens mit Hilfe von Ultraschalluntersuchungen auf ihren Erhaltungszustand hin untersucht⁷. Die beiden Brunnenschalen, die Löwen (4 Stück) und die Einzelteile des zentralen Schaftes bestehen aus Sterzinger Marmor. Die drei Hermen des Brunnens bestehen aus Laaser Marmor⁸.

Zustand	US in km/s	Festigung	Hydrophobierung
sehr gut	>4,4	nicht notwendig	nicht notwendig
gut	3,7 - 4,4	nicht notwendig	empfehlenswert
ausreichend	2,9 - 3,7	notwendig	unbedingt notwendig
schlecht	2 - 2,9	unbedingt notwendig	unbedingt notwendig
sehr schlecht	<2	unbedingt notwendig	unbedingt notwendig

Tab. 1: Zustandsbeschreibung durch Ultraschallgeschwindigkeit und notwendige Restaurierungsmaßnahmen.

Tab. 1: Description of the state of deterioration and inevitable conservation measures.

⁴ Diese Untersuchungen wurden gemeinsam mit Univ.Ass.Dr. Johannes WEBER (Universität für Angewandte Kunst) und DI Karol BAYER (Bratislava) durchgeführt.

⁵ Interessant ist in diesem Zusammenhang vielleicht die Beobachtung, daß einzelne grobkörnigere Kalkspataggregate, da sie besser verwitterungsbeständig sind, pustelförmig über die Verwitterungsoberfläche herausragen. Als beschreibenden Begriff könnte man hier von „Marmorakne“ sprechen.

⁶ Auch dieser Marmor besaß überregionale Bedeutung (Lieferungen bis Regensburg, Düsseldorf, Trier, New York, Philadelphia, etc.) und wurde vorwiegend für Bildhauerarbeiten, aber auch für Brunnen und Maßwerke verwendet.

⁷ Die Ultraschallmessungen erfolgten am 19. Februar 1999 unter Mitarbeit von Frau CHALUPAR (TU-Wien) und Herrn Ing. RETZL (Büro Machatschek & Schermann). Von Herrn Ing. RETZL wurde für die Auswertung der Untersuchungsergebnisse eine umfangreiche Fotodokumentation und Planskizzen freundlicherweise zur Verfügung gestellt (herzlichen Dank!).

⁸ Der von Alexander Colin angeblich im Jahre 1567 aufgefundene Oberberger Marmor aus dem Oberberger Tal bei Gries am Brenner gelangte für diesen Brunnen nicht zur Verwendung. Bei diesem Marmor handelt es sich um einen feinkristallinen, zuckerkörnigen weißen bis blaßrosa Marmor, der als inländischer Ersatz des Marmors von Carrara dienen sollte (KLEBELSBERG 1948).

Der grobkörnige, in Schönbrunn allgegenwärtige Sterzinger Marmor (Neptunbrunnen, Parkfiguren, etc.) wurde seit dem Spätmittelalter für dekorative Steinmetz- und Bildhauerarbeiten bis ins 20. Jhdt. verwendet (z. B. Grabsteine im Kreuzgang des Domes zu Brixen, Haupttreppen Parlament, Naturhistorisches Museum, etc.).

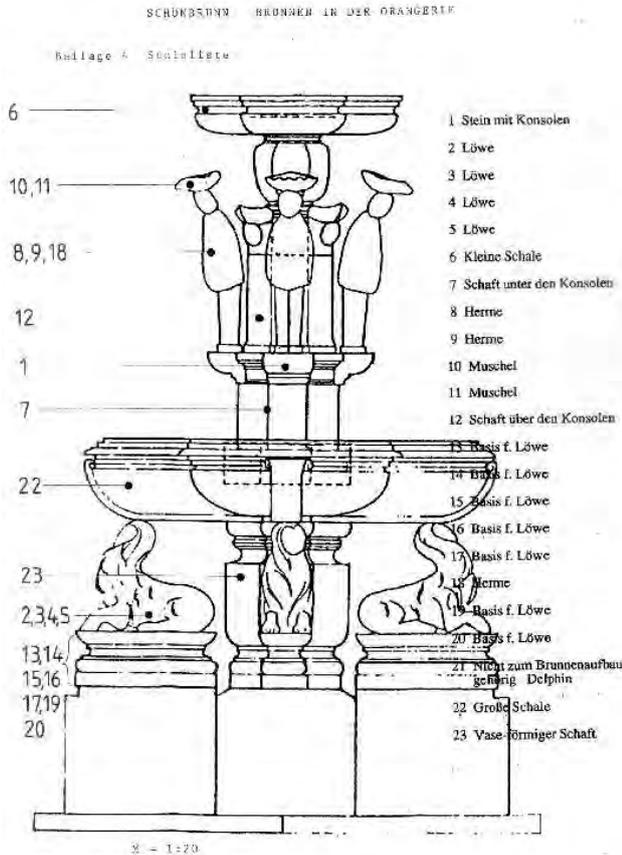


Abb. 5: Schematische Darstellung des Colin-Brunnens.

Fig. 5: Drawing of the Colin-fountain.

Physikalische Kennwerte von nicht verwittertem Sterzinger Marmor:

- Rohdichte: 2,69 g/cm³ (2,64-2,74)
- Würfeldruckfestigkeit:
 - trocken: 61 N/mm² (54-69)
 - wassersatt: 54 N/mm² (45-64)
- Wasseraufnahme: 0,1 M.% (0,09-0,11)
- Ultraschallgeschwindigkeit: 4,5-5,2 km/s

Die zusammenfassende Darstellung der Ultraschallmeßwerte (Abb. 7) zeigt, daß der Erhaltungszustand der Brunnenteile erfreulicherweise, überwiegend als zumindest "ausreichend" und besser anzusprechen ist, wobei der Zustand "ausreichend" nicht bedeutet, daß bei diesen Teile auf konservierende Maßnahmen verzichtet werden kann. Für die Steinfestigung muß derzeit, mangels alternativer Produkte noch gelöstes PMMA verwendet werden, obwohl bei der Festigung von Carrara - Marmorproben unter Laborbedingungen mit Paraloid bis jetzt nicht bekannte Proble-

me (siehe Kapitel 3ff.) aufgetreten sind. Für die Hydrophobierung können die derzeit handelsüblichen Silane und Siloxane verwendet werden, wobei jedoch eine Hydrophobierungscreme⁹ empfohlen wird, da diese auf-

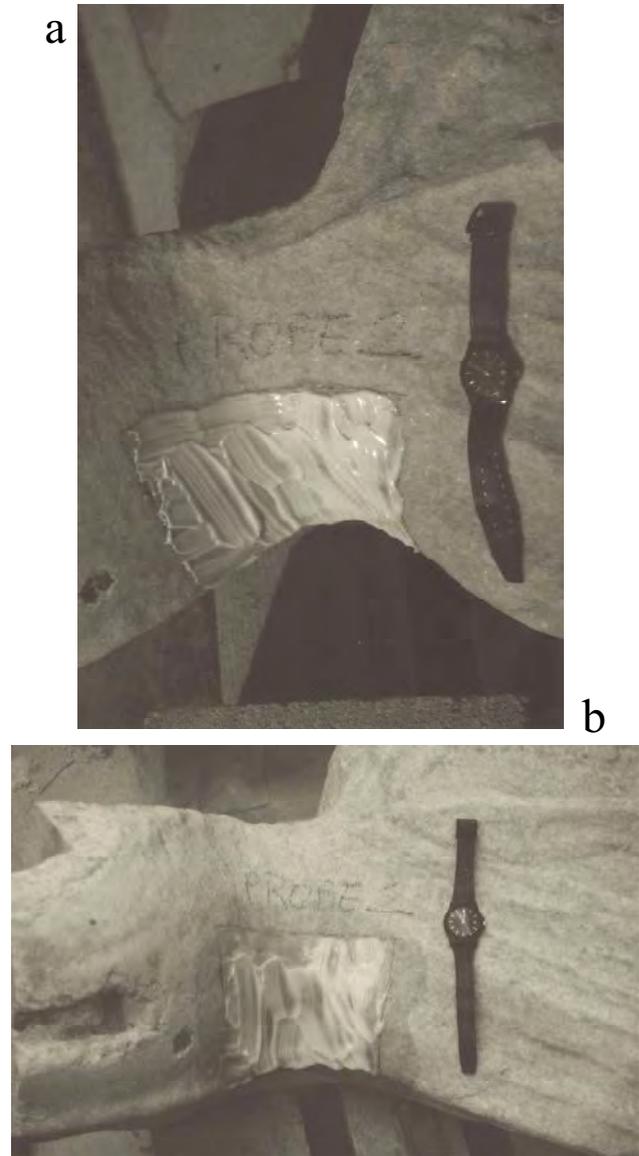


Abb. 6: Versuchsfeld 2 für die Hydrophobierungscreme: Bild 1 Versuchsbeginn, Bild 2 nach 55 Minuten.

Fig. 6: Test area 2 for hydrophobic creme: picture 1 start, picture 2 after 55 minutes.

grund der überaus langen Kontaktzeit, dem Stein eine optimale Aufnahmemöglichkeit bietet. Die Untersuchung von Bohrkernen ergab, daß es bei gesundem Gesteinsgefüge zu einer Hydrophobierung an der Oberfläche kommt. Nur bei aufgelockertem Gefüge kann eine Tiefenwirkung erzielt werden. Da eine nur partielle Hydrophobierung nicht sinnvoll erscheint, da sich auch ein gewisser Anfeuerungseffekt und Glanz nicht vermeiden läßt, sollte die gesamte Anlage hydrophobiert werden. Dieser

⁹ Produkte der Firmen WACKER oder REMMERS.

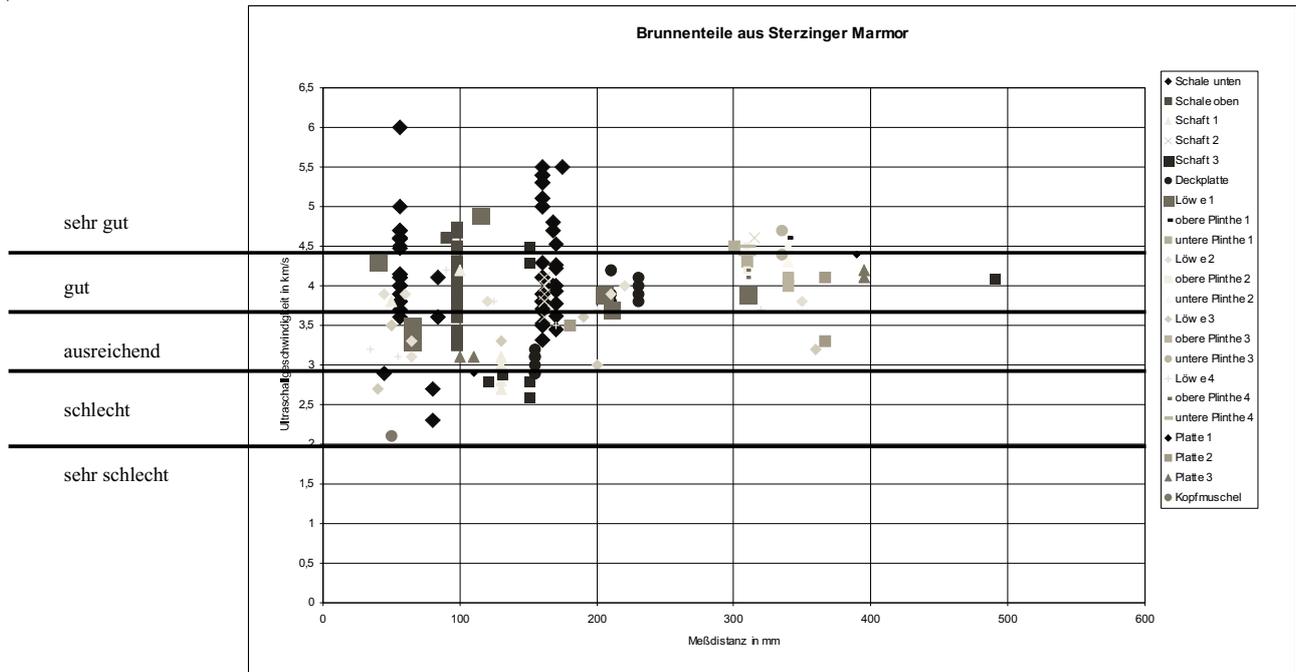


Abb. 7: Graphische Darstellung aller Meßergebnisse an den Brunnenteilen aus Sterzinger Marmor.

Fig. 7: Diagram of all dates of the fountain parts (marble of Sterzing).

Anfeuerungseffekt, der die ursprünglich vorhandene Transparenz des Marmors betont, ist auch aus ästhetischen Gründen zu vertreten, da die Marmorteile ursprünglich sicherlich poliert waren.

3. Festigungsversuche im Labor

Aufgrund der Häufigkeit der Marmorrestaurierungen in den letzten Jahren und den immer wieder beobachteten Schadensphänomenen an bereits restaurierten Steinobjekten, die immer wieder auf Restaurierungsschäden hinwiesen, beschlossen wir ein Untersuchungsprogramm zu formulieren und die rund 25jährige Marmorrestaurierungstradition kritisch zu hinterfragen. Gemeinsam mit den Restaurierwerkstätten des österreichischen Bundesdenkmalamtes¹⁰ wurde ein Untersuchungsprogramm mit vier Steinfestigern konzi-

piert und am Institut für Ingenieurgeologie durchgeführt¹¹. In erster Annäherung wurden als wesentliche Anforderungen an die Steinfestiger, eine möglichst große Eindringtiefe, keine Verschlechterung des Austrocknungsverhaltens und eine Verklebung der einzelnen Kalkspäte somit eine Erhöhung der Kornbindungsfestigkeit gefordert. Die grundlegende Fragestellung dieser Untersuchungsreihe war: „Wie wirken sich die unterschiedlichen Festigungsmaßnahmen, verbessernd oder verschlechternd, auf die physikalischen Eigenschaften des Marmors aus?“

Untersuchungsablauf

1. Ultraschallgeschwindigkeit
2. Rohdichte nach ÖNORM B 3121
3. Wasseraufnahme nach ÖNORM B 3122
4. Wasseraufnahmeverhalten
5. Austrocknungsverhalten
6. Zylinderdruckfestigkeit nach ÖNORM B 3124 Teil 1

	nicht verwittert	verwittert
Rohdichte	2,71 - 2,72 g/cm ³	2,70 - 2,71 g/cm ³
Wasseraufnahme	0,1 - 0,25 M. %	0,1 - 0,23 M. %
Ultraschallgeschwindigkeit	4 - 5 km/s	1,3 - 2 km/s
Zylinderdruckfestigkeit	110 - 130 N/mm ²	49 - 52 N/mm ²
Spaltzugfestigkeit	10 - 14 N/mm ²	3,1 - 5,6 N/mm ²

Tab. 2: Gesteinsphysikalische Kennwerte des verwitterten und nicht verwitterten Marmors (Carrara Bianco CD).

Tab. 2: Physical properties of weathered and fresh marble (Carrara Bianco CD).

¹⁰ Den Herren HR.Univ.DoZ.Dr. Manfred KOLLER, HR Dr. Hubert PASCHINGER und Mag. Johann NIMMRICHTER danke ich für diese kollegiale und hilfreiche Zusammenarbeit.

¹¹ Frau Ines CHALUPAR führte großteils die sehr zeitaufwendigen Serienversuche im Labor durch, wofür ich mich gerne bedanke.

7. Spaltzugfestigkeit (Brazilian Test) nach ÖNORM B 3124 Teil 4.

Anforderungen an die Steinfestiger

1. Große Eindringtiefe ohne Überfestigung der äußeren Bereiche
2. Verklebung der Kalkspäte – Erhöhung der Kornbindungs-festigkeit - Erhöhung der Zugfestigkeit
3. Keine Verlängerung der Austrocknungszeit
4. Keine zusätzlichen Spannungen bei thermischer und hygri-scher Beanspruchung
5. Beständigkeit gegenüber schwachen Säuren und Laugen sowie UV-Strahlung
6. Keine klebenden Oberflächen nach dem Abschluß der Reaktion – unempfindlich gegenüber Verschmutzung
7. Keine wesentlichen Veränderungen von Farbe und Glanz an den Oberflächen
8. Reversibilität, um später folgende Restaurierungs-maßnahmen nicht ungünstig zu beeinflussen
9. einfache Manipulation auf Baustellen (Pinsel, Sprühfla-schen, etc.)
10. Ungiftig nach dem Aushärten.

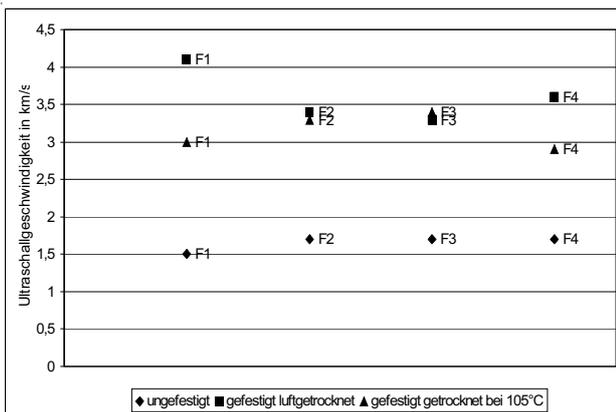


Abb. 8: Ultraschallgeschwindigkeiten vor und nach der Festigung (Mittelwerte).

Fig. 8: Ultrasonic-velocity before and after consolidation (mean).

Verwendete Steinfestiger

- F1:** Hydrophobe Mischung von Siloxan (Wacker 290) und Kieselsäureester (Wacker 100 OH) gelöst in Ethanol im Verhältnis 6:4:5
- F2:** Paraloid B72 - 7 %ig (PMMA) gelöst in Methoxypropylacetat, Butylacetat und Xylol (1:1:1)
- F3:** Schwach hydrophobe Mischung von Siloxan (VP1321) und Paraloid B72 gelöst in Methoxypropylacetat, Butylacetat und Xylol (1:1:1)
- F4:** Hydrophobe Mischung von Kieselsäureester und Siloxan (Fertigprodukt Rhodorsil (RC90) = Ethylsilikat + Katalysator + Methylphenylharz) gelöst in Testbenzin.

Probenmaterial

Aus einem 60x40x20 cm großen homogen verwitterten Marmorquader (Carrara Bianco CD) wurden 40 Bohrkerne mit 200 mm Länge und 50 mm Durchmesser entnommen. Als Vergleichsmaterial diente nicht verwitterter Carrara

Bianco CD.

Festigungstechnik

Die Hälfte jeder Probenserie wurde mit einem Pinsel 2x naß in naß bestrichen, die restlichen Bohrkerne wurden für 20 Stunden in einer Wanne getränkt. Nach der Behandlung wurden die Bohrkerne mit Vlies und Kunststoffolie für 120 Stunden eingewickelt. Die Bestimmung der gesteinsphysikalischen Kennwerte erfolgte nach 4 Wochen, nachdem die Reaktion der Harze und Kieselsäureester abgeschlossen war, wobei ein Drittel der Prüferserie bei Raumtemperatur und 50 % rel. Luftfeuchtigkeit, ein Drittel bei 60 °C und ein Drittel bei 105 °C getrocknet wurde.

3.1. Ergebnisse

Nach der Applikation der Steinfestiger konnte bei allen Probekörpern eine deutliche Erhöhung der Ultraschallgeschwindigkeit, also Verdichtung des Korngefüges festgestellt werden, wobei sich die Ultraschallgeschwindigkeit der mit KSE gefestigten Probekörper bei thermischer Beanspruchung (Trocknung) wieder deutlich reduzierte. Dieser Effekt ist auf die verbesserte Austrocknung durch Verdampfung des restlichen Lösungsmittels und die sich einstellenden finalen Trockenrisse des Kieselgels zurückzuführen. Die Ermittlung der Rohdichte und Wasseraufnahme mit den in den entsprechenden ÖNORMEN (B 3121, B 3122) festgelegten Methoden, erbrachte, selbst bei Wassersättigung im Vakuum, keine signifikanten Unterschiede zwischen verwittertem und nicht verwittertem Marmor (Tab.2). Weitaus interessantere Ergebnisse lieferten die Wasseraufnahme- und Wasserabgabeversuche. Bei nicht gefestigtem Marmor erfolgt ein Großteil der Wasseraufnahme innerhalb der ersten 20 - 30 Minuten der Wasserlagerung. Die kapillare Steighöhe innerhalb der Zeit, die für eine Steinfestigung relevant ist, beträgt rund 25 - 35 mm, deshalb kann auch in der Praxis eine vergleichbare Eindringtiefe des Festigers bei vergleichbarer Gefügeflockerung erwartet werden. Die Wasserabgabe verläuft ähnlich, jedoch aufgrund der ausgeprägten Kapillarität etwas zeitverzögert.

Das Wasseraufnahme- und Wasserabgabeverhalten wurde

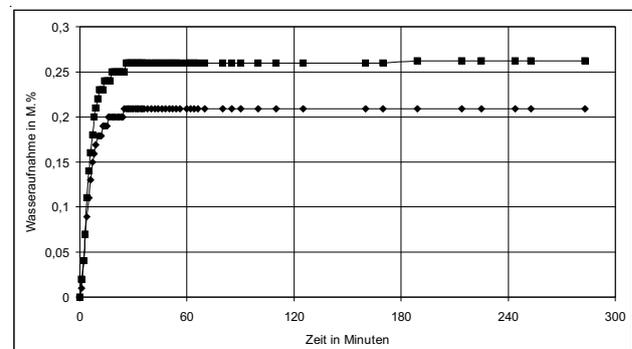


Abb. 9: Wasseraufnahmeverhalten des verwitterten, ungefestigten Marmors.

Fig. 9: Characteristic water adsorption behaviour of the weathered, not consolidated marble.

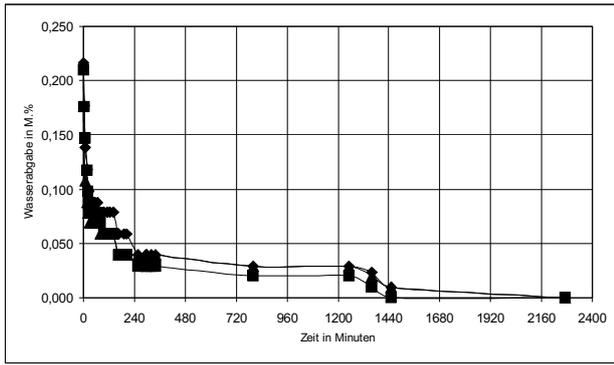


Abb. 10: Austrocknungsverhalten des verwitterten, nicht gefestigten Marmors. Der zweite Knickpunkt der Kurven zwischen 1200 und 1440 Minuten ist auf das kapillare Wasserrückhaltevermögen zurückzuführen.

Fig. 10: Characteristic dry out behaviour of the weathered, not consolidated marble.

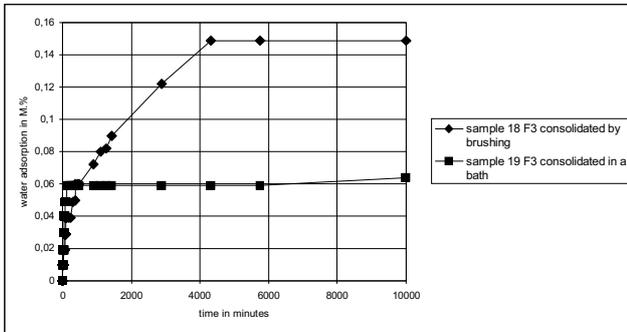


Abb. 11: Ein Beispiel für unterschiedliches Wasseraufnahmeverhalten durch unterschiedliche Festigungstechnik.

Fig. 11: Example for different water adsorption behaviour caused by different consolidation technique.

durch die Festigung grundlegend verändert. Die hydrophob eingestellten Festiger F1 und F4 führten erwartungsgemäß zu einer um 75-90 % verringerten und stark verzögerten Wasseraufnahme. Bei den mit Festiger F2 (PMMA ohne Hydrophobierung) behandelten Bohrkernen wurde das Wasseraufnahmeverhalten hinsichtlich der Quantität nicht verändert, jedoch, im Vergleich mit den nicht gefestigten

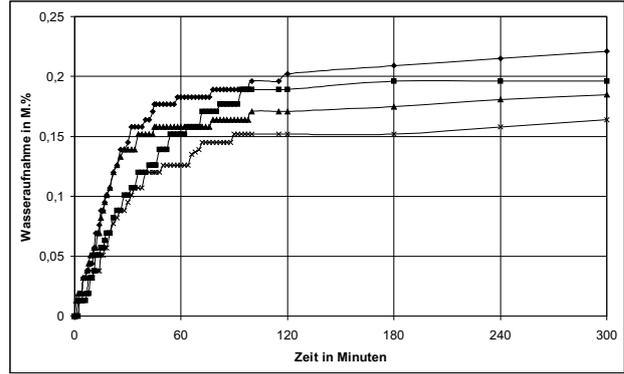


Abb. 12: Wasseraufnahmeverhalten nach Festigung mit F2.

Fig. 12: Water adsorption behaviour after consolidation with F2.

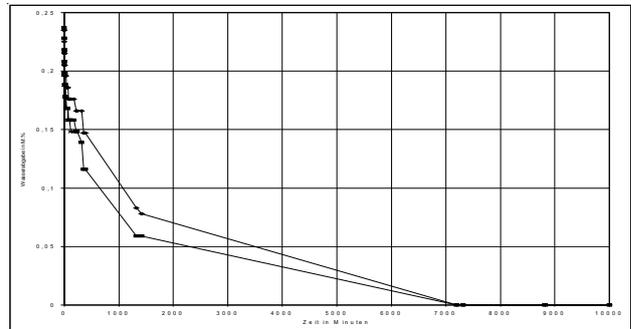


Abb. 13: Wasserabgabeverhalten nach Festigung mit F2.

Fig. 13: Dry out behaviour after consolidation with F2.

Marmorproben um mehrere Stunden verzögert. Die Abgabe des aufgenommenen Wassers wurde enorm behindert. Die Trockenmasse (luftgetrocknet bei 25 °C) wurde erst nach 117 Stunden erreicht, im nicht gefestigten Zustand bei identen Lagerungsbedingungen bereits nach 38 Stunden. Diese überaus lange Verweildauer, der mit Schadstoffen belasteten Niederschläge, wird unter Freiluftbedingungen zu Folgeschäden, zum Beispiel in Form von verstärkter Frostempfindlichkeit und chemisch induzierten Schadensprozessen (Lösung, Salzsprengung, etc.) führen. Auch Bakterien, Algen und Pilze besiedeln mit Vorliebe Gesteine mit gutem Wasserrückhaltevermögen und schädigen ihrerseits durch ihre Stoffwechselfvorgänge (z. B. Produktion von

	F1	F2	F3	F4
Eindringtiefe	2- 3 cm	2- 3 cm	2- 3 cm	2- 3 cm
US-Geschwindigkeit	verdoppelt	verdoppelt	verdoppelt	verdoppelt
Wasseraufnahme	-85 %	gleich	-58 % verzögert	-58 %
Wasserabgabe	verzögert	stark verzögert	stark verzögert	nicht verzögert
Druckfestigkeit	+30 %	+20 %	+20 %	+49 %
Spaltfestigkeit	-21 %	-40 %	-30 %	+7 %

Tab. 3: Zusammenfassende Bewertung der Steinfestiger und ihr Einfluß auf die gesteinsphysikalischen Eigenschaften.

Tab. 3: Evaluation of the stone strengthening products and their influence to the physical properties of the investigated marble.

Oxalsäuren) das Korngefüge. Die mit F3 (PMMA + Siloxan) gefestigten Bohrkerne zeigen generell ein ähnliches Bild. Die aufgenommene Wassermenge konnte um 50-75 % reduziert werden. Die Wasserabgabe bis zur Trockenmasse erfolgt in rund 150 Stunden, die Verweildauer wurde durch die Hydrophobierung also zusätzlich um rund 30 % verlängert. Auch die Art der Festigung, Lagerung im Festiger oder zweimaliges Bepinseln führte zu unterschiedlichem Wasser-aufnahme- und Austrocknungsverhalten (als Beispiel siehe Abb. 11).

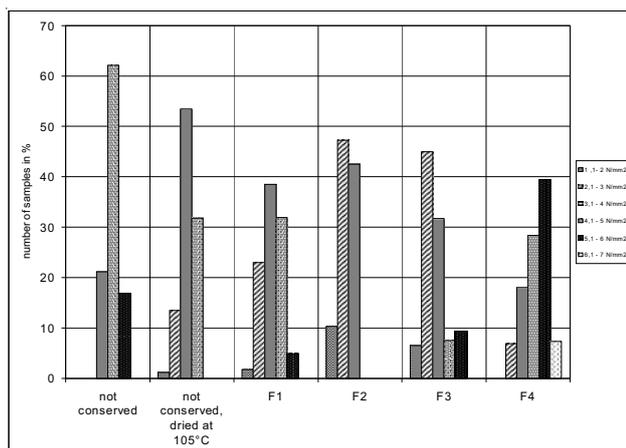


Abb. 14: Klasseneinteilung der ermittelten Spaltzugfestigkeiten (n=160).

Fig. 14: Diagram of the tension strength values (Brazilian test; n=160).

Die Bestimmung der Zylinderdruckfestigkeit und der Spaltzugfestigkeit erfolgte auf einer Prüfpresse (QTS 100) mit einer Lastaufbringung von 10N/s. Bei allen gefestigten Proben wurde eine Steigerung der Zylinderdruckfestigkeit¹² erreicht (siehe Tab. 3). Die Spaltzugfestigkeit (indirekter Zugversuch), spricht praktisch direkt die Kornbindungsfestigkeit an und führte zu alarmierend niedrigen Kennwerten der gefestigten Prüfkörper¹³. Alarmierend auch deswegen, da ein Großteil der Verwitterungsmechanismen die Zugfestigkeit eines Gesteines ansprechen und nur selten Druck- oder Biegezugfestigkeit. Diese Verringerung der Spaltzugfestigkeit, bei gleichzeitiger Erhöhung der Zylinderdruckfestigkeit, ist, verbunden mit der Ausbildung der Risse, ein Hinweis auf eine Materialversprödung. Auch die einmalige Erwärmung der Proben führte bereits zu einer deutlichen Reduktion der Spaltzugfestigkeit (siehe Abb. 14). Lediglich Steinfestiger F4 zeigte im Mittelwert praktisch keine Änderung der Spaltzugfestigkeit, jedoch stellt die Streuung der Werte von extrem schlecht bis hervorragend auch keinen befriedigenden Zustand dar.

¹² Zylinder 50x100 mm.

¹³ Zylinder 50x25 mm.

3.2. Diskussion und Ausblick

Nach der Evaluation der bis jetzt untersuchten Steinfestiger ist davon auszugehen, daß in näherer Zukunft eine Reihe von Restaurierungsproblemen auftreten werden, für die es gegenwärtig keine befriedigende Lösung geben kann¹⁴. Es hat sich aber auch gezeigt, daß ein wesentliches Problem die zum Teil extreme Verlängerung der Austrocknungszeit darstellt. Dieses Problem kann in der Konservierungspraxis relativ einfach durch den Einsatz von hydrophobierenden Steinschutzstoffen bewältigt werden. Für das Problem der Gefügeversprödung ist derzeit noch keine Lösung in Aussicht. Ein durch Simulation von Verwitterungsvorgängen (Frost-Tau-Wechsel und Salzsprengtest) erweitertes Untersuchungsprogramm wird diese ersten Ergebnisse ergänzen. Geplant ist zudem auch eine Aufstellung von gefestigten Proben im Freien, sodaß über mehrere Jahre die Möglichkeit einer Beobachtung besteht und der wesentliche Faktor Zeit, der im Labor nur sehr unzulänglich simuliert werden kann, besser verstehbar wird. Außerdem gelangten 6 zusätzliche Steinfestiger zu Einsatz. Mit den ersten Ergebnissen dieser Forschungen ist Ende 2000 zu rechnen. Vorerst wird sich eine Marmorfestigung mit gelöstem PMMA nicht vermeiden lassen, wesentlich ist aber in jedem Falle das Aufbringen einer wirkungsvollen Hydrophobierung, deren Funktion in relativ kurzen Abständen überprüft werden muß.

Literatur

- DÜLLMANN, H. (1976): Die Ermittlung der elastischen Kennwerte von Gesteinen mittels Ultraschall-Laufzeitmessungen und einaxialer Druckversuche unter besonderer Berücksichtigung einer durch das Korngefüge bedingten mechanischen Anisotropie. - Mitt. Ing.- u. Hydrogeol., 1: 1-244, 1-90 Abb., 1-15 Tab., Aachen.
- KLEBELSBERG, R. v. (1948): Tiroler Werksteine. - Veröff. d. Mus. Ferdinandeum in Innsbruck, 20/25, (1940/45), Innsbruck.
- KÖHLER, W. & SIMON, S. (1993): The Monument to Gustav II Adolf in Göteborg - Ultrasonic Investigations on the Carrara Marble Base. - Proceedings of the 3rd Workshop Göteborg, September 30 - October 3 1992, Bayerisches Landesamt für Denkmalpflege - Zentrallabor (Ed.), Forschungsbericht 11/1993: 117-121, München.
- KÖHLER, W. (1996): Investigations on the increase in the rate of weathering of Carrara marble in Central Europe. - Proceedings of the 8th International Congress on Deterioration and Conservation of Stone, 30.9. - 4.10.1996 Berlin, Vol. I: 167-173, Berlin.
- KRAUTKRÄMER, J. & KRAUTKRÄMER, H. (1966): Werkstoffprüfung mit Ultraschall. - 1-522, 1-456 Abb., 1-10 Taf., (Springer) Berlin Heidelberg New York.
- ÖNORM B 3121 - Prüfung von Naturstein. Reindichte, Rohdichte, Schüttdichte, 1. Juni 1978.
- ÖNORM B 3122 - Prüfung von Naturstein. Wassergehalt und Wasseraufnahme, 1. September 1988.
- ÖNORM B 3124 - Teil 4 - Prüfung von Naturstein. Mechanische Gesteinseigenschaften, Einaxiale Zugfestigkeit (Spaltzugfestigkeit), 1. März 1981.
- ÖNORM B 3124 Teil 1 - Prüfung von Naturstein. Mechanische Gesteinseigenschaften, Einaxiale Zylinderdruckfestigkeit, 1. März 1981.

¹⁴ Die Produktion von Festiger F4 wurde 1998 eingestellt!

- SIEGESMUND, S, WEISS, Th., VOLLBRECH, A. & ULLEMEYER, K. (1999): Marble as a natural building stone: rock fabrics, physical and mechanical properties. - Z. dt. geol. Ges., **150/2**: 237-257, 1-12 fig., 1 tab., Stuttgart.
- SNETHLAGE, R. (1996) (Ed.): Natursteinkonservierung in der Denkmalpflege. - Arbeitshefte des Bayerischen Landesamtes für Denkmalpflege, **80**, (Ernst & Sohn) Berlin.
- TSCHEGG, E.K, WIDHALM, C. & EPPENSTEINER, W. (1999): Ursachen mangelnder Formbeständigkeit von Marmorplatten. - Z. dt. geol. Ges., **150/2**: 283-297, 1-9 Abb., Stuttgart.
- WIDHALM, C., TSCHEGG, E. K. & EPPENSTEINER, W. (1995): Anisotropic thermal expansion causes deformation of marble claddings. - Proceedings of the 5th Workshop EUROCARE - EUROMARBLE Innsbruck 1994, Forschungsbericht **15/1995**.

Schesa-Bruchkessel, Bürserberg-Vorarlberg: Mehrphasiger Murschuttfächeraufbau, Ausräumungsgeschichte, Sanierung durch Rückböschung

Schesa-Gully, Bürserberg-Vorarlberg: Polyphasal Mud Flow Fan, History of Erosion, Stabilising trough Mining

von

Heiner BERTLE

mit 13 Abbildungen, 7 Tafeln und 2 Karten-Beilagen
with 13 figures, 7 plates and 2 maps

Schlüsselwörter:

Vorarlberg

Rätikon

Nördliche Kalkalpen

Arosazone

Spätwürm-Stratigraphie

Bruchkesselerstehung

Wildbachverbauung

Kiesgewinnung

Keywords:

Vorarlberg

Rätikon

Northern Calcareous Alps

Würm-Stratigraphy

Schesa-Gully

Torrent regulation

Gravel exploitation

Anschrift des Verfassers, address of the author:

DDr. HEINER BERTLE

Ingenieurkonsulent für Technische Geologie

Kronengasse 6

A-6780 Schruns

Austria

Inhalt

Zusammenfassung.....	140
Abstract.....	140
1. Einleitung.....	141
1.1. Aufgabenstellung.....	141
1.2. Beschreibung des Projektgebietes.....	142
1.3. Untersuchungsablauf.....	142
2. Regionalgeologie u. Ergebnisse der Detailkartierung des Felsuntergrundes.....	146
3. Sedimentologisch-petrologische Untersuchung der Lockermaterialfüllung des Bruchkessels.....	149
4. Genese der Füllung des Schesabruchkessels und der Bruchkesselausräumung.....	150
5. Geologische Profilschnittserie / Ergebnis der Vergitterung im Vergleich zur Geophysik / Prognosesicherheit und Wirtschaftlichkeit geologischer Prognosen.....	162
6. Bewertung der Materialverwertbarkeit im Vergleich zum Gaschieraabbau.....	163
7. Erschließung des Bruchkessels, Materialabtransport, Aufbereitung, Waschschlammabeseitigung, Rückböschung.....	164
8. Stabilitätsbewertung, Empfehlungen.....	167
Dank.....	170
Literatur.....	171

Contents

Zusammenfassung.....	140
Abstract.....	140
1. Introduction.....	141
1.1. Geological target.....	141
1.2. Project area.....	142
1.3. Strategy of investigation.....	142
2. Regional geology and results of geological mapping of rock bed.....	146
3. Sedimentological-petrological investigation of soft rocks of the Schesa-gully.....	149
4. History of sediment deposition and erosion of the Schesa-gully.....	150
5. Geological cross sections – comparison with geophysics, security of prognosis and economy of geological prognosis....	162
6. Geotechnic quality of sediments in comparison to the sediments of the Gaschiera area.....	163
7. Development of the Schesa-gully, transport of material, preparation, deposition of residual mud, reduction of angle of slope.....	164
8. Stability of the Schesa-gully, recommendations.....	167
Acknowledgements.....	170
References.....	171

Zusammenfassung

Die vieljährigen Geländeerhebungen und Detailstrukturuntersuchungen, unterstützt durch die Ergebnisse der Sondierbohrungen und Schürfe sowie von Altersdatierungen an organischen Proben und durch Pollen- und Sporenbestimmungen, weisen den Schesabruchkessel als Ausräumung eines mehrphasig aufgebauten und wieder ausgeräumten, in der Hauptmasse im frühen Spätglacial am Eisrand, teilweise in einem zwischen Talhang und Illrandmoräne gestauten See vom Mühlebach aufgeschütteten Mur- und Schwemmschuttächer aus.

Die Ausräumung seit 1796 wurde – wie mindestens zwei frühere Ausräumungen – durch den Einbruch des die Glacialschuttfüllung einer Wanne im Felsuntergrund gegen das Tal abschließenden verkarsteten Gipsriegels ausgelöst. Die Bruchkesselwände sind anhaltend instabil, wobei starke Anzeichen dafür sprechen, daß nach einer zeitweisen Verlangsamung der Bruchkesselausweitung seit einigen Jahren, verursacht hauptsächlich durch die derzeitige Position des

Hauptwandfußes auf der basalen Gleitfläche, eine sich in Zukunft verstärkende Beschleunigung von blockartigen Ableitungen und Abkippungen in den Bruchkessel eingetreten ist.

Die mit einem Aufwand von öS 100 Mio. seit 1986 errichtete untertägige Förderbandstraße mit 5 Bändern und begleitender Betriebsstraße (auf über 500 m Länge in drei Tunneln geführt) überwindet eine Gesamtlänge von 3,2 km und einen Höhenunterschied von 450 m. Sie hat eine Förderkapazität von 400 bzw. 600 t/Std und gewinnt aus Bremsenergie bis zu 400 kWh.

Der seit 1995 laufende Probeabbau Gaschiera hat die Erwartungen bezüglich der Materialqualität nur teilweise erfüllt. Die Rückböschung kann, wie projektiert, ausgeführt werden, wobei großflächig als Abschlußböschungen standfeste, gegliederte und wiederaufforstungsfähige Felsböschungen bleiben.

Als entscheidende Vorfragen für die Realisierung der Schesabruchkesselsanierung durch Rückböschung mit Materialverwertung müssen eine wasserlose oder wasser-

sparende Voraufbereitung im Abbaubereich, ein Umbau der Förderbandanlage und die Waschschlammdeponierung im Tal gesichert sein.

Für die Bewertung einer Stabilisierung durch Rückböschung ergibt die genetische Auflösung der Gesamtschüttung in zusammengehörige, \pm homogene Teilkörper wichtige Daten für die rechnerische Stabilitätsmittlung und zur Verwendbarkeit des Rückböschungsmaterials.

Abstract

Geological mapping in combination with bore holes, sampling of organic material and pollen analysis exhibit the "Schesa gully" as a mud-flow-fan, which was deposited, eroded and redeposited several times close to the border of the Ill glacier partially in a lake, during the late Würm-glacial period.

Since 1796 erosion - like 2 other earlier events - was caused by destroying a barrier of gypsum in the lower part of the Schesa-hollow, which acted as a dam for the diluvial content of the hollow.

The slopes of the Schesa gully are still not stabilized. The instability will be intensified by blocksliding and blockrotation in the future. The conveyor belt which was being built from 1986 to 1995 (costs at about ATS 100 Mio., length ca. 3,2 km, vertical drop 450m) reaches from the preparation plant in the flats into the Schesa gully. Its capacity is around 600 t/h. As a novelty a connected generator produces about 400 kWh of electric energy.

The quality of diluvial material, which is being mined in the testfield of the Gaschierakopf is not as good as expected. Grading of the slope can be done as projected and will result in a stable structured, and reforestable rock slope. Realisation of the stabilisation of the "Schesa gully" through grading by mining is only possible if sorting in the mining area (using less water), modification of the belt conveyors and depositing sites for washing stuff in the valley are ensured.

1. Einleitung

1.1. Aufgabenstellung

Das Schesatobel ist einerseits einer der auch international bekanntesten Wildbäche, der seit seiner Entstehung gut dokumentiert ist und in dem die bald 100-jährige aufwendige und schwierige technische Verbauung eine morphologisch-technische Grenze erreicht hat, ohne die erstrebte Stabilisierung der Bruchkesselwände und die Selbstregulierung des Gewässersystems zu erzielen. Andererseits wird das Schesatobel seit 20 Jahren von privater Seite und von Seiten der Landesraumplanung im Einvernehmen mit den zuständigen Stellen für Landschaftsschutz, Wasserbau, Forst, Landwirtschaft, Wirtschaft als bevorzugte Baurohstoffquelle (Sand, Kies, Splitt, Steine) zur Deckung des längerfristigen drängenden Baurohstoffbedarfs in Vorarlberg untersucht und angestrebt. Zusätzlich sind auf das Einzugsgebiet der Schesa intensive und sich teilweise widerstreitende Nutzungsinteressen der Alp- und Forstwirtschaft,

des Fremdenverkehrs (Schifflähen), des Verkehrswegebau (Autobahn, Umfahrungsstraße, Landes- und Gemeindestraßen) und des stark steigenden Siedlungsdruckes im Mittellauf und auf dem Schwemmkegel konzentriert.

Die bisherige, überwiegend lineare Maßnahmensetzung zur Gefährdungsverringerung bzw. zur Stabilisierung in den Einzugsgebieten von Wildbächen und Lawinen stößt zunehmend an ihre Grenzen. Die Notwendigkeit integraler, vernetzter Projektierungen und Maßnahmen wird aus ökologischen, aber insbesondere auch aus wirtschaftlichen Gründen und Gründen der Nachhaltigkeit und Langfristigkeit der Schutzmaßnahmen zunehmend offenkundig. Daher bemüht sich der Forsttechnische Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung in Form von beispielhaften Pilotprojekten um die Erstellung ganzheitlicher Projektplanungen.

Die verbauungsbezogenen Untersuchungen durch und für den Forsttechnischen Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung seit 1991 einerseits und die rohstofforientierten Untersuchungen (Gips, Kiesgewinnung) und Abtragsprojekterstellungen durch und für private Kiesgewinnungsunternehmen während der letzten Jahrzehnte haben bereits umfangreiche Grundlagen für eine vernetzte Projekterstellung erbracht. Aus diesen Gründen wurde das Schesatobel vom Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Forsttechnischer Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung, als besonders geeignetes Pilotprojektsgebiet ausgewählt.

Wegen des extremen Reliefs, des komplexen Substrats (Geschiebe), der intensiven Überschneidung von rückschreitender Gerinneerosion, Uferabbrüchen, Großböschungabbrüchen an vorgegebenen Zerrklüften, felsrelief- und hangwasserbedingten Kriechgleitungen und Gipskarstzusammenbrüchen kommt der Kenntnis der regionalen geologischen Strukturen, der Gesteinseinheiten einschließlich von Petrographie und Gefüge und der Genese des Felsreliefs, der Lockermaterialüberdeckung und der Geländeformen sowie der Mächtigkeit, der Zusammensetzung, der Lagerungsdichte, des Gefüges und der Wasserführung des Lockermaterials besondere Bedeutung zu.

Ein wesentliches Ziel der geologischen Bearbeitung im Rahmen des Integralen Pilotprojekts Schesasanieung sollte auch sein, aufzuzeigen, mit welchem Zeit- und Kostenaufwand welcher Grad an Aussagezuverlässigkeit durch eine detaillierte geologisch-hydrogeologisch-geomorphologische Kartierung und Geländeuntersuchung allein und/oder in Verbindung mit Geophysik, Bohrungen und Schürfungen erzielt werden kann.

Seit 1972 ist es erklärtes Ziel der Vorarlberger Landesregierung, zum Schutze des Grundwassers bzw. zur Erhaltung der Talgrundwasserreserven die damals vorhandenen Kiesabbaubewilligungen (Naßbaggerungen) im Grundwasser auslaufen zu lassen und keine neuen Bewilligungen im Grundwasser mehr zu genehmigen. Daher sollte die künftige Baurohstoffversorgung mit Kies und Sand aus den Vorkommen der Hanglagen außerhalb von Talgrundwasservorkommen und Quelleinzugsgebieten erfolgen. Als eines der dieser Forderung entsprechenden Großvorkommen wurden die Glacialablagerungen von Bürs-Bürserberg einschließlich des Schesabruchkessels von der Landesraum-

planung vorgeschlagen. Wegen der unvergleichlich hohen Erschließungs- und Materialtransportkosten, der geringen Materialqualität und der Problematik eines privatwirtschaftlichen Materialabbaues in einem der bekanntermaßen gefährlichsten Wildbäche in Vorarlberg in Abstimmung mit den staatlichen Planungen und Arbeiten des Schutzwasserbaues durch den Forsttechnischen Dienst für Wildbach- und Lawinverbauung sowie wegen der Vielzahl von betroffenen Grundeigentümern haben sowohl die Bundes- sowie Landesbehörden und –dienststellen als auch die Kies- und Bauwirtschaft nur zögernd und mit vielen Rückschlägen diese Empfehlung aufgegriffen. Erst der Glücksfall des Zusammentreffens eines risikobereiten, innovativen Unternehmers, Herrn Kommerzialrats Herbert ZECH, mit einer für innovative Wege offenen Generation von Wildbachverbauern in der örtlichen Gebietsbauleitung (Dipl.-Ing. REITERER und Dipl.-Ing. ASCHAUER) und im Ministerium (Hofrat Dipl.-Ing. ÜBLAGGER, Ministerialrat Dipl.-Ing. RACHOY, Oberrat Dipl.-Ing. SIEGEL und Amtsrat Ing. SCHWEIGHOFER) und mit Behördenleitern (stellvertretend insbesondere Herrn Bezirkshauptmann Dr. WALSER und Bürgermeister FRITSCHÉ), die in der Kombination von Privatunternehmung und Staat die Möglichkeit erkannten, den Lebensraum von Bürs, Bürserberg und Nüziders zu sichern und die Rohstoffversorgung für Jahrzehnte abzudecken und bereit waren, dafür ungewohnte, rasche und unbürokratische Entscheidungen zu treffen, machte die Detailplanung und den Beginn der Realisierung möglich.

1.2. Beschreibung des Projektgebietes

Das Projektgebiet liegt in Vorarlberg/Österreich in den Gemeinden Bürserberg, Nenzing, Bürs und Nüziders am gegen NE gerichteten Abfall des Rätikons gegen das Illtal (Walgau - Abb. 1). Die Schesa ist ein linksufriger Zubringer der Ill und mündet westlich gegenüber der Bezirkshauptstadt Bludenz in diese. Das Einzugsgebiet der 5,9 km (Quellbach auf Klampera bis zur Mündung) langen Schesa ist in 3 Hauptäste Schesa, Mühle(Ronna)bach und Plattenbach gegliedert und umfaßt 14,5 km² zwischen m 545 an der Mündung und m 2156 am Alpilakopf. Vom Einzugsgebiet entfallen 4,4 km² auf die Schesa bis zur Vereinigung mit dem Mühlebach selbst, davon 1,3 km² auf den Bereich bis zum unteren Ausgang des Bruchkessels. 6,4 km² entfallen auf den Mühlebach und 3,7 km² bilden den Einzugsbereich des Plattenbaches.

Der mittlere Jahresniederschlag des Einzugsgebietes beträgt 1.600 mm, im oberen Einzugsgebiet höhenabhängig 1.750 mm. Als Tagesextremwerte wurden in Bürs 106,2 mm/d und in Brand 147,0 mm/d gemessen.

Die Schesa selbst umfaßt den während der letzten 200 Jahre mit 5 – 15 % Gefälle aufgeschütteten, im östlichen Teil inzwischen dicht besiedelten, weiten Murschuttfächer in der Talebene, eine lokal bis 60 m tief eingeschnittene großteils bewaldete Schluchtstrecke zwischen dem Schuttfächerhals m 700 und dem Unterrand des Bruchkessels m 980, den ca. 60 ha großen Bruchkessel und die von 3 Gerinnen (Burtschabach, Schesahauptbach und Hölltobel-Wiesenbächlein) entwässerten Alpwiesen und Waldflächen des Oberlaufes (Abb. 2).

Der Mühlebach und der Plattenbach sind ebenfalls in ausgeprägten, felsigen und bewaldeten Schluchten von der Mündung in die Schesa bis in den Oberlauf eingetieft. Die Oberläufe durchfließen jeweils als gering eingetieft Gerinne teils Alpwiesen, teils Bergwald.

Außer der Schesiasiedlung auf dem Schuttfächer im Tal und den Betriebs- und Wohngebäuden auf den Industrie- und Wohngebietsflächen in der Talebene selbst beidseits der Ill in Bürs und Nüziders liegen die A 14 Rheintalautobahn Walgau, die Bundesstraße B 190, randlich die 2-gleisige Bahnlinie Innsbruck-Bregenz der ÖBB, die Landesstraße L 82 Brandnerstraße, verschiedene Gemeindestraßen und Güterwege, 5 Hochspannungsleitungen (380 und 220 kV), der Abwasserverbandssammler Brand – Bürserberg – Bürs – Ludesch, zahlreiche Fernmelde-, Kanal-, Trinkwasser- und Ortsnetzversorgungsleitungen, Teile des Siedlungsgebietes von Bürserberg-Matin, Bürserberg-Boden, Bürserberg-Baumgarten und Bürserberg-Brenner-Zwischenbach sowie die Alpflächen der Burtschalpe mit Alpgebäude einschließlich der Heumäher und Heuhütten, Maisäßgebäude, Liftanlagen und Schifflächen im Einflußbereich der Schesa.

1.3. Untersuchungsablauf

Im Rahmen eines Rohstoffversorgungsprojektes für die Gipsabbauindustrie mit Abgrenzung, Vorratsermittlung und Erschließungs- sowie Genehmigungsproblembewertung 1973, im Rahmen der für die Ortsplanung Bürserberg ausgeführten Erhebung der Quellen mit Einzugsgebieten, der Baugrund- und Gefährdungsverhältnisse 1973 und für den "Entwurf eines Baurohstoff- und Wasserversorgungsplanes über das Gebiet des Walgauer" 1973 wurde der erweiterte Einzugsbereich von Schesa, Mühle- und Plattenbach geologisch untersucht und erstmals die Rückböschung des Schesabruchkessels als langfristig einzig wirksame Stabilisierungsmaßnahme für den Bruchkessel und als längerfristig potente Baurohstoffversorgungsquelle empfohlen. In den Folgejahren wurden der Bruchkessel und sein weiterer Rahmen in Hinblick auf die Gipsauslaugung, die Bruchkessel- und Grabenentwicklung sowie den Materialaufbau und die Glacialformung oftmals aus wissenschaftlichem Interesse begangen. 1979 begann die konkrete Untersuchung der Materialqualität, der zur Sanierung erforderlichen Rückböschungskubaturen und der gewinnbaren Vorräte sowie der Erschließungs- und Materialtransportmöglichkeiten im Auftrag des regional größten Kies-Sand-Versorgungsunternehmens, der Zech-Kies Ges.m.b.H., Nüziders.

Gezielte Materialentnahmen und –analysen im Bruchkessel und im Mittel- und Unterlauf bis zur Einmündung der Schesa in die Ill zeigten, daß die im Bruchkessel ungenügende Materialqualität (extrem hoher Feinkornanteil einschließlich quellender Schichtsilikate, erhöhter Mürbkornanteil, geringer Rundungsgrad, fehlende Klassierung) sich bis zur Mündung in den Vorfluter rasch und nachhaltig verbessert. Daher wurden zur Überwindung der Horizontalabstände von über 2,5 km und eines Höhenunterschiedes von über 430 m zwischen dem Unterrand des Bruchkessels und der Aufbereitungsanlage im Tal in Variantenstudien Spülleitungstrassen und kombinierte Förderband-Schrägschachtlösungen de-

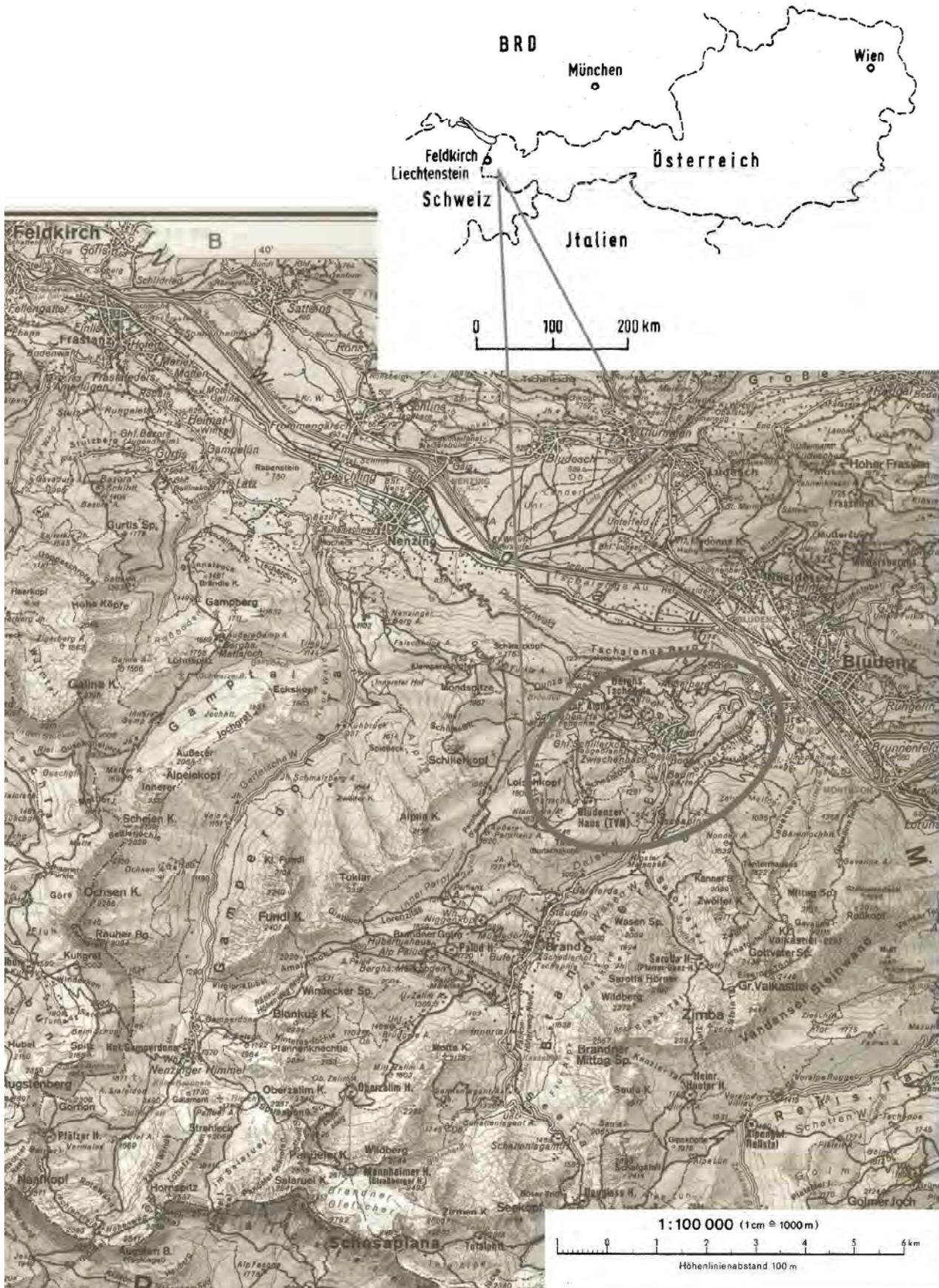


Abb. 1: Lageplan des Projektbereichs 1 : 25.000 / 1 : 500.000.

Fig. 1: Map of working area 1 : 25.000 / 1 : 500.000.

tailliert untersucht. Wegen technologischer Schwierigkeiten (Abrasionsfestigkeit der Spülleitungen), wegen des unwirtschaftlichen Energie- und Wasserbedarfs (2.100 kW Leistung, 1.200 m³/Std Pumpwasser) für das vom Tal bis in den Bruchkessel zu pumpende erforderliche Spülwasser und insbesondere wegen unüberwindlicher Schwierigkeiten mit den Grundeigentümern beim Erwerb von Grundstücken und/oder Unterfahrungsrechten mußten diese Varianten fallengelassen werden. Wie sich zwischenzeitlich im Probeabbau Gaschiera herausgestellt hat, waren die Grundüberlegungen richtig; die Materialqualitätsverbesserung im Zuge des Transports ist für die Verwertbarkeit entscheidend.

1984 – 1989 wurden daher nur mehr Förderbandtrassen mit begleitender Erschließungs- und Erhaltungsstraße untersucht und gleichzeitig für den Bruchkessel sowie die Zwischenabträge Außerberg, Mattabühel und Gaschiera detaillierte Abbau- bzw. Rückböschungprojekte ausgearbeitet, mit der Gebietsbauleitung des Forsttechnischen Dienstes für Wildbach- und Lawinenverbauung, der Gemeinde Bürserberg, den Landesdienststellen und der Bezirkshauptmannschaft Bludenz als Genehmigungsbehörde abgestimmt. Nach dem Vorliegen der grundsätzlichen Zustimmung der Behörden und der Gemeinden zur Sanierung des Schesa-Bruchkessels durch Rückböschung mit Materialverwertung in Kooperation des Kiesunternehmens und des Forsttechnischen Dienstes – ohne Klärung der Kostentragung, der Projektträgerschaft, der Haftung usw. – wurde trotz fehlender Absicherung über die tatsächliche Realisierbarkeit und damit die Amortisation der Investitionen ab 1986 von der Firma Zech-Kies Ges.m.b.H. die Ausarbeitung von Eingabeprojekten für die Förderbanderschließung in Auftrag gegeben. Die Förderbandtrasse wurde in 3 Etappen bis 1995 projektiert, genehmigt und errichtet, wobei dem Geologen die Trassenfestlegung, die Ausarbeitung der Einreichunterlagen, die Vertretung im Bewilligungsverfahren sowie die Ausschreibung, Baubetreuung und Abrechnung der Tunnelbauten übertragen wurde. Für die Realisierung der 2. und 3. Erschließungsetappe einschließlich der zugehörigen Zwischenabbaue wurde der Geologe von der Behörde als verantwortliche Bauaufsicht in Zusammenarbeit mit der amtlichen Aufsicht, Dipl.-Ing. REITERER / WLW, vorgeschrieben bzw. bestellt.

Im Rahmen des vom Bundesministerium für Land- und Fortwirtschaft beauftragten Pilotprojekts Schesasanieung wurden 1992 – 1994 die großteils seit 1972 selbst erarbeiteten vorhandenen geologischen Unterlagen ergänzt und diese Ergänzungen in die bereits 1987 – 1989 für die Zech-Kies Ges.m.b.H., Nüziders ausgearbeiteten Abtragsprofil-schnittserien und den geologischen Lageplan zur digitalen Verarbeitung eingearbeitet. Zur Erleichterung der Verstehbarkeit wurden die regionalgeologischen Grundstrukturen profilmäßig und die hydrogeologische Situation übersichtsmäßig dargestellt sowie Sondierbohrungen und geophysikalische Meßprofilagen festgelegt, die Ausschreibungsgrundlagen für diese Untersuchungen bereitgestellt und die 1992 - 1994 durch die Insond Ges.m.b.H., Neudorf, abgeteufte Sondierungen betreut und ausgewertet. Aus den Bohrkernen wurden Referenzproben entnommen, in den Bohrlöchern geophysikalische Messungen ausgeführt und die Bohrergebnisse in die Profilschnittserien eingearbeitet. Als Voraussetzung für die Klärung der Genese der Bruch-

kesselfüllung wurden 1992 – 1993 im Auftrag des Forsttechnischen Dienstes für Wildbach- und Lawinenverbauung, Gebietsbauleitung Bludenz, das gesamte Einzugsgebiet der Schesa und des Mühlebachs 1:10.000 geologisch - morphologisch und baugologisch – geotechnisch – allerdings mangels einer entsprechenden topographischen Unterlage nur auf einer Eigenvergrößerung der vorhandenen Landeskarte – kartiert und u. a. als Ergebnis die spätglacialen Eistrückzugsstadien kartenmäßig dargestellt, die Gesamtgeschiebepotentiale, die kurz- und mittelfristig mobilisierbaren Geschiebemassen der beiden Teileinzugsgebiete und ihre erwartbare Sohlentwicklung ermittelt und beschrieben (“Baugelogische Planungsunterlagen der Einzugsgebiete von Schesa- und Mühlebach”).

Die 1991 bis 1994 ausgeführten geophysikalischen Untersuchungen (Bohrlochmessungen und Refraktions- und Reflexionsseismik, Geoelektrik, Elektromagnetik) durch Geo Salzburg GmbH, das Ingenieurbüro Dr. BRÜCKL, die Tauernplan Geophysik GesmbH., das Institut für Theoretische Geodäsie und Geophysik der Technischen Universität Wien, Univ.Prof. Dr. BRÜCKL, das Institut für Geophysik der Universität Wien, Univ.Prof. SEIBERL und Mag. SALZMANN und die Geologische Bundesanstalt, Prof. SEIBERL, wurden im Gelände und in der Auswertung betreut. Die Ergebnisse wurden mit den geologischen Erkenntnissen verglichen und zum Teil Überarbeitungen angeregt. Eine Ergebnisübertragung in die geologischen Profilschnittserien erfolgte erst 1998, da bis 1997 keine geeignete topographische Plangrundlage vorlag.

Außerhalb der beauftragten Projektbearbeitung wurden aus verschiedenen Aufschlüssen im Mai 1987, im Juni 1989, im Juli 1992, im Dezember 1993 und im Mai 1996 organische Proben entnommen. An diesen wurden einerseits im Institut für Radiumforschung und Kernphysik der Universität Wien, Herrn Dr. PAK, Radiokarbon-Altersbestimmungen privat in Auftrag gegeben und ausgeführt. Andererseits wurden an ihnen in der Geologischen Bundesanstalt von Frau Dr. DRAXLER Pollenanalysen durchgeführt. Aus diesen Untersuchungen konnten wesentliche Erkenntnisse zur Chronologie der Schesaentwicklung gewonnen werden.

1995 – 1997 wurden, da Hinweise auf zunehmende Instabilitäten die weitere Verzögerung der geologischen Projektgrundlagenerhebung unverantwortlich erscheinen ließen, auf der topographischen Plangrundlage von 1965 Detailaufnahmen der Sedimentstrukturen, der Lithologie einschließlich der in-situ-Kornbestimmung und Probenahme für Siebanalysen sowie der Wasserwegsamkeiten in den Bruchwänden ausgeführt, obwohl die zwischenzeitliche Erosion lokal einen von der Karte völlig abweichenden Geländezustand verursacht hat. Nach der Bereitstellung der überarbeiteten fotogrammetrischen Luftbilddauswertung einschließlich der Profilschnitte im Juni 1997 mußten die Kartierungsdaten übertragen und dazu großflächig die Bruchkesselinhänge nochmals begangen werden. Der dafür erforderliche (vermeidbare !!) Zeitaufwand bestätigt die Erfahrung, daß die Grundlage jeder geologischen Bearbeitung eine detaillierte umfassende Geländekartierung auf einer qualitativ hochwertigen modernen topographischen Unterlage ist und daher diese Plangrundlage am Beginn jeder Projektarbeit verfügbar vorliegen muß. Er-



Abb. 2: Ansicht des Schesa-Einzugsgebietes mit Bruchkesslerschließung.

Fig. 2: View of the Schesa-gully.

Strukturmodell des Felsuntergrundes im Schesa Einzugsbereich

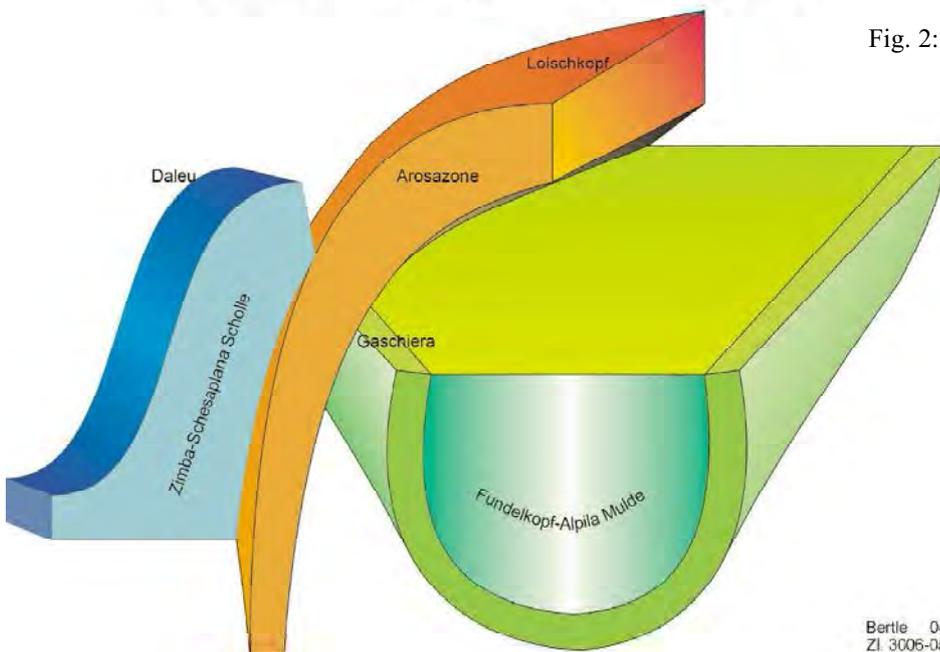


Abb. 3: Strukturmodell des Schollenbaus im Felsuntergrund des Bruchkessels.

Fig. 3: Tectonic model of the rock bed of the Schesa-gully.

Bertle 04-9E
ZI 3006-05/98

gänzend wurden in zahlreichen Begehungen und Besprechungen mit dem gesamten Projektteam und Einzelmitgliedern Teilfragen der Vorstudie und der Hauptstudie mündlich und schriftlich beantwortet. Die baugewissenschaftliche Bearbeitung ist in die abschließende Projektszusammenfassung: ÜBLAGGER, G. (1995): Pilotprojekt Schesasanierung (PPSS), Vorstudie (VS), eingearbeitet.

Die im Frühsommer 1996 durch die Schneeschmelze an der Basis der Bruchkesselwände im Hölltobel und im Schesahauptbach unter Grundmoräne und konglomerierten Grobschottern freigelegten feingebänderten, lokal verfalteten Schluff-Ton-Feinsandlagen, die als Wasserstauer, Schmier-schicht und überlastete Basis der Lockermaterialwände wirksam sind, erforderten die Ausarbeitung eines Sofortprogramms zur Verhinderung einer weiteren Unterschneidung bzw. Maßnahmen zum Aufbau einer neuerlichen Überdeckung dieser empfindlichen Basis. Dazu wurden der Einbau von gestaffelten Vorgrundstein-Schichtungen im Hauptbach und im Hölltobel jeweils im Bereich der Feinsedimente und die Einbringung einer Grobsteinberollung im Hölltobeleinschnitt im Ausmaß von ca. 60.000 m³ von oben her empfohlen. Der dafür notwendige Fahrweg vom Gaschieraabbau zur Burtschaalpe und zum Hölltobelabbruchrand wurde 1996 projektiert, der Dringlichkeit entsprechend in äußerst unbürokratischer Weise behördlich genehmigt und errichtet. Das Sofortprogramm wurde 1996/97 ausgeführt, wobei die Steinberollung im Hölltobel 1998 fortgeführt wird. Die Maßnahmen haben sich bereits in der Schneeschmelze 1997 und seither bewährt.

Im Winter 1997/98 wurden alle vorhandenen geologischen Daten einschließlich der Bohrungen, Schurfschlitzte, Materialanalysen und früherer Felsoberflächenrekonstruktionen in die Profilschnittserien eingearbeitet, diese Serien vergittert und, wo erforderlich, revidiert. Erst nach der digitalen Generierung der Felsoberfläche aus den Profilschnittserien wurden die von Prof. Dr. BRÜCKL (1996) ausgearbeiteten und übermittelten Felslinien bzw. die Felsoberfläche in maßgeblichen Profilen vergleichsweise dargestellt. Ebenso wurden die hydrogeologisch-geohydrologischen Untersuchungen von Dr. PIRKL (1991, 1992 sowie 1994), die Ergebnisse der Beregnungsversuche und boden- sowie vegetationskundlichen Grundlagenuntersuchungen von MARKART, KOHL & ZANETTI (1996) verwertet.

Als Inhalt der mit dem Untersuchungsbericht BERTLE, H. (1998) "Pilotprojekt Schesasanierung, geologischer Abschlußbericht im Rahmen der erweiterten Hauptstudie" abgeschlossenen geologisch-geotechnischen Bearbeitung wurden folgende Zielsetzungen festgelegt:

- Erfassung von Gesteinsbestand, Gefüge und Tektonik des Felsuntergrundes und der Ausbildung der Hohlraumform des Bruchkessels im Felsuntergrund.
- Klärung des Aufbaues und der Ausräumung der Lockermaterialfüllung des Bruchkessels als Ergebnis einer mehrphasigen, eisrandnahen Schwemmfächerschüttung.
- Erkennung der stabilitätsmäßig maßgeblichen Internstrukturen der Lockermaterialfüllung und der Wasserwegsamkeiten.
- Untersuchung der Voraussetzungen und Auslösemechanismen der Bruchkesselenstehung und der weiteren Stabilitätsentwicklung.

- Abklärung der Voraussetzungen, Probleme und Grenzen einer Bruchkesselstabilisierung durch Rückböschung aus geologischer Sicht sowie Aufzeigen des ergänzenden Untersuchungsbedarfes.
- Feststellungen zur Aussagesicherheit geologischer Bearbeitungen in Relation zum Erhebungsaufwand und im Vergleich zum Ergebnis und den Kosten von Bohrungen und geophysikalischen Untersuchungen.

2. Regionalgeologie und Ergebnisse der Detailkartierung des Felsuntergrundes

Der komplexe, in der Grundstruktur aus dachziegelartig gegen NW übereinandergeschobenen Teilschollen des Kalkalpins bestehende Aufbau des Rätikons hat seit den Anfängen der geologischen Erforschung der Alpen sowohl von Seiten der Ostalpengeologen, F. v. RICHTHOFEN (1859 und 1861/62), E. v. MOJSISOVICS (1873), O. AMPFERER (1908), als auch von Seiten der Schweizer (A. ESCHER v. d. Linth. 1853, D. TRÜMPY 1916, J. VERDAM 1928), süddeutscher (A. ROTHPLETZ 1900 und 1902, W. v. SEIDLITZ 1906 und 1912, A. MYLIUS 1912 und 1913) und französischer Geologen (J. GUBLER 1927) besonderes Interesse gefunden. Dank der Markierung der Schollengrenzen durch die auffälligen "fremden" Gesteine der Arosazone aus dem penninischen Untergrund ist die Grundstruktur seit langem geklärt, während die Internstrukturen der Einzelschollen sowie der Detailverlauf der Schollengrenzen und die Geomechanik der Schollenzerlegung noch interessante Aufgaben für künftige Geologen bieten. Wesentliche Erkenntnisse stammen aus der Projektvorbereitung und Detailprojektierung durch R. OBERHAUSER und H. LOACKER 1965 – 1979 sowie aus der Projektausführung des Walgaustollens 1981 bis 1983 durch die Vorarlberger Illwerke AG mit Erstellung eines geologischen Raummodells und dessen Verifizierung durch den Stollenaufschluß.

Die wesentlichen geologischen Strukturelemente des Untergrundes der Schesa und ihrer Umgebung sind:

- Aufbau des Felsuntergrundes aus von SE gegen NW ansteigend übereinandergeschobenen, kalkalpinen Schollen der Lechtaldecke mit jeweils komplex verfalteten Innenstrukturen. Im Bereich der Schesa bilden von der Illtalsohle bis zu Burtschaalpe, Parpfenz und Kessikopf Gesteine der Fundelkopf-Alpilascholle den Felsuntergrund. Diese die Schichtfolge Alpiner Muschelkalk (Untertrias) bis Kössener Schichten (Rhät) umfassenden Gesteine bilden eine weit gespannte, schüsselförmig zum Schesaunter- und -mittellauf abtauchende Mulde, die durch eine an eine Großstörung gebundene Aufwölbung im Bereich Hölltobelstollen I und II – Tschengla zweigeteilt ist. Diese Mulde weist einen flach gewellten, gegen SE einfallenden nördlichen Muldenflügel im Steilabfall zur Tschalenga-Talebene und einen steilstehenden bis überkippten, mittelsteil gegen S einfallenden südlichen Muldenflügel im Steilabfall Gaschierakopf-Tschappina-Bürserschluft auf (Profil 7, Taf. 1, Abb. 3). Die Muldenflügel und der Muldenboden werden von Karbonaten und Mergeln der Unter- und Mitteltrias gebildet, während der Mulden-

kern aus weichen Raiblerschichten mit mächtigen Gipslagern besteht. Das an den Hangendschenkel gegen S anschließende Gewölbe ist im Zuge der Alpenentstehung bzw. des Schollenbaus im Kern durchgeschert. Diese Durchscherung bildet die Basis der nächsthöheren, der Zimba-Schesaplana-Scholle.

- Die Abscherungs- und Aufgleitungsbahn der Zimba-Schesaplana-Scholle auf die Fundelkopf-Alpilascholle steigt steil mit 2:1 aus der Alvierschlucht zum Gaschierakopf an und verflacht sich dann gegen NW zum Parpfienzattel. Gegen N und NNE lappt diese Aufschiebungsbahn sogar – durch die Gipsunterlage und hangtektonisch unterstützt – in söhlig und leicht talfallende Lagerung im Mooswald aus (Profil 21, Taf. 2 und Profil 26, Taf. 7, Abb. 3).
An der die Scholleninnenstrukturen schräg abschneidenden Schollenaufschiebungsbahn wurden aus dem Kalkalpenuntergrund als Gleitteppich überwiegend dünnchiefrige, gequälte und verwalzte Gesteine der Arosa Schuppenzone aufgeschleppt. In diese südpenninischen Tonschiefer, Quarzite, Radiolarite, Kalkmergel, Sandsteine und Ultrabasite des verschluckten Ozeanbodens sind auch tektonisch eingewalzte kalkalpine Schürflinge und isolierte Gipszwiebeln eingebettet. Die teilweise nur wenige Meter mächtige Arosa Schuppenzone als Rest eines ganzen Tiefmeertroges ist lokal tektonisch zu großer Mächtigkeit angeschoppert (z. B. Loischkopf). Die Gesteinslagerung der Arosazone ist ausschließlich tektonisch durch den Schollenbau bestimmt und stellt nur lokal das primäre Sedimentationsgefüge dar.
- Die oberste Rätikonscholle, die Zimba-Schesaplana-Scholle, deren Grundstruktur von einer breiten, von NE im mittleren Klostertal gegen SW bis zur Schesaplana durchverfolgbaren Mulde mit an das Silvrettakristallin des Golmer Lappens sedimentär-stratigraphisch angeschlossenen Südostflügel gebildet wird, ist im Untersuchungsgebiet ausschließlich durch den mittelsteil gegen E und SE sowie flach gegen S einfallend geschichteten Hauptdolomit des Daleukopfes mit gegen N, NW, W und S unterlagernden Raiblerschichten und die mächtigen Gipskörper von Klamperaalpe-Loischkopfsüdseite und im Schlifwaldtobel vertreten. Der Daleukopf, der Klamperagips und die Raiblerschichten des Schlifwaldtobels als schräg angeschnittener, gegen ENE zunehmend auf Null reduzierter Teil des Muldenordwestflügels sind vom Hauptteil der Scholle durch den Alviertobeinschnitt erosiv abgetrennt. Über den Schlifwaldtobeinschnitt verbindet sich der Daleuhauptdolomit talein stratigraphisch mit seiner Mittel- und Untertriasunterlage.
- Die Durchscherung, die Auflösung und der Über-einanderschub des kalkalpinen Schichtstapels erfolgte vorwiegend in Antiklinal- und Synklinalstrukturen, zum Teil aber auch – bedingt durch die ausgeprägte, achsiale Faltenverbiegung – quer durch diese Strukturen greifend. Bevorzugte Abscherungs- und Gleithorizonte waren die dünn-schichtigen Tonschiefer, Mergel und Rauhewacken der Punt-la drossa Schichten (Reichenhaller Rauhewacken) und der Raiblerformation, insbesondere deren Gips. Die tektonische Einengung hat

auch nach dem Schollenbau angehalten, wie die Verbiegungen und Schleppungen der Schollengrenzen (z. B. Brandner Golm – Daleu) und die intensive Verstellung und Verkipfung an Störungen belegen.

- Bedingt durch die extreme Verfaltung, Schollenstapelung und Durchscherung schließen lokale Antiklinalformen unmittelbar (nur durch Störungen getrennt) an Muldenstrukturen an und erschweren die geologische Einsicht. Dies trifft im Untersuchungsgebiet insbesondere auf den unteren Schesabruchkessel und das gegenläufige Schichteinfallen im rechtsseitigen Schesa- und linksseitigen Hölltobeinhang zu, wobei dem Strukturzusammenhang erhebliche hydrogeologische und stabilitätsmäßige Bedeutung zukommt.
- Die zwischen den kalkalpinen Schollen, welche überwiegend aus wasserdurchlässigen und verkarsteten Karbonaten und Gipsen aufgebaut sind, aufgeschleppte, tonig-mergelig-schiefrige Arosazone wirkt auch dort, wo sie dünn ausgewalzt ist, als Wasserstauer und Trennung zwischen den Bergwasserkörpern der einzelnen Schollen. Die Bergwasserführung in der Arosazone selbst beschränkt sich auf tektonisch eingewalzte, meist allseitig isolierte kalkalpine Schürflinge, Gipskörper und eigene Sandstein-Karbonatschollen. Die Detailkartierung des Felsuntergrundes im Projektbereich einschließlich des Schlifwaldtobeleinzugsgebietes (Flächenwirtschaftliches Projekt "EGGA", BERTLE 1997) brachte gegenüber der amtlichen geologischen Kartengrundlage, Geologische Karte des Rätikon 1:25.000, Wien 1965, und Geologische Karte des Walgaues 1:25.000, Wien 1967 (HEISSEL et al. 1965, 1967), gegenüber den zwischenzeitlichen Bearbeitungen durch H. PRUCKER (1976) und G. BARTH (1983), aber auch gegenüber den eigenen früheren Projektbearbeitungen folgende wesentliche Neuerkenntnisse:
 - ◆ Der Hauptdolomit des Daleu wird mit Ausnahme der Ostseite in der Alvierschlucht von Raiblerschichten, insbesondere mächtigen Rauhewacken und Gipsen unterlagert, wie zusätzlich gefundene Gipsdolenen im obersten Zugswald und Rauhewacken in der Daleu-Ostflanke belegen. Über diese Raiblerschichten wird das Niederschlags- und Oberflächenwasser des Daleu mit Ausnahme von Starkniederschlägen, von Niederschlägen auf gefrorenen Boden und von Schneeabgleitungen vollständig gegen ENE in die Alvierschlucht abgeleitet. Daher scheidet der Daleu-Nordabhang gegen die Oberen Burtschamähder und zur Burtschaaalpe als Einzugsgebiet für Berg- und Hangwasser der Bruchkesselquellen aus. Nur der durch Schneeabgleitungen und Oberflächenabflüsse bei Starkniederschlägen und gefrorenem Boden auf die Oberen Burtschamähder abgleitende bzw. abrinnende Niederschlag kann für die Schesa hydrologisch wirksam werden. Dieser Anteil ist auch nach den Untersuchungen von PIRKL (1994) und den Berechnungsversuchen von MARKART, KOHL & ZANETTI (1996) sehr gering.
 - ◆ Der großflächige, extrem verkarstete Gipskörper Klamperaalpe – Loischkopf-Südseite gehört zur Zimba-Schesaplana-Scholle des Daleu und ist allseitig in die dichtende Arosazone eingemuldet und ohne

Verbindung zu dem der gleichen Scholle angehörenden Gipskörper des Schließwaldtobels und zu den der Fundelkopf-Alpila-Scholle angehörenden Gipskörpern Außerparpfienz – Mühlbach – Furkla – Brünnen – Dunza und Maisäßwald – Mooswald – Zwischenbach – Brenner. Eine mögliche, allerdings nicht wahrscheinliche Verbindung besteht vom Burtschasattel über die Rauhacken und Gipslinsen entlang der Daleu-Nordseite in den Zugswald und in die Alvierschluft. Die Hauptentwässerung des Gipskarstes von Klamperalpe – Loischkopf-Südseite bilden die Überlaufquellen bei der Klamperalpe, im Marktobelursprung und südlich der Jagdhütte m 1588 nördlich Fahregg.

Eine Verbindung des Klampera-Gipskarstes in die Schesa ist struktureologisch ausgeschlossen.

- ◆ Der großflächige Gipskörper von Mühlbach-Mittellauf – Brünnen – Furkla – Dunza zieht bereichsweise von Arosazonengesteinen seicht überlagert durch den von Gipsdolin durchsetzten Maisäßwald bis unter die Talstation der Loischkopfbahn und zum Gipskarst des Mooswaldes und von Zwischenbach. Der im linksseitigen Einhang des Schesabruchkessels zwischen den Sperren 91 und 93 südlich des WLV Lagers in einem Geländerücken aufgeschlossen anstehende Gips und die in der linksseitigen Einbindung der Sperre 93 anstehenden dünn-schichtigen Rauhacken, Kalke, Gipse und Sandsteine der Raiblerschichten belegen entgegen der Aussage von BARTH (1983) die Unterquerung des Bruchkesselunterrandes durch Gips. Durch die im Auftrag der Zech-Kies Ges.m.b.H., 1989 abgeteuften Kernbohrungen talab der Brennerbrücke im linksufrigen Einbindungsbereich der Sperren 96 und 87 wurde unter jungen Murschottern und Rückzugsschottern mit Holz und Moräne ebenfalls mächtiger verkarsteter Bändergips erbohrt. Auch Baufotos der ersten Jahrzehnte dieses Jahrhunderts zeigen den Schesalaufeinschnitt vor der Verbauung in grobgeschichtetem Fels, wahrscheinlich Gips im Brennerbereich.

Bedingt durch den schrägen Schollenanschnitt durch die Arosazone besteht im obersten nordwestlichen Hölltobeltrichter die Möglichkeit eines Anschnitts des Gipskarstes des Maisäßwaldes durch die weitere Hölltobelerosion. Die derzeitige Entwässerung dieses Gipskarstes erfolgt einerseits über die Überlaufquellen im Mooswald (mit Wiederversickerung in einer Schwinde und Wiederaustritt in dem zum Mühletobel abrinnenden Quellbach) und andererseits über den Gips unter dem Schesaeinschnitt im Bereich Brennerbrücke durch und – einschließlich des hier versickernden Schesawassers – über die Raibler Rauhacken in die Bürserschluft. Dieser Entwässerungsweg wird durch hydrochemische Messungen von PIRKL (1992 & 1994) in der Alvierschluft bestätigt.

- ◆ Die tiefreichende Ausräumung der Jungschuttüberdeckung durch den Schneeschmelzabfluß des Winters 1995/96 hat neben der Freilegung interstadialer Sedimente durch die Freilegung mächtiger schwarzer Tonschiefer und Glimmersandsteine im linksseitigen Hölltobelhang die eindeutige Zuordnung der dortigen Kalk-, Dolomit- und Rauhacken-Mergel-

abfolge zu den Raiblerschichten ermöglicht. Damit wird die Verbindung zwischen den Felsaufschlüssen des linken und rechten Tobeleinhangs mit ihrem jeweiligen gegenläufigen Schichtfallen in den Hang geometrisch erleichtert und deutlich, daß die Schollenabscherung durch die Arosazone hier noch schräger zur Muldenachse erfolgte als angenommen. Dieser Schollenverlauf wird durch das Ergebnis der Kernbohrung KB 5, die 1993 im Bruchkessel zwischen Schesahauptbach und Burtschabach und der Kernbohrung KB 6, die 1993/94 rechtsufrig des Hölltobels zwischen den Sperren 110 und 111 abgeteuft wurden, bestätigt. Die Kernbohrung KB 5 hat unter der 43 m mächtigen jungen Auflandung (interstadialen) Arosazonen-Verwitterungsschutt über Hangschutt und Arosazonen-Gleitschollen und Sandlagen sowie Grundmoräne und in 68,60 m Tiefe den Übergang von Muschelkalk zu Partnachschieben erbohrt. Durch das häufige Vorkommen von Arosazonenschutt in Spalten der Partnachschieben wird die Nähe der Schollengrenze belegt. Die Kernbohrung KB 6 hat unter 14 m jungem Auflandungsschutt feingeschichtete (interstadiale) Schluffe, Feinsande und Kiese mit Bodenbildungshorizonten über Illgrundmoräne angefahren, die wiederum unterhalb 38 m Lokalschutt, überwiegend aus Arosazonengesteinen mit eingelagertem Holz (älteres Interstadial) überdeckt. Dieser Lokalschutt wird in 57 m Tiefe von schräg geschichtetem Murschutt in Wechsellagerung mit lokalem Hangschutt und Schlufflagen über Grundmoräne und in 107 m Tiefe von verwitterten und zerklüfteten Arlbergschichten unterlagert.

- ◆ Die flächenhafte Freilegung des Felsuntergrundes im Materialabtragsgelände Gaschiera hat die geologische Prognose bisher voll bestätigt. Die Felsoberfläche ist nach der Gesteinhärte und den Gletscher-Rückzugsständen selektiv mit Steilstufen und Verflachungen bzw. Rinnen ausgeschürft und fällt insgesamt aus dem Schesaeinschnitt in den Haupttalhang streichend steil gegen Brenner-Baumgarten ab. Dies dürfte auch auf die Unterlagerung des Hanges durch den gegen Osten auskeilenden Gipskörper von Zwischenbach zurückzuführen sein, durch dessen Auslaugung die überliegenden Hartgesteine bevorzugt abgeknickt sind und abgetragen wurden. Der Felsuntergrund wird, wie erwartet, von mächtigen Partnachmergeln im obersten Abtragsbereich und von Arlbergschichten mit eingeschalteten Partnachmergeln im unteren Teil aufgebaut. Diese bisher aufgeschlossene Folge wird im untersten Abtragsteil von Raiblerschichten unterlagert. Durch die 1992 abgeteuften Sondierbohrung KB 1 im rechtsufrigen Einbindungsbereich der Sperre 93, die unter jungen Schesaschottern Rückzugsfächerschutt, Rückzugsmoräne und Grundmoräne sowie in 61 m Tiefe verkarsteten Arlbergkalk und darunter Mergel bis Tonmergel der Raiblerschichten erbohrt sowie durch die ebenfalls 1992 abgeteuft Sondierbohrung KB 2 auf der Gaschiera-Abbausculter, die unter Übergußschotter und gut geschichtetem Rückzugsfächerschutt in 42 m Tiefe Arlbergschichten erreichte, ließen zusammen mit der Kartierung diesen Untergrundaufbau erwarten.

- ◆ Durch die Errichtung der Baustraße Gaschiera – Burtschaalpe wurde im Wald zwischen dem Oberrand der St. Martinsgleitung und der Burtschaalpe wie erwartet am Gleitungsoberrand und im felsigen Steilhang des obersten Zugswaldes eine mächtige Folge von Arosazone mit eingelagerten dickbankigen Kalken und quarzitischen Sandsteinen freigelegt, die stark gleitungsanfällig waren und gesichert werden mußten. Überraschenderweise wurde aber auch in der hangseitigen Böschung von zwei südlichen Kehren Tonschiefer und Mergel der Arosazone seicht unter dem Mutterboden anstehend angefahren (Beilage 1, Beilage 2), sodaß die erwartete Mächtigkeit der Schesalocker-massen östlich des Burtschabaches nicht vorhanden ist.

3. Sedimentologisch-petrologische Untersuchung der Lockermaterialfüllung des Bruchkessels

Die Korngrößenzusammensetzung, der petrologische Kornbestand und die Lagerungsart der Lockersedimente des Bruchkessels und seiner Umgebung standen im Zusammenhang mit den Verbauungsmaßnahmen und der erwartbaren weiteren Entwicklung des Bruchkessels einerseits und mit den Erklärungsversuchen für die Herkunft der Lockermassen und die Ursache der Bruchkesselentstehung vom Beginn an im Blickpunkt des wissenschaftlich-technischen Interesses (AMPFERER, O. 1908, HENRICH, J. 1929).

Die moderneren Detailbearbeitungen des Schesabruchkessels im Zusammenhang mit Gefährdungseinschätzung und Materialgewinnung durch PRUCKER (1976) und PARTH (1983) stützen sich auf umfangreiche Probeentnahmen und Materialanalysen. Das gleiche gilt für die für die Zech Kies Ges.m.b.H. seit 1973 entnommenen und untersuchten Probenreihen vom Bruchkessel bis zur Einmündung in die Schesa.

Wie die – auch nach 3 Jahren großflächigen Materialabtrags noch nicht bewältigten – Gewinnungs-, Transport-, Aufbereitungs- und Verwertungsprobleme des Schesamaterials aus der Abtrags- und Sanierungsfläche Gaschiera nachdrücklich belegen, sind die bisherigen Ergebnisse der Materialanalysen für die tatsächliche Zusammensetzung und Verwertbarkeitsbeurteilung des Bruchkesselmaterials nicht ausreichend repräsentativ. Dies ist im wesentlichen darauf zurückzuführen, daß die extreme Heterogenität der Bruchkesselwände in ihrer Tragweite einerseits nicht erkannt und andererseits nicht in genetisch zusammengehörige Homogenbereiche aufgelöst werden konnte.

In Erkenntnis dieses bisherigen sowohl für die Stabilitätsbeurteilung als auch für die Sanierung durch Rückböschung wirtschaftlich und technisch entscheidenden Wissensdefizites wurde die Analyse der sedimentologisch-petrologischen Zusammensetzung der Bruchkesselwände als wesentliches Projektziel beauftragt. Als Untersuchungsmethode war eine Verdichtung des vorhandenen Probenetzes und die wirklichkeitsnahe Erfassung der Materialzusammensetzung auf statistischem Wege wie bei den Vorbearbeitern vorgesehen, wobei im Unterschied zu diesen die Beprobung nicht nur an den gut zugänglichen

Wandfüßen und am Bruchkesseloberrand, sondern in Probenreihen in Fallrichtung in den Bruchkesselwänden erfolgen sollte.

Die Beprobung wurde einerseits semiquantitativ durch Auszählung der Grobkörnungen nach Korngrößengruppen > 200 mm, 63/200, 2/63 und durch Abschätzung der Korngrößengruppen 0,002/2 und < 0,002 sowie durch Auszählen und Abschätzen nach Gesteinsarten: Kalkalpin allgemein, Rotsedimente (Verrucano, untergeordnet Jura), Mergel (Mürbkorn) und Kristallin innerhalb eines Aluminiumrahmens von 1 m² Innenfläche ausgeführt. Andererseits wurde an Probepunkten, die nach dem geologischen Geländebefund und dem Ergebnis der semiquantitativen Beprobungen für größere Wandbereiche repräsentativ sind, Proben für Sieb- und Sedimentationsanalysen nach ÖNORM B 4412 entnommen und in der Versuchsanstalt für Erdbau- und Bodenmechanik an der HTL Rankweil untersucht.

Bereits nach den ersten zwei, unter extremen Geländebedingungen im April und Mai 1996 ausgeführten Probenreihen mit insgesamt 11 semiquantitativ bearbeiteten Probepunkten in den linksseitigen, nordwestlichen Hölltobelhängen zeigte sich, daß:

- auf dem statistischen Weg nur ein **künstlicher Materialeintopf**, aber keinesfalls der den Verhältnissen im Bruchkessel entsprechende und für die Stabilitäts-ermittlung und Verwertbarkeitsbeurteilung maßgebliche Materialaufbau erfaßt werden kann,
- die Materialzusammensetzung, Lagerungsdichte, Konglomerierung, Wasserdurchlässigkeit und Bodenfeuchte wegen der Einlagerung in eine Hohlform des Felsuntergrundes aus wechselnden Richtungen, über unterschiedliche Transportmedien, zu verschiedenen Zeiten, auf unterschiedlichsten Schüttungs- und Vorflutniveaus und mit Lieferung aus wechselnden Herkunftsgebieten in kürzesten Distanzen sowohl vertikal als auch in der Längsachse des Bruchkessels und quer dazu **rasch wechseln** kann,
- durch **junge**, nach der Ausräumung des Bruchkessels innerhalb weniger Jahrzehnte entstandene, **hangparallele Verkittungen** (Konglomerierungen) von Schutthalden die primäre, komplexe Sedimentationsstruktur lokal überprägt wird und andere (seichte) Korngrößen-, Petrologie- und Sedimentationsgefüge und Wasserwegsamkeiten entstehen,
- der **Logik einer Hohlraumfüllung** entsprechend die gleiche, von kristallinen Grungesteinen dominierte Grundmoräne dem Felsuntergrund linksseitig des Hölltobels in seichter hochliegender Position aufliegt wie im Tobelgrund am Fuße der Hauptwand neben dem Schesahauptbach oder im Gaschieraabbau ebenfalls in tiefliegender, aber weit gegen Nordosten talwärts gerückter Lage,
- eine wirklichkeitsnahe, den Anforderungen gerecht werdende Probenahme und Materialanalyse nur auf Grundlage einer vorausgehenden, **genetisch ausgerichteten Entschlüsselung** der Lockermaterialfüllung erreicht werden kann. Dabei ist einerseits zu berücksichtigen, daß gleichartige Lockergesteine zu verschiedenen Zeiten (z. B. Grünmoräne bei jedem Vorstoß und Rückzug des Illgletschers) abgelagert

werden können und andererseits bei einem Ablagerungsereignis unterschiedlichste Materialien (z. B. bei einem Murstoß im Zentralbereich Grobschotter, im distalen Bereich nur Feinsedimente und im Verzahnungsbereich mit dem Gletscher auch Blockmoräne) zur Ablagerung gelangen.

Da die semiquantitativen Proben 1 – 11 und die Korngrößenanalyseproben 1 – 6 (zusammen mit den Proben der Vorbearbeiter und den früheren eigenen Materialproben) die gesamten quantitativ erheblichen genetischen Einheiten der Bruchkesselhauptwände abdecken und die besser aufgearbeiteten Rückzugsstadien der beidseitigen Bruchkesselwände zwischen Ilmkopf bzw. Gaschierakopf und Brennerbrücke durch die Auswertungserfahrungen des Gaschieraabbaues erfaßt sind, wurde auf weitere Beprobungen verzichtet.

Die bereichsweise, insbesondere in den flächenhaften Aufschlüssen der Grundmoräne undeutliche bis nicht erkennbare, im Großteil der Bruchkesselwände ausgeprägte Schichtung der Lockermassen ist generell gegen ESE einfallend. Entstehungsbedingt treten aber auch entsprechend der Verzahnung von Seitenmoräne des Illgletschers, Gletscherrand-Schmelzwasserschüttung der Ill und der Alvier, von auffingernden Mur- und Schwemmschuttfächern des Mühlebachs und der Klamperaschesa auch gegenläufig gegen WNW (Basis von Schesahauptbach und Hölltobel, Ilmkopf, Gaschiera), gegen NNE (St. Martin – Burtschaalpbach) und gegen ENE (Deckschichte und Übergußschichten) gerichtete Schichtungen auf (Taf. 1 – 3). Zusätzlich bereichern Eisrandstrukturen (Eistunnel- und Eiskeilfüllungen, Söllefüllungen, Abb. 8) ebenso die Lagerungsverhältnisse wie insbesondere die Neben- und Übereinanderlagerung der über viele Jahrhunderte in rascher Folge in der Schesahohlform abgesetzten Mur- und Schwemmschuttvorstoßfinger.

Die Sedimentationsstrukturen sind entstehungsbedingt und abhängig von der jeweiligen Lage in der Hohlform bzw. in Bezug zur Felsoberfläche örtlich extrem rasch wechselnd und im Raumbezug verwirrend. Daher können im Lageplan, Beilage 1, nur die wesentlichsten Schichtlagerungszeichen generalisierend eingetragen werden. Wegen der in einem sich vielfach überdeckenden und ausfingernden Mur- und Schwemmschuttfächer am Randes eines Gletschers bzw. in Verzahnung mit Randmoräneneinschüben in der Hauptschüttungsrichtung unvermeidlichen schrägen Schnitte wurde auf die Darstellung der Internstrukturen in den Längenschnitten J und N verzichtet. Die in den für die Schesahauptschüttung und die wesentlichen Rückzugsstadien kennzeichnenden Schnitten 7, 21 und 26 (Taf. 1 – 3) dargestellten Sedimentationsstrukturen geben verständlicherweise die über größere Strecken der Bruchkesselwände verfolgbaren Hauptstrukturen wieder, sind aber im Detail ebenfalls generalisierend. Sie ermöglichen aber die wirklichkeitsnahe, für die Stabilitäts-, Wasserwegsamkeits- und Verwertbarkeitsbeurteilung wesentliche Auflösung des Gesamtkomplexes in +/- homogene Teilkörper.

4. Genese der Füllung des Schesabruchkessels und der Bruchkesselausräumung

Die historisch gut dokumentierte junge Entstehung des Schesamurbruchkessels wie die Voraussetzungen für die Anhäufung gewaltiger Lockermassen in einer Hohlform des Felsuntergrundes haben seit den Anfängen der naturwissenschaftlichen und (verbauungs-) technischen Bearbeitung besonderes Interesse geweckt. Aus heutiger Sicht ist es gerade wegen der jungen Entstehung innerhalb der letzten 200 Jahre und wegen der eindrucksvollen tiefreichenden Aufschlüsse erstaunlich, wie rasch und vollständig der Bedarf nach wissenschaftlicher Erklärung durch einen **Mythos** einerseits und verschwommene Behauptungen andererseits ersetzt wurde. **Die monokausale Erklärung einer gewaltigen Umweltkatastrophe durch Habsucht, Streit und naturfernes, unvernünftiges menschliches Handeln war nicht nur für die Volksseele beruhigend und verlockend, sondern entthob auch die Naturwissenschaftler und Techniker der Verpflichtung zu mühseliger Nachforschung, eignete sich blendend für Vortrags Schlagworte und blieb bis in unsere Zeit ökologisch "in".**

Andererseits ist das systematische Ignorieren der sich aufdrängenden Frage nach den Ablagerungsvoraussetzungen für eine mehrere 100 m mächtige Lockermasse mit reicher Innenstruktur an einem Talhang bis 1.000 m über der heutigen Talsohle schwer nachvollziehbar, zumal sich von 1900 bis heute die wesentlichsten Fachleute der Alpengeologie und Wildbachkunde fast ausnahmslos auch gelegentlich mit der Schesa beschäftigt haben:

O. AMPFERER, der Alpengeologe schlechthin, 1908 und 1936, hat erstmals den Schesabruchkessel in Profilen beschrieben. Neben auch heute wichtigen, erstaunlichen Detailfeststellungen – generelle hangabwärts gerichtete unregelmäßige Schichtung neben lokal widersinnigem Schicht-einfallen in den Hang, Zusammensetzung aus unterschiedlichsten Lieferungen (dunkelgrün-graue Illmoräne, helle gelb-braune Kalkalpenschüttung), Ablagerung als Ausdruck der Verschiebung beim Wachstum der Gletscher im Hangenden des als Reiß-Würm-Interglacialerschüttung verstandenen Bürser Konglomerates – wurde die Gesamtschüttung als Einfüllung von Grundmoräne durch den Illgletscher in einer Hohlform am Ausgang des Alviertales als "natürlichem Schuttfang des Eisstromes" durch Nachlassen der Eisbewegung als Teil einer gewaltigen später ausgeräumten **Gesamtalverfüllung des Walgaues** verstanden. 1936 hat AMPFERER die Internstruktur detaillierter beschrieben, die Grobschotter (Breccien) am Hauptwandfuß dem Bürser Konglomerat gleich gestellt, als interglacial über einer älteren Basisgrundmoräne eingestuft und die Hauptschüttung als obere stark bearbeitete grobe Grundmoräne mit aufliegenden Lokalmoränen beschrieben. Am Tobelausgang, im Mattabüchel und in Bürserberg werden Stausedimente des Eisrückzuges dargestellt.

J. HENRICH (1929), der Pionier der Schesaverbauung, beschreibt eindrucksvoll den Ablauf der Murkatastrophe, die Mühsal und Gefährdungen der Verbauungsarbeiten und voll berechtigtem Stolz die Erfolge der technischen Verbauung und die Erwartung der nahen dauerhaften Bändi-

gung der Schesa. Zur Erklärung der Lockermassenanhäufung gibt er Ampferer wieder und spricht von Illrand-Moränenablagerungen in einer Alviereinmündungsbucht. Er verbessert allerdings den Kenntnisstand dadurch, daß er die **Mehrphasigkeit der Schuttanhäufung** an auffälligen “Gefällsbrüchen der Tobelränder ober der Martinsbrücke” erkennt und von “drei gewaltigen Perioden des Vor- und Zurückgehens des Gletschers” spricht, zwischen denen glimmerreiche, wasserstauende Trennschichten abgelagert wurden. Gleichzeitig wird von ihm der Waldstreit und die Waldvernichtung um 1796 als Katastrophenursache erstmals in allen Einzelheiten beschrieben. Bei ihm ist der **Waldfrevelmythos bereits in voller Blüte** entwickelt.

Der erste in Vorarlberg selbständig tätige Geologe, St. MÜLLER, 1925, hat sich in für ihn kennzeichnender sorgfältiger Weise mit den geologischen Grundlagen der Schesa beschäftigt. Seine Deutung der Mechanik der ostalpinen Trias des Felsuntergrundes wie der voreiszeitlichen Talbildung ist zwar sehr anschaulich, aus heutiger Sicht aber mechanisch überholt. Dagegen fügen seine Beobachtungen im Schesatobel den Erkenntnissen von Ampferer neue Details hinzu – schlecht gerollte Schotter bis Murschutt, gegen unten besser verfestigt, unter den Endmoränen liegend, nicht als Schuttkegel, sondern als Schutthalde geschüttet – und deuten die Ablagerung als interglaciale Absetzung aufgearbeiteter Moränen in sekundärer Lagerstätte in stehendem Wasser, “dessen Spiegel zunehmend rasch anstieg”. Er ergänzt den “Waldfrevelmythos” durch den Hinweis auf die **Gipslösung im Untergrund** als Voraussetzung für das Nachbrechen der entwaldeten Lockermassen.

J. A. MALIN (1939) bearbeitet das Gebiet unter Aufsicht von Stefan MÜLLER im Zusammenhang mit der Sicherung der Brandner Straße gegen damals aktuelle Hanggleitungen. Er ist der einzige Bearbeiter, der bis zu den jetzigen Untersuchungen eine von der gängigen Lehrmeinung abweichende Beurteilung des Schesaphänomens in den wichtigsten Aspekten gibt. Leider wurde seine Arbeit erst nach den jahrelangen intensiven Untersuchungen des Projektteams Schesatobel-Sanierung im Archiv der Gebietsbauleitung Bludenz aufgefunden und im Dezember 1997 dem Autor zur Verfügung gestellt, nachdem mühevoll der Wissensstand Malins neu erreicht worden war:

- Die Lockermassen der Schesa und der talab gestaffelt lagernden Terrassen und Fächer bis zur Talebene einschließlich der Bürser Schluchtkonglomerate werden als **nacheiszeitliche Schüttungen der Flußläufe und Schuttkegel** aus umgelagertem Moränenmaterial erkannt.
- Holzfunde auf der Burtschaalpe belegen frühere geschlossene Waldbedeckung und die frühzeitig begonnene, für die Alpnutzung über Jahrhunderte erweiterte Rodung.
- Die **Bruckkesselentstehung wird auf die durch die Rodung verstärkte Gipsauslaugung im Untergrund** und das Nachbrechen der Lockermassenbedeckung in den Gipskarst, die dadurch verursachte Destabilisierung der Hänge und die folgende fortschreitende Ausweitung von Hangausgleitungen zurückgeführt. Der Waldfrevel-Mythos wird nicht angeführt.
- Eine ähnliche Entwicklung wie im Schesatobel wird

wegen der alpwirtschaftsbedingten Entwaldung auch für Nachbargebiete mit Gipsuntergrund erwartet.

- Im **Schesabachbett versickerndes Wasser rinnt** seit der Hebung der Sohle und des Spiegels des in der Auffüllung abfließenden Grundwassers durch die Tobelverbauung rechtsufrig unter Brenner – Bühel – Baumgarten in den postglacialen Schuttkegeln des Ronna- und Schesabaches und den Raiblerschichten des Felsuntergrundes **in Richtung Alvierschluht** durch und hat 1935 – 1939 Hangausgleitungen verursacht, “das Gras und Heu vernäbt und verdorben”, den Boden der Wiesen durchweicht und die “Feldmäuse veranlaßt, die ebenen Grumat-Wiesen zu verlassen und in die Bergwiesen hinauf zu flüchten”.
- Eine Entschärfung der Gefährdungssituation ist nur durch eine großflächige Wiederbewaldung der Alp- und Heumahdflächen von Burtschaalpe, Burtschamäher, Klamperaalpe, Loischkopf und Zugsmäher sowie die Bannlegung dieser Wälder erzielbar.

L. KRASSER (1949, 1966) erkannte in der Schesa eine rasche rückschreitende Erosion und ein erhebliches Katastrophenpotential, verkannte aber die Gefügesituation des Felsuntergrundes und liefert keinen Fortschritt im Kenntnisstand über die Lockermaterialfüllung und die Ursachen der Schesaentstehung.

In den Geologischen Karten 1:25.000 des Rätikon 1965 und des Walgaues 1967 sowie in den die Quartärgeologie von Bürs - Bürserberg und/oder die Schesa beschreibenden bzw. streifenden geologischen, geographischen und wildbachkundlichen Exkursionsführern, Abhandlungen, Projektbeschreibungen und Technischen Berichten wird einerseits der Waldvernichtungsmythos als Entstehungsursache ohne Hinterfragung zitiert und andererseits mit verschwommenen Begriffen wie “Moränenschutt i.a.”, “Bürser Konglomerat (Mindel – Riß) Gehängebreccie”, “Verbauungsschotter”, “umgelagerte Moräne” über die offene Frage hinweggewischt, wie denn (seit altersher bekannte) deutlich geschichtete Sedimente mit Sand- und Schluff-Tonlagen in einer Mächtigkeit von weit über 150 m direkt am Rand eines spaltenreichen, sich ständig bewegenden Gletschers abgelagert werden können, ohne daß entweder beim Eisvorstoß Eis den Sedimentationshohlraum von unten nach oben zunehmend einengt und auffüllt oder beim Eisrückgang das Stauniveau (entgegen der von unten nach oben flacher werdenden Schichtung) sich laufend absenkt.

H. PRUCKER (1976) bearbeitet die Schesa im Rahmen einer wildbachkundlichen Diplomarbeit als erster umfassend in Hinblick auf den Materialaufbau und das Gefährdungspotential. Zu den Ursachen der Auslösung der Murkatastrophen wird der Waldvernichtungsmythos kritiklos wiederholt und besonders romantisch ausgeschmückt. Zu den Voraussetzungen und zum Ablauf der Anhäufung der gewaltigen Lockermassen im späteren Bruckkesselbereich werden sich teilweise widersprechende und durchwegs nicht nachvollziehbare, den regionalen Verhältnissen und den Naturabläufen widersprechende Angaben gemacht:

Die Bruckkesselwände bestehen nach PRUCKER aus “Altschutt”, überwiegend aus “Würmmoränenmaterial, in geringem Ausmaße auch aus aufliegendem Gehängeschutt und Tertiärsanden”, die “der Felsoberfläche folgend talwärts

geneigt “in einer Talweitungsbucht durch Nachlassen der Gletscherschleppkraft” abgelagert wurden. Während im Tal Grundmoräne abgesetzt wurde, die in der Schesa nirgends aufgeschlossen sei, habe der Gletscher im Bereich des heutigen Bürserbergs Seitenmoräne hinterlassen, die sich mit Verwitterungsschutt des Daleu- und Loischkopfhanges direkt und mit durch Wildbächen verfrachtetem “Witterschutt und zwischeneiszeitlichen Seeablagerungen verkeilt”. Die Wechselschichtung sei “durch den dammartigen Aufstau weiter draußen im Illtal durch einen Seitengletscher zu erklären”, wodurch “sich im Illtal **ein** großer zwischeneiszeitlicher (!!) Gletscherflußstausee (!!) von über 1.000 m Stauhöhe (!!) gebildet (!!)” habe. Durch das fließende und später stehende Gletscherschmelzwasser sei das Moränenmaterial sortiert und “relativ standfest deponiert” und später “in der letzten Eiszeit” wieder mit Seitenmoräne überdeckt und von Wildbach-Deltaschottern vom Daleu- und Loischkopf her überrollt worden.

Dieser Megastausee wird auch in einem Profilschnitt dargestellt, wobei von einem mehrfachen Wechsel von Flußstau- und Seeablagerungen, Vorstoß der Gletscher mit Moränenablage und Pulsieren des Wildbaches gesprochen wird. Das Überwiegen jeweils einer der drei Ablagerungen in unterschiedlicher Höhe bzw. unterschiedlichen Bereichen des Bruchkessels wird als Mitursache für die Tobelbildung und –ausweitung sowie als bestimmender Faktor der Lagerungsverhältnisse und der hydrogeologischen Situation dargestellt. Dabei wird die Meinung vertreten, daß die Verwitterungsschuttschwarte am Fuße von Loisch und Daleu nicht vom Gletscher erfaßt wurde und daher eckig-kantig, locker gelagert und durchlässig sei. Diese Beobachtung wie mehrere andere Detailstrukturfeststellungen ist ein Fortschritt im Erkenntnisstand, wird aber unrichtig gedeutet. Die Felsuntergrund- und Bergwasserverhältnisse werden insbesondere bezüglich der Gipskörper und der Karstwasserverbindung Klampera – Schesa aufschlußwidrig verkannt; daraus wird eine gefährliche Fehleinschätzung abgeleitet und profilmäßig dargestellt.

H. AULITZKY (1978) wiederholt die Darstellung und den Profilschnitt seines Diplomanden PRUCKER und spricht von der Schesabruchkesselfüllung als einer “fluvioglazialen, sehr feinkörnigen und dicht gelagerten, zwischeneiszeitlichen Talverfüllung, die in horizontalen Schichten abgelagert und 1796 durch einen Großkahlschlag im Zuge der Gemeindetrennung” mobilisiert wurde.

R. HANTKE (1980, 1983) meldet in seinem dreibändigen Standardwerk “Eiszeitalter” Zweifel am Mindel – Riß-Alter des Bürser Konglomerats an, schlägt eine Einstufung in ein frühes wärmzeitliches Intervall vor und sieht das weitflächige Konglomerat von einer Sanderschüttung der Alvier in einer spätglazialen Rückzugsphase überrollt. Die Bruchkesselfüllung bezeichnet er als “mächtigen Vorstoßschutt mit Moräne”, obwohl er im benachbarten Gamperdona gleichartige Ablagerungen als Rückzugsstafelverbauungen interpretiert.

G. BARTH (1983) bearbeitet als Gegenstück zu PRUCKER im Rahmen einer Diplomarbeit geologisch-lagerstättenkundlich das Schesatobel in Hinblick auf die Materialverwertbarkeit. Seine Beschreibungen des Felsuntergrundes und der Lockermaterialüberdeckung wiederholen im wesentlichen den Stand der wissenschaftlichen Kenntnisse der Vorbear-

beiter, insbesondere die Aussagen von PRUCKER. Einzelheiten, wie die Strukturdeutung des Daleu-Hauptdolomits, die Zuordnung des Klamperagipskörpers, die tektonische Begrenzung der Arosazone im Bereich St. Martin – Burtschaalpe und die Raibler Schichtenaufschlüsse im Bruchkessel entsprechen nicht der Geländesituation und bedeuten einen Kenntnistrübschritt.

Die Nagelfluhbänke am Fuße der Bruchkesselwand im Bereich des Schesahauptbaches sowie in der überliegenden Bachschlucht werden dem Bürser Konglomerat gleichgesetzt. Die vernebelnden Begriffe “Seitenmoräne, Verbauungsschotter, Stauwassersedimente, Wildbachschutt, Gehängeschutt” werden nicht hinterfragt, für einen vorstellbaren Sedimentationsablauf wird keine Erklärung gegeben. Die Untersuchung der Bruchkesselenstehung beschränkt sich auf die stereotype Wiederholung des Waldvernichtungsmythos. Dagegen werden wesentliche Beiträge zur Kenntnis der Wasserwegsamkeiten und zum Kornaufbau der Bruchkesselfüllung geliefert.

Der Wert der Materialanalysen wird allerdings dadurch eingeschränkt, daß die Proben nur an gut zugänglichen Stellen gewonnen und nicht genetisch oder materialmäßig identifizierbaren Einheiten zugeordnet werden.

A. JEHL (1988) der Nachfolger HENRICHS als Leiter der Schesaverbauung, wandelt den **Waldfrevelmythos** insoweit etwas ab, als er weniger den Kahlschlag auf der begrenzten Fläche von 20 ha, als vielmehr die **unsachgemäße Holzrückung** des geschlägerten Holzes für die Katastrophe verantwortlich macht. Er bereichert die Ursachenschilderung mit zusätzlichen anschaulichen Details über den Ablauf der Murstöße und Materialabstürze im Bruchkessel und berichtet über die Übertragung des Gerinnenamens Schesa bzw. Zerschesen vom heutigen Mühle- oder Ronnabach auf den früheren Balbierbach, die heutige Schesa. Zum Lockermaterialaufbau und zur Genese liefert er keine zusätzlichen Informationen.

O. KELLER (1988) beschreibt in Kartenskizzen, Profilen, Fotografien und textlich die komplexen Glacialformen von Bürserberg. Seine Darstellung des weiteren Untersuchungsbereiches deckt sich weitgehend mit den eigenen Geländeerhebungen (Beilage 2) mit Ausnahme der überproportionalen Zuordnung von Geländeformen zur Lokalvergletscherung. Dagegen bleiben seine Aussagen zur Schesabruchkesselfüllung – “Stauschuttmassen, stark verdichtet, präwürmmaximal, Schichtung meist hangparallel, gerundet bis kantig, eisrandnah, bereichsweise verkittet und von hochwürmzeitlicher Grundmoräne überlagert, auf der späteiszeitliche Block- und Eisrandmoränen abgesetzt wurden,” wie bei den Vorbearbeitern unbestimmt. Die Schesahauptschüttung wird der Würmaufbauzeit zugeordnet, das Bürser Konglomerat der vorletzten Eiszeit.

G. ÜBLAGGER (1988, 1992, 1995), der Projektleiter des Schesasanierungsprojekts hat vor der intensiven Befassung mit dem Schesaphänomen aus dem gut dokumentierten Katastrophenablauf und dem Waldverwüstungsmythos eine Kausalkette zwischen Entwaldung als Störung des natürlichen Gleichgewichts, Initialphase, Phasenübergang mit Aufschaukelung und Finalphase mit voll entwickelter Bruchkesseldynamik und den Ablauf der Bruchkesselenstehung in Form einer Katastrophenspirale abgeleitet. Als Gegenstrategie sollte auf Grundlage einer systemar unter-

stützten Naturraumerkundung wieder ein sich längerfristig selbst regulierender Naturraumzustand (Gerinnesystem, Hangbereich) hergestellt werden. Im Laufe der Arbeit des Pilotprojektteams Schesasanierung nahm der Projektleiter bemerkens- und anerkannter Weise aufgrund der neuen Grundlagen und Einsichten zunehmend Abstand vom generalisierenden monokausalen Schesaaentstehungsablauf. L. de GRAAF et al. (1993) stufen die Burtschaalp-Schesa-Lockermassen ins ausgehende Konstanz-Stadium bzw. Koblach-Stadium (14.600 – 14.000 a.B.P.) ein, die fluviatil durch Alvier, Schesa und Ill aufgeschütteten Eisränderterrassen und Toteislöcher von Bürserberg – Tschengla ins Koblach-Feldkirch-Stadium (13.400 – 14.000 a.B.P.) und das Bürser Konglomerat in eine Wiedervorstößphase vor der letzten Hocheiszeit ein. Bezüglich der Schesa wird außer der Begriffskreation “moränenartige Diamikte und zum Teil geschichtete, sortierte Sedimente”, “hauptsächlich beim letzten großen Gletschervorstoß am Rande des Illgletschers angehäuft” und “beim weiteren Aufbau vom Gletscher überfahren” kein Beitrag zur Kenntniserweiterung geliefert. M. MÖLK (1996) stellt Vergleiche zwischen Mühletobel und Schesabruchkessel an, konzentriert sich aber auf das Mühletobel und liefert weder bezüglich des Felsuntergrundes noch bezüglich der Lockermaterialbedeckung und die Schesaaentstehung wesentliche neue Beiträge. Die Schesabruchkesselfüllung wird als “fast ausschließlich von Moränenmaterial (lodgement till)” aufgebaut und “mit allgegenwärtigem gekritztem Geschiebe” und “ohne stabilisierende Überkonsolidierung als Hinweis geringer Eismächtigkeiten zum Zeitpunkt der Ablagerung” (!) beschrieben.

Das Ergebnis der im Laufe von mehr als 25 Jahren in zahllosen Geländebegehungen, Aufschlußaufnahmen, flächenhaften Kartierungen, Profilaufnahmen und Untergangsauswertungen gewonnenen Einsichten des Autors in die Entstehung der Lockermaterialfüllung und ihre Ausräumung ist in den Lageplänen, Beilagen 1 und 2, in den Modellen, Taf. 7 und Abb. 7, und in den Profilschnitten, Taf. 1 – 5, dargestellt und wird durch folgende zusammenfassende Ablaufferläuterung ergänzt:

Der Felsuntergrund des Hanges zwischen Zwischenbach – Brenner und Burtschaalpe – Untere Burtschamähder wurde durch den Schurf früherer Eiszeiten und die Gerinneerosion der Zwischeneiszeiten dem unterschiedlichen Erosionswiderstand der Gesteinsserien und dem tektonischen Zuschnitt sowie unterschiedlichen Lagen der Gletscher und des Vorflutniveaus folgend ausgeprägt strukturiert (Taf. 7 - Fig.1):

In der Achse des Schesabaches wurde eine in Teilwannen übertiefte, schluchtartige Rinne im Fels eingegraben. Diese dominierende, ± E - W-verlaufende Struktur geht hangaufwärts von Profil 16/17, gebunden an die Schollengrenze des Kalkalpins zur weicheren Arosazone in Querrinnen gegen Süden und NW und gebunden an den die Rinne am engen Ausgang in den Haupttalhang unterquerenden Gipskörper hangabwärts von Profil 6/7 in eine ± N - S-streichende Querrinne bzw. Hangverflachung über. Im Bereich Burtschaalpe – Untere Burtschamähder ist im Felsuntergrund eine weitere, gegen SSW und NNW ansteigende Einmündung, wahrscheinlich durch Schmelzwassergerinne, eingetieft. Weitere durch Steilstufen

voneinander getrennte Verflachungen der Felsoberfläche in den beidseitigen Schultern der Zentralrinne dürften glaziale Schurfniveaus widerspiegeln.

In die intern gegliederte, talwärts durch einen verkarsteten Gipsrücken abgeschlossene Felswanne zwischen Ilmkopf, Gaschierakopf und Loischkopfabhang wurde beim Aufbau eines der früheren Würmhochstände Grundmoräne überwiegend aus kalkalpinem (Alvieregletscher) und Lokalschutt (Arosazone) abgesetzt. Beim Eisrückzug in einer interstadialen Warmzeit wurden auf der Grundmoräne lokaler Hangschutt und in Schrägschichtung Eisrandablagerungen (wie in der viel jüngeren Schesahaupthschüttung) mit hohem Ill-Kristallinanteil in die Hohlform eingeschüttet. Nach dem Geländebefund und dem Ergebnis der Sondierbohrung KB 6 spricht viel dafür, daß die gesamte Hohlform ähnlich der Füllung vor 1796 bis weit hinauf verfüllt und zunehmend von einer krautig-grasigen Vegetationsdecke, später von Wald abgedeckt wurde. Gleichzeitig begann die Wiederausräumung der Hohlraumfüllung – völlig ohne “neidisch-habsüchtige, unvernünftige und waldverwüstende” Bürserberger. Diese Ausräumung reichte viel weiter als heute, bis zur vollständigen Ausräumung mit Ausnahme weniger Reste. Wahrscheinlich war – wie später – der Fortschritt der Gipsauslaugung und der Niederbruch des Gipskarstes am Hohlformausgang für diese Ausräumung die auslösende Ursache. Im Zuge dieser Ausräumung mit örtlicher Zwischenlagerung wurden einerseits Pollen und andererseits Holz eingebettet, die nach den Bestimmungen PAK (1994) und DRAXLER (1997) Zeugen eines borealen, bis mindestens zur heutigen Waldgrenze reichenden Fichtenwaldes mit Kiefern, Tannen, Ulmen, Erlen und Birken mit einem Alter von mehr als 35.200 bzw. 39.500 a.B.P. (VRI-1566) sind. Als Ergebnis dieser Ausräumung war der hangaufwärts des Profils 15 liegende Teil der Zentralrinne bzw. der Felswanne deutlich strukturiert aufgefüllt, während im übrigen Schesabruchkessel die Felsoberfläche wieder weitgehend freigelegt wurde (Taf. 7 - Fig. 2).

Als Folge einer neuerlichen Klimaverschlechterung lagerte der vorstoßende Gletscher zuerst überwiegend Alvierschutt, anschließend überwiegend Kristallinschutt der Ill als bindige Grundmoräne in der Hohlform auf dem Felsuntergrund und den älteren Interstadialschottern ab. Dies ist durch mehrere Aufschlüsse im SchesaHauptbach, Burtschabach und Hölltobel und durch die Bohrungen KB 5 und 6 belegt. Beim folgenden Eisrückzug wurde wiederum die Hohlform zuerst mit eisrandnahen Schüttungen vom Hang und aus Schmelzabflüssen entlang dem Gletscherrand sowie von Moräne gestaffelt aufgefüllt und anschließend wiederum – ebenfalls ohne menschliche Torheit und Gewissenlosigkeit, wahrscheinlich durch ein neuerliches karstbedingtes Tieferlegen der Gipsbarriere am Kesselausgang – in großem Ausmaß ausgeräumt. Dies belegen die geschichteten bis feinst gebänderten, kalkalpinen und kristallinen Kiese, Sande, Grobschotter und Schluffe der Bohrungen und Aufschlüsse mit teilweise gegen den Hang gerichteter Schüttung der gut sortierten und gerundeten Sand-Kiese (Abb. 5). Die Ausräumung hat wiederum einen durch eine Vegetationsdecke geschützten und von Wald bestockten Hang betroffen, da im Zuge der Ausräumung wiederum im Aufschluß Hölltobel und in den Bohrungen KB 4, KB 5 und KB 6 Holz und Pollen eingebettet wurden. Diese

Hauptsedimentationsstrukturen der Bruchkesselhauptwand



Bertle 05-98

Zl. 3006-05/9E

Abb. 4: Ansicht der Bruchkesselhauptwand mit Schüttungsstrukturen.

Fig. 4: View of the main part of the Schesa-gully with sedimentary structures.

organischen Reste sind Zeugen einer vor 21.100 ± 1.300 a.B.P. (VRI-1719, wegen der geringen Probemenge ist auch eine doppelt so große Streuung möglich) gewachsenen Rasengesellschaft und eines aufgelösten Kiefer (oder Latschen)-Fichten-Birken-Waldes sowie eines wesentlich kühleren, zeitweise sehr lebensfeindlichen Klimas als bei den älteren organischen Resten. Aus diesen, eventuell auch aus den älteren Interstadialresten, die im Tobel aufgeschlossen waren, stammen auch die im Schesatobel in sekundärer oder tertiärer Lagerstätte immer wieder gefundenen Mammutstoßzähne. Die Ausräumung muß soweit gegangen sein,

wie nach der vorangegangenen Ausräumung, hangaufwärts von Profil 16 und im Bereich des heutigen Bruchkesselrandes deutlich aufgefüllt und anders strukturiert (Taf. 7 - Fig. 3).

Beim neuerlichen Vorrücken der Lokal- und des Illgletschers zum Aufbau der letzten Hochvereisung wurden die freigelegte Felsoberfläche, freigelegte Interstadialablagerungen und ältere und letzte Grundmoräne von Grundmoräne des Alvier- und insbesondere des Illgletschers (Grünmoräne) in lokal großer Mächtigkeit überdeckt. Der vorrückende Illgletscher hat dabei die tonig-schluffig-feinsandigen



Abb. 5: Ausräumungsrest der jüngeren Würm-Interstadial-Füllung des Bruchkessels im linksseitigen Hölltobelbeinhang.

Fig. 5: Relict of the younger Würm-interstadial-filling of the Schesa-gully at the left side of Hölltobel.

daß im Loischkopfabhang die Arosazone flächenhaft freigelegt wurde, von der unterschrittene Felsschollen, Verwitterungsschwartenteile und Hangschutt in die Hohlform abgeglitten und durch Murschübe eingeschüttet wurden (KB 5).

Nach diesem Interstadial mit Rückzug der Lokal- und des Haupttalgletschers aus dem Walgau war die Schesahohlform in der Zentralrinne talab von Profil 16 nahezu unverändert

Staulagen des vorangegangenen Interstadials in Kleinfalten gestaucht und stark überlastet (Abb. 6).

Zwischen dem Talhang und dem Eis (in der Randklüft) wurden lokal feinteilmarme bis rösche, sandig-kiesige Kristallinschotter eingespült und abgesetzt. Zum Zeitpunkt des Höchststandes bestand eine geschlossene Eisfläche, unter der auch der Daleu und der Loischkopfgipfel begraben waren. Die höchstgelegenen im Einzugsgebiet der Schesa

gefundenen Moränenwälle, Schurfrinnen und Terrassenreste auf und unter dem Gipfel des Daleu m 1620 – 1720, an der Nordwest- und Ostseite des Loischkopfes m 1530 – 1720 und am Ostabhang des Alpilakopfes m 1680 – 1840 sind Belege für die bereits eingesezte Absenkung der Eisoberfläche von den Maximalständen und das mehrfache Vor- und Zurückpendeln der Flächengletscher während längerer Zeit.

Nach den Bohrergebnissen, der Sedimentationsabfolge und dem geomorphologischen Geländebefund erfolgte nach dem nach 21.100 a.B.P. begonnenen und bis zum Maximum der letzten Hochvereisung vor 20.000 – 17.000 a.B.P. reichenden Eisaufbau keine Freilegung des Schesabruckesselbereiches von der Eisbedeckung mehr bis zum stufenweisen endgültigen Gletscherrückzug.

Dieser letzte Gletscherrückzug wurde durch eine deutliche Klimaerwärmung eingeleitet und erreichte rasch den ersten längerdauernden Halt auf m 1510 – 1460 (Beilage 2). Er

wird durch die mächtige Randmoräne zwischen Burtschalpe und Oberen Burtschamähdern und zwischen Frescha und Maisäßwaldlegi, durch die weitflächige Sanderschüttung des Klamperalappens im Bereich der Oberen Burtschamähder und des Parpfienzlappens beidseits des Mühleleberlaufes (Alte Statt und Frescha) und die Terrassenreste im Bereich Brünnen markiert. Zu diesem Zeitpunkt waren Loischkopf und Daleu bereits eisfrei. Der Alvieregletscher vereinigte sich mit dem Illeis nicht nur am Ausgang des Brandnertales, sondern anfangs auch noch über den über den Burtschasattel fließenden Klamperaeislappen und über den über Fahregg herüberstoßenden (mächtigen) Parpfienzlappen. Der Schmelzwasserabfluß des Klamperalappens füllte die talwärts durch die Illrandmoräne abgeriegelte Hangmulde zwischen Loischkopf und Daleu rasch mit seinem Schmelzwasserschutt weitflächig auf. Der Parpfienzlappen löste sich erst langsam vom Illgletscher und zog sich in den Oberlauf des Mühlbaches zurück, hielt sich

Stauchung der Interstadialfeinsedimente durch den letzten Würmvorstoß



Abb. 6: Mittlere Würm-Grundmoräne, Schluff-Ton-Feinsandlagen und konglomerierte Grobschüttung des jüngeren Würm-Interstadials mit Stauchfaltung der Feinsedimente durch den letzten Würmvorstoß im linksseitigen Einhang des Schesahauptbaches.

Fig. 6: Ground till of the middle Würm, silt-clay-fine sand layers and conglomerated coarse grained flow of the younger Würm-interstadial with folding of fine grained sediments due to latest glacial advance of the Würm from the left side of the Schesahauptbach.



aber noch länger, zuletzt als abgeschnittener bzw. nur aus dem nördlichen Alpilakopf-Ostkar ernährter stagnierender Eiskörper. Er lieferte direkt bzw. über seine Gletscherandschmelzwässer den größeren Teil des Abtragsschutts der Brandnertalwestseite (Zalim – Palüd – Lorenzatäli) zuerst in den Oberlaufbereich des Mühlebaches. Später spülten die Schmelzwässer aus den beiden Alpilakopfostkaren das im Mühlebachoberlauf angeschoppte Moränenmaterial wieder aus.

Als Folge der weiteren Klimaverbesserung sank der Illgletscher wahrscheinlich in mehreren Teilrückzugsstufen auf den Stand m 1290 – 1270 ab, der durch die Schurfrinne zwischen St. Martin und Gaschierakopf, Moränen-Verbauungsschotter-Verzahnungsreste in der Bruchkesselhauptwand und am Ilmkopf, Wallmoränen und Terrassenreste im Bereich Schutzwald – Schneefucht und Obere Ronna – Brünna sowie unterhalb des Schwammwaldes markiert wird. Der als Stand Ilmkopf I bezeichnete, wahrscheinlich dem Konstanzer Stadial, ca. 15.000 a.B.P. entsprechende Stand dürfte ein Vorstoßhalt nach einem vorausgegangenen weitergehenden Rückzug gewesen sein. Durch diesen Halt wurde die Hohlform im Fließschatten des Illgletschers zwischen Gaschierakopf und Ilmkopf-Mooswald talseitig durch eine ca. 80 m hohe, in die Hohlform eingebogene Eis- bzw. Randmoränenbarriere abgeriegelt. In diese Hohlform schob der Gletscher besonders anfangs Moränen- und Schmelzwasserschutt von der Talseite her. Die Hauptfüllung des anfangs mit steilen, mit zunehmender Auffüllung mit flacheren Neigungen abgesetzten Materials erfolgte nach dem Geländebefund über die Gesamtzeit der Schesabruchkessel-Hauptschüttung von WNW gegen E, SE und ENE, also quer zur und gegen die Illgletscher-Fließrichtung. Da der Alviergletscher in der Talausgangsschlucht am steilen, felsigen Süd- und Ostabfall des Daleu keine Gletscherrand-Schmelzwasserrinne ausbilden konnte, ist von dieser Seite eine stärkere Geschiebezufuhr ausgeschlossen. Das Hauptgeschiebe der Schmelzwasserabflüsse entlang der Westflanke des Brandnertales einschließlich der bereits eisfreien Seitentäler Zalim, Palüd und Lorenzatäli sowie Alpilakopf-Ostkar wurde zu dieser Zeit bereits als mächtige Hohlraumfüllung im Schließwaldtobel hinter der Alvier-Randmoräne eingelagert.

Der Abfluß der Klamperaalp-Obere Burtschamähder-Mulde war geschiebearm, durch die Absetzung im Stau der Illrandmoräne der Burtschaalpe ausgesiebt bzw. nur mit Gletschertrübe belastet und konnte daher keinen nennenswerten Geschiebebeitrag für die Schesa liefern. Eisrand-Schmelzwasserabflüsse des Illgletschers konnten ebenfalls nur in bescheidendstem Ausmaß Geschiebe in die Hohlform liefern, da diese quer über den einmündenden, durch die Gefällstufe und den Stau am Illgletscher spaltenreichen Alviergletscher hätten fließen müssen.

Als Lieferant für den überwiegenden Teil der Bruchkesselfüllung bleibt daher nur der Schmelzwasserabfluß des verschwindenden Parpfienzklappens des Alviergletschers und der Lokalglatscher der beiden Alpilakopf-Ostseitenkare bzw. des Mühlebach-Oberlaufes. Deren Schmelzwässer schotterten zuerst die freigewordene Talmulde des Mühletobel-Oberlaufes gegen den das Tal abriegelnden Illgletscher bzw. dessen Randmoräne mit einem mächtigen

Sander auf. Offensichtlich wurde ihr Abfluß beim weiteren Rückzug des Eises aber durch die Stirnwallmoräne des Parpfienzklappens und den eigenen Sanderfächer so verlegt, daß sie gegen die Talrichtung zwischen der mächtigen Illrandmoräne des Burtschaalpstandes und dem Nordabfall des Loischkopfes nach E gedrängt wurden. Dabei tiefen sie sich in die eigene rechtsufrige Sanderschüttung von Frescha ein und räumten diese teilweise aus. Aus der Ausräumung des Mühlebachoberlaufes zwischen Alter Statt und Jagdhaus-Fahregg und aus der durch Felsstürze geförderten, massiven Hauptdolomit-Schuttlieferung aus den beiden Karen der Alpilakopf-Ostseite stammt der Hauptteil der Schesabruchkesselfüllung. Dies stimmt auch mit der petrologischen Zusammensetzung der Füllung überein, wobei die lagenweise stärkeren Anteile von Arosazonengesteinen und Raiblergesteinen zeigt, daß die Eintiefung der Schmelzwasserrinne entlang dem Loischkopffuß bis in den anstehenden Felsuntergrund (Arosazone, Gips) griff. Der Durchbruch des Mühlebachablaufes zur Schesa durch die Illrandmoräne des Burtschaalpstandes erfolgte im Bereich zwischen Schesahauptbach und Wiesenbächle bzw. (zeitweise) etwas westlich von diesem. Dieser Durchbruch wurde wahrscheinlich auch vom Abfluß von den Oberen Burtschamähdern her, also von der Klampera-Schesa benutzt. Der Geschiebetransport war je nach Jahreszeit, Gletschersituation und Ausräumungs- bzw. Auflandungsstand murenartig oder fluviatil. Der Mur- und Bachschutt wurde in der Hohlform nach dem (raschen) Einbau einer mächtigen Randmoräne anstelle des Eisstromes als Barriere über größere Perioden hinweg in einen Gletscherrandsee abgelagert, wie die ständige Wiederkehr von feingeschichteten, feinkörnigen Staulagen von Beginn der Schüttung an belegt. Die anhaltende Nähe des Talgletschers, der immer wieder gegen die Hohlform vorrückte und sich von dieser zurückzog, wird durch Toteis- und Eis-tunnelfüllungsstrukturen, Spaltenfüllungskeile und Moräneneinstöße (Hauptbach und Ilmkopf) in verschiedenen Höhenlagen und Bereichen des Bruchkessels dokumentiert (Beilagen 1 und 2, Abb. 7, Abb. 8).

Im jüngsten (obersten) Drittel der Schesahauptschüttung lieferten, nachdem der Alviergletscher auf ein Niveau von unter 1300 m am Talausgang abgesunken war und damit an der Daleuostflanke im Zugswald erstmals die Möglichkeit zur Anlage von Randmoränen und Eisrandabflußrinnen entstand, der Alviergletscher bzw. seine Schmelzwasserabflüsse Schutt hinter die Illrandmoräne in die Schesahohlform. Diese gegen N und NNE gerichtete Schüttung ist in der Bruchkesselwand zwischen St. Martin und nördlich des Burtschabach-Einschnitts gut erkennbar (Abb. 4).

Während der wahrscheinlich wenige Jahrhunderte andauernden Auffüllung der Schesahohlform bis 5 – 30 m unter die heutige Bruchkesseloberkante hauptsächlich durch den Mühlebach herrschte, wie die von DRAXLER (1997) aus den Bohrungen

KB 3 und KB 4 bestimmten Pollen zeigen, ein sehr kühles, rauhes Klima. Die Vegetation war die einer Kältesteppe mit bereits zu diesem Zeitpunkt beginnender Wiederbewaldung durch Kiefer, Fichte, Birke und Erle.

Im Gefolge eines Klimarückschlags (Weißbad-Koblach-Stadial ca. 14.500 – 14.000 a.B.P.) stießen sowohl der Illgletscher als auch der Alviergletscher und die kleineren

Seidental- und Kargletscher rasch wieder vor, wobei die Talgletscher ihre Oberfläche bis zu 100 m anhoben und sich mit den Kar- und kleinen Talgletschern vereinigten. Bei diesem Vorstoß wurden sowohl im Schließwaldtobel als auch im Schesabruchkessel die Ill- bzw. Alvierrandmoräne und die hinterliegenden Mur- und Schwemmschutfächer sowie Seesedimente überfahren, wie in den Anbruchwänden beider Tobel gut erkennbar ist. In der Schesa schob sich der Gletscherrand aus der Lage Gaschierakopf – Ilmkopf m 1270 – 1290 hangaufwärts bis in den Bereich des Querprofils 24 (Unterste Burtschamähder, Unterer Burtschawald) m 1370 – 1400 vor. Beim Vorstoß wurden, wie westlich des Ilmkopfes zu sehen ist, gegen den Hang einfallende, stark kristallin betonte Grottschotter und Grundmoräne sowie eine Randmoräne auf dem Schwemm- und Murschutfächer abgelagert. Das vorrückende Eis und seine Randmoräne haben einen Gletscherrandsee aufgestaut, in dem diskordant zum unterlagernden Fächer gering geneigte bis horizontale Feinsedimente mit einzelnen eingelagerten Blöcken und seltenen Grottschüttungen in einer heute noch erhaltenen Mächtigkeit von bis zu 30 m abgesetzt wurden. Der hohe Ton-Schluff-Feinsandanteil dieser als Schesadeckschicht (Beilage 1, Taf. 2 – 5, Abb. 4) bezeichneten Schüttung ist einerseits auf die Absetzung im stehenden Wasser eines Sees zurückzuführen, andererseits aber auf die Unterbrechung der Geschiebezufuhr aus dem Oberlauf des Mühlebaches. Diese wurde durch das Erlahmen der Schleppkraft in der wenig geneigten Abflußrinne entlang dem Loischkopf-Nordfuß als Folge der Abflußverminderung (Niederschlagsbindung in Eis und Schnee) verursacht, die zum Aufsottern der Abflußrinne im Bereich der Frescha-Terrasse führte. Zugleich wurde der durch ältere Moränenwälle gelenkte Abfluß des Mühlebaches zur Schesa durch den in den Oberlauf des Mühlebaches bis unter Alte Statt bzw. bis zum Kontakt mit dem Illeis vorstoßenden Gletscher aus dem nördlichen, zeitweise auch aus dem südlichen Alpilakopf-Ostkar abgeriegelt. Die Auflandung des durch den Illgletschervorstoß gestauten Sees im Bereich des Schesabruchkessels erfolgte wie vor dem Vorstoß vom Durchbruch durch die Burtschaalpmoräne aus durch den Klampera-Obere Burtschamähder-Abfluß (Schesa) und durch den verbliebenen Rest der Mühlebachzuleitungsrinne entlang dem Loischkopffuß. Gleichzeitig setzten sich vom Illgletscher und von dessen Randmoräne abgerollte und auf Eisschollen verdriftete Großblöcke, besonders häufig Oberrhätkalke, und Grottschuttlinen im See ab.

Die folgende Klimaverbesserung hat einen raschen Rückzug der Gletscher bis zum Niveau vor dem Vorstoß und in der Folge in einer raschen Abfolge kürzerer Halte bis zur völligen Enteisung verursacht. Durch diese Erwärmung sind die Kar- und Seidentalgletscher rasch und auf Dauer verschwunden. Beim Rückzug haben die Kargletscher der Alpilakopf-Ostseite im Obersten Mühlebachtobel und in Vorderparpfienz landschaftsprägende Wallmoränen und Sanderflächen hinterlassen. Im Schließwaldtobel markieren enggestaffelte Folgen von Wallmoränen, Schutfächern und Terrassenresten auf der Schließwaldtobelhauptschüttung die rasch absinkende Oberfläche des Alviereises. Im Schesabruchkessel zog sich der Illgletscher bis auf den Stand Ilmkopf II m 1250 – 1230 zurück, der durch Schurfkehlen am Gaschierakopf, landschaftsprägende Wallmoränen und

Rückzugsfächerterrassen sowie Schmelzwasserabflußrinnen in den Wiesen von Appenzell und Maisäß, in Saga – Ronna und im Obersten Valschena markiert wird. Hangseitig der \pm durchlaufend angelegten, aber im Schesabruchkessel mit Ausnahme von Resten am Gaschierakopf und am Ilmkopf abgetragenen Randmoräne wurde ein schmaler Rückzugsfächer von der Schesa, den Alvier- und Illgletscherschmelzwässern und von der Moräne des Illgletschers aufgeschüttet. Dabei kam weitgehend bereits früher hangaufwärts abgelagertes und wieder aufgearbeitetes Material zur Absetzung. Gleichzeitig begannen zu dieser Zeit durch Oberflächenwasserabflüsse, Frostkriechen und Oberflächenabgleitungen sowie durch die Mur- und Bachgeschiebetransporte von Burtschabach, Schesa und Wiesenbächle der Abtrag der übersteilt geböschten, älteren Lockermassen, insbesondere der Randmoräne im Oberhang der Schesa und die Zurfurchung und Überschüttung der feinkörnigen Deckschicht durch eine gemischtkörnige Übergußschicht mit Einbettung von abgeglittenen und abgerollten Großblöcken auf einem durch Abflußrinnen zurfurchten Relief in der Deckschicht. Übergußschichten aus überwiegend grobblockigem, gemischtkörnigem Material aus den übersteilt, neu frei gewordenen und unbewachsenen und daher instabilen Böschungen der jeweils überliegenden Randmoräne haben aber auch nach jedem weiteren Gletscherrückzug den unterliegenden Hang und die unterliegende Rückzugsterrasse bzw. den Rückzugsfächer überrollt, überglitten und überronnen. Diese hangparallel geschichteten, über die Rückzugsstände greifenden bzw. aneinander anschließenden Grottschüttungen haben stark zur Verwirrung der geologischen Einsicht (z. B. AMPFERER 1909 & 1936, HENRICH 1929, PRUCKER 1976) beigetragen.

Der nächste markante Rückzugshalt des Illgletschers ist als Stand Gaschiera I, m 1180 – 1190 in den Lageplänen und Profilschnitten eingetragen. Er wird durch die auffälligen Randmoränenwälle östlich unter dem Gaschierakopf, als talseitiger Abschluß der Wiesen von Appenzell sowie aufgliedert in mehrere Wälle in Dunza - Ronna – Valschena und Mottakopf sowie durch die zugehörigen Schutfächer, Terrassenschotter und ausgeprägten Abflußrinnen markiert. Auf dem Hochplateau von Tschengla – Dunza – Ronna ist der glaciale Formenschatz besonders reichhaltig, weil hier vom Mühlebach her viel Schutt gegen den Eisrand geliefert wurde und der Gletscher selbst beim Abschmelzen auf dem Plateau rasch Dynamik verloren hat und verhungerte. Der Schmelzwasserabfluß vom Plateau einschließlich des Mühlebaches und mindestens zeitweise der Schesa erfolgte durch das Valschena unter das Illeis im Steilabfall zur Tschalenga. Im Bruchkessel selbst sind die Illrandmoräne und der hangseitig davon angelagerte Rückzugsfächer dieses Standes im Bereich der Auffahrt zum Abbau Gaschiera und in den obersten, bereits abgeschlossenen Teilen des Abbaugbietes sowie im (kriechenden) linksseitigen Tobeinhang unterhalb des WLV-Lagers und im hinterliegenden Wald aufgeschlossen. Die Schuttlieferung für den Rückzugsfächer hangseitig der Moräne besorgte überwiegend die Schesa durch Aufarbeitung der überliegenden Rückzugssedimente, untergeordnet auch der linksseitige Schmelzwasserabfluß der Alvier.

Der nächste Rückzugshalt, Gaschiera II, m 1120 – 1080

**Modell des Aufbaues der Schesabruchkesselfüllung
im Rahmen des spätglazialen Eistrückzuges**

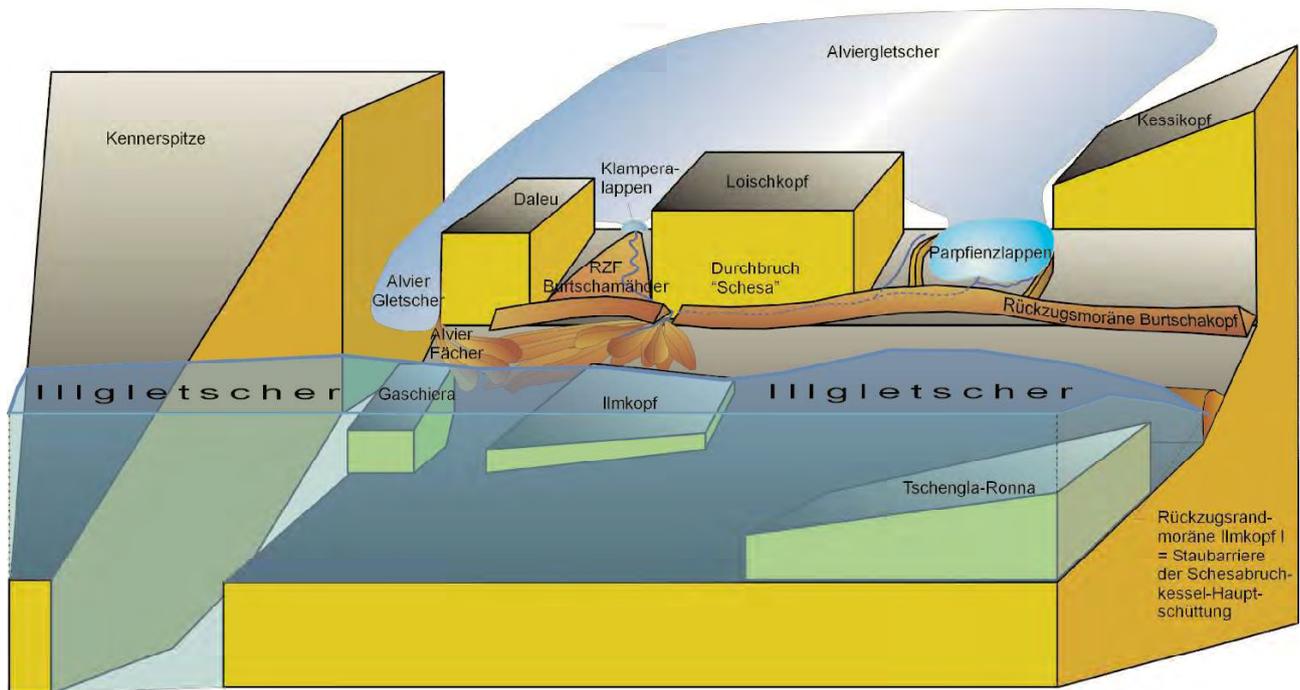


Abb. 7: Modell der Vergletscherung, der Abflußsituation und der Schesaschüttung zur Zeit des Eistrückzugstandes Ilmkopf I (Schasaschüttung).

Fig. 7: Glacial situation at glacial stadium Ilmkopf I.

Bertle 04-98
Zl. 3006-05/98

Schesa Eisrandsediment - Brenner

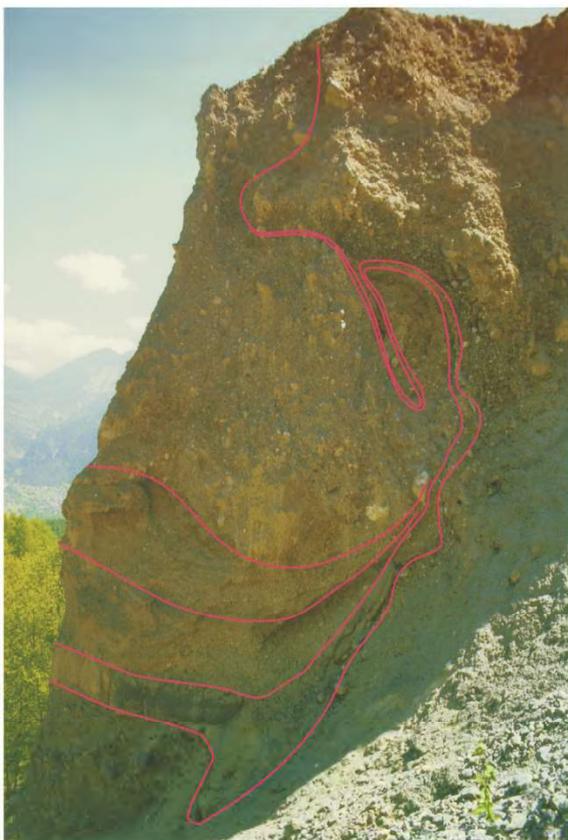


Abb. 8: Eisrand-Sedimentationsstrukturen (Sölle) im rechten Schesaeinhang über "Brenner".

Fig. 8: Sedimentary structures (morainic lake) at the right side of the Schesa above "Brenner".

scheint einerseits länger gedauert zu haben und dürfte ein kurzzeitiges Vorrücken des Illgletschers als Folge einer kurzfristigen Klimaverschlechterung beinhalten. Jedenfalls hat sich bei diesem Stand die Schuttanlieferung wesentlich erhöht, wozu auch ein Großfelssturz von der Flanke des Gaschierakopfes (Alpiner Muschelkalk) auf den Rand des Alvier-Illgletschers beigetragen hat. Diese Felssturzmasse hat den Rückzugsfächer Gaschiera II während dessen Aufbau auf der Gaschieraschulter überrollt. Dabei wurden zwischen den Felssturztrümmern fein geschichtete Kiese und Sande, örtlich auch Einkornlagen und Schluff-Feinsande eingebettet. Die Schuttlieferung für den Rückzugsfächer erfolgte teils durch die Schesa, überwiegend aber durch den linksseitigen Schmelzwasserabfluß des Alviergletschers und die Ill-Alviormoräne. Zu diesem Rückzugsstand gehören die Randmoränen, Rückzugsschuttfächer, Terrassenleisten und Schmelzwasserrinnen von Zugs, Gaschiera, Zwischenbach, Dunza, Tschengla und Mottakopf-Ostseite. Die Überlagerung des Rückzugsfächers dieses Standes auf die ältere Randmoräne des Standes Gaschiera I sowie der Kontakt zwischen Eisrand bzw. Moräne und

Rückzugsfächer sind hangaufwärts der Aufgabestation des Förderbandes bei den Erdpyramiden gut aufgeschlossen (Beilage 1).

Im nächsten Rückzugshalt, Zwischenbach, m 1050 – 1030, wurden der gegen NE geschüttete Rückzugsfächer von Zwischenbach (auffällige Wiesenfläche mit Kapelle und talseitigem undeutlichem Wallrest) und die Terrassenleisten sowie Fächer von Biel, Tschengla, Stuetzler geschüttet. Der Eisrand wird rechtsseitig der Schesa nordwestlich ober der Brennerbrücke durch einen eindrucksvollen Aufschluß markiert (Abb. 8). Das feinteilmige bis rösche, sandige Geschiebe lieferten überwiegend die Schesa aus der Aufarbeitung höherliegender Rückzugssedimente, untergeordnet Schmelzwässer von Ill- und Alvier-Gletscher. Der Alvieregletscher begann sich allerdings am Ende dieses Standes bereits vom Illgletscher zu lösen und in die Talaustragsenge zurückzuziehen. Auf der Tschengla schütteten der Mühlebach, in Außerberg der Plattenbach gegen den Illgletscherand.

Der tiefste in den Schesabruchkessel einbezogene Rückzugsstand ist der Stand Brenner, m 1000 – 980. Bei diesem Stand des in die Brandnertal-Mündung auslappenden Illgletschers – der Alvieregletscher hatte sich bereits bis in den Bereich der Sarotlalmündung zurückgezogen – wurde der von Abflußrinnen durchsetzte Murschuttächer beidseits des Schesaeinschnitts in Brenner und Zwischenbach-Dünser aufgeschüttet. Er belegt einen ersten späteiszeitlichen Schesaausbruch – ohne vorangegangenen menschlichen Eingriff! – und die Schüttung gegen den Eisrand bzw. die Randmoräne des Illgletschers. Das Material stammt aus der Wiederaufarbeitung höherliegender Rückzugsfächer und Moränen durch die Schesa. Dem gleichen Stand gehören auch die Rückzugsfächer, Terrassenleisten, Wallmoränen und Abflußrinnen von Zugs, Gapiascha, Monteschiel und Hummel an.

Der weitere Eisabbau scheint rasch mit mehreren Halten und kurzen Erholungsphasen erfolgt zu sein. Die markantesten, durch Wallmoränen, Rückzugsfächer, Terrassenschüttungen, Toteislöcher und Schurfrinnen sowie durch zahlreiche Eisrandstrukturen, die im Zuge der großflächigen Materialabträge in Mattabüchel, Außerberg und Bargs aufgeschlossen wurden, markierten Rückzugsstände sind in der beiliegenden Karte, Beilage 2, eingetragen. In den Rückzugsfächern und Terrassen sind teils Schesa-, Mühlebach- sowie Bachgeschiebe, gegen die Talebene zunehmend aber Alvier- und Illschmelzwassergeschiebe abgesetzt, wobei der Aufarbeitungs- und Sortierungsgrad talwärts verständlicherweise (wiederholte Aufarbeitung, längere Wassertransporte) zunimmt. Durch die lange vor der Ansiedlung der "kurzsichtigen, habgierigen und neidischen" Bürserberger und Bürser erfolgte Ausräumung des späteren Bruchkesselbereiches durch die Schesa und die Wiederablagerung des abgetragenen Materials in die Mur- und Schwemmfächer von Zwischenbach, Brenner, Baumgarten-Matin und Boden ist im Oberlauf der Schesa bereits eine deutliche Hangeinmuldung als Ansatz des späteren Bruchkessels entstanden.

10.000 – 12.000 a.B.P. dürfte der Illgletscher aus dem Walgau verschwunden sein. Die Wiederbewaldung hat bereits um 14.500 a.B.P. (Pollen der Bohrung KB 3) begonnen und dürfte ab 10.000 a.B.P. bereits flächen-

deckend gewesen sein. Im Erosionsschutz der Vegetationsdecke und durch die Niederschlagsbindung durch den Wald haben sich die glacial gestuften Hänge im Einzugsgebiet von Schesa und Mühlebach stabilisiert, während im Untergrund die Auslaugung des Gipskarstes insbesondere in Zeiten erhöhter versickernder Niederschläge und gefördert durch die Huminsäurebelastung des versickernden Wassers durch die Vegetation unaufhörlich fortgeschritten ist. Einer der im Oberlauf des Mühlebaches in Stauschluffen eingebetteten Fichtenstämme hat ein von PAK (1993) (VRI-1367) bestimmtes Alter von 4.810 ± 70 a.B.P. geliefert. Die mit dem Stamm eingebetteten, von DRAXLER (1992) (Lab. Nr. 4401) bestimmten Pollen und Sporen belegen einen subalpinen (Grünerle) bis collinen Mischwald aus Fichte, Tanne, Kiefer, Rotbuche, Ulme, Linde, Eiche, Hasel, Erle und Birke für diese Zeit und eine \pm vollständige reife Bewaldung. Nach dem Geländebefund dürfte sich an dieser flächenhaften Bestockung durch eine je nach Klimaschwankung unterschiedlich zusammengesetzte Baumgesellschaft während fast 10.000 Jahren nichts Wesentliches geändert haben.

Nach archäologischen Funden und altersdatierten Rodungsbrandhorizonten auf mehreren großflächigen Alpen Vorarlbergs begann die Flächenrodung zur Gewinnung von Alpfeldern in der obersten Waldzone und über der Waldgrenze bereits sehr frühzeitig, spätestens in der Bronzezeit. Aus dem seichten Niedermoor am Bruchkesselrand über dem Hölltobel 1987 entnommene Torf- und Schluff- sowie Holzproben (Fichte) bestätigen diese Erkenntnisse. DRAXLER konnte feststellen, daß die Torfbildung erst frühestens im Subboreal 4.000 a.B.P. in einem Fichten-Tannenwald der unteren subalpinen Stufe mit untergeordneten Anteilen von Rotbuche und Hasel sowie Erle eingesetzt hat und bereits 1,60 m über der Basis bzw. 1,10 m unter heutigem Gelände Rodungs- und Siedlungsanzeiger (Getreidepollen) auftreten. Durch die Feststellung von Walnußpollen in den obersten Schluffschichten unter der Vegetationsdecke ist deren Ablagerung frühestens mit der Römerzeit fixiert. Aus diesen Bestimmungen leitet sich ab, daß die Alpfeldergewinnung im Einzugsgebiet der Schesa jedenfalls lange vor unserer Zeitrechnung, wahrscheinlich vor mehr als 3.000 Jahren in der Bronzezeit begann. Als Folge der Waldrodung verstärkte sich der Oberflächenabfluß und die Torfbildung im Flachbereich auf dichtem Untergrund (Obere und Untere Burtenschamähder) setzte ein, wobei das Wiesenbächle mit seinem feinteilmigen Geschiebe einen kleinen Fächer über das Niedermoor vorschob. Zum Zeitpunkt des lokalen Abschlusses der Torfbildung war die Walnuß bereits durch die Römer eingeführt. Trotz der flächenhaften Rodung der Alpfelder und trotz der im Mittelalter fortschreitenden Gewinnung von Mahdflächen im Wald im Steilabfall unterhalb der Alpfelder ins Tal sind keine Hanggleitungen und/oder Murausbrüche erkennbar. Die zahlreichen alten Bauparzellennummern der Heuhütten und die an das Dauersiedlungsgebiet direkt anschließenden Parzellenfolgen der Mahdflächen belegen ebenso wie Urkunden über jahrhundertalte Rechtsstreitigkeiten um Weidenutzung die frühzeitige Rodung auch im Steilhang des späteren Bruchkessels. Die zur Sicherung der kärglichen Bergbauernexistenz unverzichtbaren Rodungen haben durch Jahrtausende keine Schadensfolgen gehabt.

Die Gipsauslaugung im Untergrund ist allerdings durch die Jahrtausende fortgeschritten und hat den talseitigen Abschluß der Schesahohlform zunehmend geschwächt. Als im Bereich der heutigen Brennerbrücke die Lockermaterialüberdeckung über dem seichten Gipskarst in einer Doline einbrach, sind in den Einbruchstrichter die hangaufwärts angeschnittenen röschen Sande und Kiese einschließlich der bindigen Deckschichten des Zwischenbach- und Brennerfächers nachgeronnen, wobei sich die Dolinen zu Ausmaßen wie im Moos- und Maisäßwald bzw. auf Klamera ausweiteten. Dieser Einbruch, **das Ziehen des Auslaufstoppels der mit Lockermassen gefüllten "Schesawanne" war bedingt durch den Gipsuntergrund unausweichlich** (Abb. 9) und unabhängig davon, ob zu dieser Zeit flächenmäßig begrenzte Schlägerungen – von Lärchen-, Fichten- und Tannenstämmen als Kontribution an Napoleon zum Bau der französischen Flotte, die später bei Trafalgar gegen Nelson unterging; diese Ausschmückung des Waldvernichtungsmythos potenziert die Katastrophen, weil die Schesa allein nicht als Horror genügt – stattfanden und/oder die Holzrückung durch besonders wüste Holzknechte zur Unzeit bei Hagel und Starkregen im Sommer besondere Bodenverwundungen verursachte.

Nach den Aufzeichnungen und Berichten ergibt sich folgende Chronologie der Ereignisse, die zur Ausräumung des Bruchkessels auf den heutigen Zustand im Ausmaß von ca. 40 Mio m³ und zur Aufschüttung des Murschuttfächers in der Talebene mit einem Inhalt von 20 Mio m³ führte:

- 1796 angebliche Schlägerung des Schutzwaldes im Bruchkesselbereich als Folge der Gemeindeteilung zwischen Bürs und Bürserberg und der damit verbundenen Eigentumsstreitigkeiten.
 - 1802 Erster Bruchkesselanriß im Bereich Brenner und Murstoß mit leichten Überschwemmungen im Tal.
 - 1806 Erster Murausbruch aus dem Schesabachbett in Bürserberg – Baumgarten durch die "Schlucht" in die Alvierschlucht, wobei ein Stall mit 7 Stück Vieh mitgerissen wurde.
 - 1810 Erster Murvorstoß durch den Schesamittellauf bis ins Außerfeld in Bürs und Übersättung der dortigen Wiesen und Felder; weitere Vorstöße 1811, 1819 und 1820.
 - 10.8.1823 Als Folge eines Hagelwetters Vermürung des 80 ha großen Bürser Außerfeldes und Vernichtung des Hofes Reinegg, aus dem sich der Eigentümer mit Frau und 10 Kindern nur mit Not retten konnte. Dieser Vorstoß hat "mit dem ehemals so schönen Reinegg-Hof ganz Feierabend gemacht", in welchem früher 4 Familien wohnten.
- Beim Kiesabbau rechtsufrig des heutigen Schesalaufes stieß die Zech-Kies Ges.m.b.H. im Oktober 1994 in einer Tiefe von 30 m u.O.G. auf einen begrabenen Bodenhorizont mit teils eingebetteten, teils noch in-situ-wurzelnden aufrechten Obstbäumen (u. a. Walnuß) sowie auf zwei unterschiedliche Niveaus erster Wildbachverbauungsanlagen: Einen durch Flechtzäune (Steher, die durch Weidengeflecht verbunden sind) eingefassten Dammbau mit einer Ergänzung durch einen gezapften Holzbalken im tieferen Niveau; ein durch teils 2-lagige Querhölzer über Längshölzern mit Zapfungen zur Verankerung

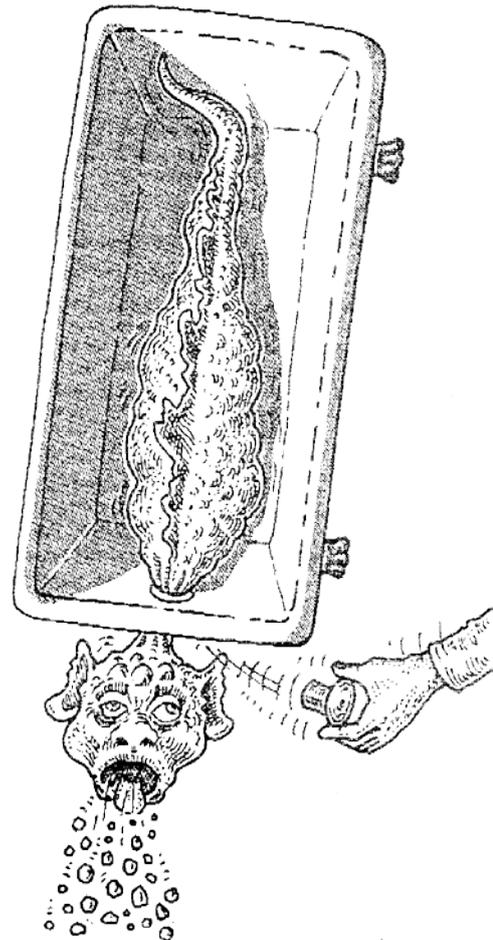


Abb. 9: Modell der Schesabruchkessel-Entstehung mit Gipsstoppel.

Fig. 9: Model of development of the Schesa-gully.

im Untergrund verstärkter Dammbau im oberen, ca. 4,5 m höheren Niveau. Diese Funde (Abb. 10) wurden von KRIEG (1996, unveröffentlichter Bericht) beschrieben, eine – nicht näher identifizierbare – Altersbestimmung an einer Baumscheibe eines geborgenen Balkens (Lärchenstamm) ergab ein Fälldatum um 1762. Dieser Vorstoß hat bereits zur Verlegung der Ill bis gegen den Hangenden Stein geführt, wie die Karte von NEGRELLI (1831) belegt.

- 4.8.1864 verlegte ein weiterer großer Murstoß die Ill und drängte diese in die Wiesen und Felder von Nüziders auf 2 km Länge.
- 12.5.1868 rissen Murgänge zweimal den Hohen Steg (Matinbrücke) von Boden zur Bürserberger Kirche in Matin weg und durchbrachen in Bürs die Wuhrungegen gegen das Kirchdorf und vermurten große Wirtschaftsflächen. Ähnliches geschah 1879 bei trockenem Wetter.
- 16.5.1880 und am
- 30.5.1885 füllten Großmurgänge im Gefolge von Gewittern die Ill so hoch auf, daß diese mit dem Murgeschiebe großflächig Nüziders verwüstete und die Reichsstraße

und die Bahnlinie Bludenz – Feldkirch verlegte. Daneben gingen jährlich mehrfach kleinere Murstöße bis in die Ill.

Ab 1885 schritten die Ausräumung des Bruchkessels und die Aufschotterung des Schuttfächers im Tal laufend fort, die zeitweise mehrfachen Murstöße pro Tag erreichten aber nicht mehr die Größe der Ereignisse von 1880 und 1885.

Ab 1889 setzte die gezielte Verbauungstätigkeit des Forsttechnischen Dienstes für Wildbach- und Lawenverbauung mit der Sohlenhebung und



Abb. 10: Flechtzaun-Wuhrdamm errichtet zum Schutz von Bürs um 1800, 1850 vermurt durch die Schesa, gefunden 1994 ca. 30 m unter GOK rechtsufrig der Schesa in Bürs.

Fig. 10: Fence (built at 1800) spilled by the Schesa. found in 1994 ca. 30 m below ground level.

Sohlstabilisierung durch Querwerke ein. Diese Arbeiten wurden anfangs unter ständiger Lebensgefahr durch die laufend abgehenden Murstöße mit Einzelblöcken bis 75 m³ und Murstoßhöhen bis 20 m unter Aufsicht von Warnposten und mit Anlage von Fluchtwegen zuerst in kleinen Holz- und Steinquerwerken ausgeführt. Nach Auflandung der Sperren wurden auf diesen wieder neue Werke, später in Bruchsteinmauerwerk und Beton aufgesetzt. Durch diese Verbauungen wurde ausgehend von der Matinbrücke mit beidseitiger Felseinbindung (Sperre 1) eine Verbauungsstaffel bis hinauf in das mittlere Hölltobel und im Schesahauptbach bis oberhalb des Bruchkessels und gleichzeitig die Abstaffelung des Mühlebachs von der Einmündung in die Schesa bis in den Oberlauf errichtet. Dadurch wurde die Bruchkesselsohle bis zu 80 m gehoben und auf bis zu 150 m Breite ausgeweitet.

Die in richtiger Erkenntnis der Bedeutung der untertägigen und der Oberflächenwasserführung für die Bruchkesselentwicklung errichteten Bachumleitungsgerinne vom Schesahauptbach zum Hölltobelgraben und um den Bruchrand herum gegen den Ilmkopf und zurück in den Bruchkessel in Holzfludern und Steinmauerwerkkanälen waren leider kein Erfolg. Die Bruchkesselausweitung ging rascher voran als die Gerinneerrichtung, sodaß das Umleitungsgerinne fortlaufend durch die Erosion

unterbrochen wurde und schließlich aufgegeben werden mußte. Zudem wurde im linksseitigen Einhang des Hölltobels durch die Wasserzuleitung eine großflächige Hanggleitung ausgelöst bzw. beschleunigt, durch die das Steingerinne in Teile aufgelöst mit den Hangbewegungsschollen hangabwärts glitt.

1907 kippte eine Wandscheibe des Bruchkessels mit einer Masse von 200.000 m³ “wie ein Brett” rechtsufrig des Schesahauptbaches ins Tobel ab, wobei der entstehende Luftdruck 2 Arbeiter “wie Gummibälle 20 m weit im Bogen ins Gebüsch geworfen” (HENRICH 1929) hat.

3.8.1966 ist nach jahrelang vorausgehenden zunehmenden Absetzungen rechtsseitig des Burtschabaches im Bereich St. Martin die ca. 500.000 m³ umfassende südliche Bruchkesselwand fast bis auf den Fels zurück abgeglitten und auf die durch die Sohlhebung geschaffene Auflandung vorgefahren. Diese nach wie vor kriechende, in Schollen aufgelöste Gleitmasse ist allerdings – wahrscheinlich wegen der anhaltenden Basisentwässerung in die Bruchkesselfüllung und wegen des Fehlens von Hangwasserzuflüssen – auf der Gleitbahn hängengeblieben und nur im Stirnteil bis in den Schesahauptbach vorgedrungen.

1986 sind rechtsufrig des Schesahauptbaches in den Alpwiesen bis 70 m von der Abbruchkante zurück Absetzungen entstanden, die sich mit Zerrfugen in den Wänden der Schesahauptbachschlucht verbinden und eine Scholle von ca. 400.000 m³ vom Hinterland abgrenzen. Diese Absetzfugen haben sich in den Folgejahren verstärkt.

1995 wurden im Gefolge der Schneeschmelze am Fuß der Bruchkesselhauptwand sowohl im Schesahauptbach als auch im Hölltobel an mehreren Stellen schluffigtonige, wasserstauende Lagen an der Basis der Grobschüttungen freigelegt und Ausdrückungs- und Zerrerscheinungen in den überlagernden (konglomerierten) Grobschüttungen festgestellt. Seit dem Herbst 1995 ist im Bereich des Hölltobels der Bruchkesseloberrand um bis zu 20 m hangaufwärts vorgerückt. Dadurch sind Sofortmaßnahmen zur Stabilisierung der Hauptwandbasis und zur Verminderung der Gerinneerosion notwendig geworden. Diese Maßnahmen – Einbau von Vorgrundsteinschichtungen in den Schluchtausgängen von Schesahauptbach und Hölltobel zur Hebung der Erosionsbasis und zur Wiedereinschotterung der empfindlichen Basisschichten und Einbringung einer Blockwerkssteinberollung im Hölltobel von oben her – wurden einschließlich der erforderlichen Baustraße Gaschiera – Burtschaalpe – Hölltobeloberrand 1996 – 1997/98 ausgeführt und haben sich bereits gut bewährt.

Der gut dokumentierte stoßartige Fortschritt der Tobelausräumung mit sich in immer kürzeren Abständen wiederholenden Großmurstößen und Bruchkesselwandabbrüchen hat seine Ursachen einerseits in der Bruchkessel- und Wildbachdynamik selbst (verstärkter Tiefenschurf durch Wasserkonzentration, Unterschneidung der Einhänge, Vergrößerung des Einzugsgebietes und der Entwaldungsflächen sowie der Übersteilung) und andererseits im

hangaufwärts abgestuften Wechsel von besser verkitteten, stabileren Moränen und unverfestigten, austräumbereiten Rückzugsfächersedimenten. Eine Verlangsamung der Bruchkesselentwicklung ist durch die aufwendige, den Verhältnissen angepaßte und durchdachte Verbauungstätigkeit der Wildbach- und Lawinenverbauung eingetreten, aber auch durch das Erreichen der festen, karbonatischen Erosionsbasis im mittleren Teil des Bruchkessels, durch die erreichte Lage des Hauptwandfußes auf einer Verflachung des Felsuntergrundes und durch die dichte Abdeckung der Schesahauptschüttung durch eine mächtige Deckschicht. Der entscheidende Stabilisierungsbeitrag wurde durch die Hebung der Schesasohle im Bereich der Brennerbrücke weit über den Gipskarst erzielt, der nunmehr wieder abgedeckt, allerdings nicht zur Oberfläche abgedichtet ist. **Der Stoppel in der Badewanne ist bis zum nächsten Einbruch des Gipskarstes wiederum geschlossen, die in der Wanne hängengebliebene übersteilte Lockermaterialfüllung bleibt aber instabil und kann beim Abgleiten über den Wannenaufschwappung schwappen.**

5. Geologische Profilschnittserie / Ergebnis der Vergitterung im Vergleich zur Geophysik / Prognosesicherheit und Wirtschaftlichkeit geologischer Prognosen

Das Ergebnis der detaillierten Geländekartierung und der Sedimentationsstrukturauflösung ist in der genetischen Entwicklung des Bruchkessels, Pkt. 4, beschrieben und im Lageplan, Beilage 1, sowie in den beispielhaften Längs- und Querprofilschnitten 7, 21 und 26 sowie J und N, Taf. 1 – 5 dargestellt. Die zuerst aus der Karte unter Einarbeitung der Schurfschlitz- und Kernbohrungsaufschlüsse rekonstruierten Querprofilschnitte 1 – 30 wurden anschließend in die Längsprofilschnitte übertragen; diese wurden dann aus der Karte und den Vergitterungspunkten rekonstruiert. Nach der Abgleichung der Schnittserien nach dem Plausibilitätsprinzip unter Einarbeitung der Gefügeaufnahmen und Detailgeländeskizzen wurden die im Gelände außerhalb der Bruchkesselwände nicht oder nur bereichsweise aufgeschlossenen Begrenzungen der Rückzugsstände in den geologischen Lageplan rückübertragen.

Die abschließende Kontrolle und Abgleichung der Profilschnittserien wurde auf Grundlage der aus den Profilschnitten abgeleiteten Karten der Felsoberfläche und der Oberflächen der zwei Würminterstadial-Ablagerungen (Taf. 7) ausgeführt.

Die vorliegenden Karten und Schnitte ergeben ein in sich widerspruchsfreies und mit allen Geländefeststellungen und Sondierungen in Einklang stehendes Bild des Lockermaterialaufbaues, der Felsoberfläche und der Struktur des Felsuntergrundes. Dieses Ergebnis weicht im besser aufgeschlossenen unteren Bruchkesselbereich, Profil 1 – 17, mit Überlagerungsmächtigkeiten bis 70 m nur im Ausmaß von einigen Metern von den bereits vor den ersten Bohrungen und Schürfen 1986 – 1989 konstruierten Felsoberflächenlagen und den nach dem Ergebnis der Sondierbohrungen und den ersten Materialabtragsaufschlüssen revidierten

Lagen der Felsoberfläche ab. Der komplexe Aufbau der Lockermaterialfüllung aus unterschiedlichen Rückzugsständen wurde früher allerdings noch nicht erfaßt.

Dagegen unterscheiden sich die neuen Profilschnitte und die Felsoberflächenkarte im oberen Bruchkesselbereich mit großflächig fehlenden Aufschlüssen und einer Mächtigkeit der Lockermaterialüberdeckung von bis zu 150 m (Profil 17 – 30) von den 1986 – 1989 konstruierten Profilschnittserien und von den auf Grundlage der Schurfschlitz- und Bohrsondierungen 1993 und 1994 revidierten Profilschnitten und Felsoberflächenkarten zwar im Nordteil geringfügig, im Südteil aber um bis zu 40 m. Diese Differenzen entstanden, abgesehen von der Aufschlußarmut, wesentlich durch die bereichsweise um bis zu 50 m Horizontalabstand vom heutigen Stand der Bruchkesselausräumung abweichende Planunterlage und durch die beim Bau der Baustraße Gaschiera – Burtschaalpe 1996 und durch die von den Schneeschmelzwasserabflüssen 1995/96 freigelegten neuen Untergundaufschlüsse.

Daraus folgt, daß in der Schesa die Prognosesicherheit einer durch detaillierte geologische Geländeaufnahmen auf einer den aktuellen Geländezustand wiedergebenden topographischen Detailkarte mit Felsuntergrund- und Lockermaterialstrukturierung allein im unteren Bruchkesselteil durch zusätzliche Schürf- und Bohrsondierungen nur um wenige Prozente, im oberen Bruchkessel und oberhalb desselben um weniger als 20 % gesteigert werden kann. Für diese Steigerung ist jedoch ein Aufwand für die Sondierungen erforderlich, der das Mehrfache des geologischen Bearbeitungsaufwandes ausmacht.

Die in die Profilschnitte übertragene Felsoberflächenlage der geophysikalischen Auswertung BRÜCKL (1996) und der Vergleich der geologischen Felsoberflächenkarte mit der von BRÜCKL ergeben folgende Feststellungen:

- Die Aussagegenauigkeit und –sicherheit der geophysikalischen Untersuchungen ist systembedingt am höchsten unmittelbar in den Meßlinien und im Nahbereich der Sondierbohrungen, während sie von diesen Linien weg rasch abnimmt. Demnach sind die besten Ergebnisse in den Alpwiesen oberhalb des Bruchkesselrandes mit einem dichten Netz von Refraktionsseismik-, Reflexionsseismik- und Geoelektrikprofilen zu erwarten. Tatsächlich stimmen in diesem Bereich die Felsoberflächenkarten und die Profilschnitte gut überein. Die Geophysik hat allerdings die stark vorgepreßten Interstadial- und Grundmoränenablagerungen nicht vom Felsuntergrund unterschieden.
- Die aus den Meßdaten der Seismikprofile 6 oberhalb der Burtschaalpe und E sowie "Reflex" und der Geoelektriksondierungen im Bereich des Wiesentöbels abgeleiteten Talmulden im Felsuntergrund (mit Gips im Untergrund des Wiesentöbels) dürften tatsächlich nicht vorhanden sein, sondern durch Strukturänderungen der Lockermaterialüberlagerung (Burtschaalpe-moräne, Vorstoßmoräne Ilmkopf, Deckschüttung und alter Randmoränendurchbruch mit Schütffächerwurzel) vorgetäuscht werden.
- Im nördlichen Bruchkesselbereich (Hölltobel) und im unteren Bruchkesselabschnitt weichen die Ergebnisse der geophysikalischen Messungen deutlich von den

geologischen Profilschnitten und der geologischen Felsoberflächenkarte ab, weil hier entweder keine Meßlinien vorhanden sind und/oder die Seitenreflexionen bzw. -refraktionen an den steil abtauchenden Bruchkesselwänden die Tiefensignale überdecken. Da die geophysikalisch vermuteten Felslinien in diesem Bereich teils im nachgewiesenen, durch die Verbaueung angehobenen Grabenverfüllungsschutt teils tief unter anstehendem Fels liegen, kommt dem Ergebnis der Geländekartierung jedenfalls größere Zuverlässigkeit zu.

- Die Reinterpretation der geophysikalischen Daten durch die Geophysikspezialisten anhand der nun vorliegenden gesicherten Sedimentstrukturen würde wahrscheinlich zusätzliche Ergebnisse zeitigen.

6. Bewertung der Materialverwertbarkeit im Vergleich zum Gaschieraabbau

Die wesentlichen bisherigen Erfahrungen der Abbaubarkeit und Verwertbarkeit des Schesabruchkesselmaterials im Abtragsbereich Gaschiera sind:

- Der abrupte häufige Wechsel der Materialzusammensetzung in kurzer Distanz erfordert bereits im Abtrag eine überlegte Entnahme und Widmung für den sofortigen Wiedereinbau in geeignete, bereits abgebaute Flächen, für eine Trockengatterung und/oder Vorbrechung im Abbaugbiet, für die Dotierung der Schesa mit Geschiebe oder für den Abtransport zum und mit dem Förderband zur Aufbereitung ins Tal.
- Ohne eine noch wesentlich verbesserte Voraufbereitung im Abbaugbiet trocken oder mit Einsatz von zugepumptem Waschwasser ist die Verwertung des Schesamaterials technisch und wirtschaftlich nicht zu bewältigen.
- Ohne großvolumige und kostengünstige Deponiermöglichkeiten für Waschschlamm, wie sie die Füllung der Baggerseen in der Talebene bietet, ist die Schesasanierung durch Rückböschung nicht ausführbar.
- Ohne Einbringung von stark bindigem (Moränen-) Kies in die Schesa zur Abdriftung bis in die Auffangbecken bei der Aufgabestation des Förderbandes bzw. bei den Aufbereitungsanlagen im Tal sind der Materialabtrag Gaschiera, besonders aber die Schesarückböschung nicht ausführbar, da insbesondere bei Schlechtwetter auch die aufbereitbaren Materialien nicht transportfähig und im Abbaugbiet Zwischendepot- und Wiedereinbaufächen äußerst beschränkt sind.
- Die Förderung des Abtragsmaterials mit Abkippen zu einer Verladestelle über Halden ist mit dem Schesamaterial nicht praktikabel, da der Feinkornanteil bei Niederschlägen die Förderhalde rasch zum Fließen bringt und das Material in kurzer Zeit ungeeignet für den Bandtransport und die Aufbereitung macht.
- Ohne Materialaufbesserung durch qualitativ hochwertige Rundsande und Rundkörnung aus Entnahmen im Tal ist das Gaschieramaterial am Markt nicht absetzbar.
- Die Grün-Grundmoräne des Eisvorstoßes zum letzten

Würmhochstand ist zwar teilweise gering bindig bis rösch, kiesig-steinig-sandig und gut zu Frostkoffermaterial, Split und Bruchsand aufbereitbar. Wegen des geringen Gehalts an Schwarzhornserpentin und Montmorillonit und anderen quellenden Tonmineralien ist dieses Material ohne aufwendige mehrfache Wäsche aber nicht verkaufbar.

- Die Grundmoräne und die Randmoräne der Rückzugsstände sind wegen des hohen bindigen Anteils und der raschen Klumpenbildung, die Grundmoräne zusätzlich wegen der hohen Überkonsolidierung kaum transportierbar und mit Ausnahme eingeschlossener Kies-Sandlinsen nicht aufbereitbar. Der Inhalt an Steinen und Blöcken kann höchstens abgattert, der Kies-Sand-Schluffanteil der Aufarbeitung durch die Schesa überlassen werden.
- Die Rückzugsfächer der einzelnen Stände im Gaschieraabbau haben zwar wenig gerundetes, aber kornfrisches, sandiges, häufig auch wenig schluffiges, steiniges Kies mit eingelagerten Großblöcken und einzelne, getrennt abtragbare Stausedimentlagen (Ton-Schluff-Feinsand) geliefert. Dieses zwischen Talhang und Randmoräne eingeschüttete Material bildet den eigentlichen verwertbaren Vorrat des Schesabruchkessels. Seine Rundung und Sortierung nimmt gegen das Tal mit jeder Rückzugsstufe zu.
- Die Übergußschichten und das auf die Rückzugsfächer bzw. den Gletscherrand abgestürzte Felssturzmaterial liefern feste Vorgrundsteine und zum Brechen zu Frostkoffermaterial geeigneten kantigen Grobschutt.
- Das dem Felsuntergrund unmittelbar auflagernde Lockermaterial wird bei geringen Mächtigkeiten und Abtragsböschungen mit Neigungen steiler als maximal 3:4 dauerhaft instabil, weil die Lagen entweder ausgewaschen wasserführend oder überkonsolidiert sind und durch die Entlastung rasch aufwittern und abgleiten.

Die durch die Detailuntersuchungen gelungene Auflösung der Bruchkesselfüllung in genetisch und materialmäßig zusammengehörige Lagen bzw. Teilkörper und die Materialanalysen lassen für die Rückböschung der Bruchkesselwände folgende Verwertbarkeit erwarten:

- ♦ Im wesentlichen gelten die Erfahrungen des Gaschieraabbaues, wobei festzuhalten ist, daß zwar kaum Illrandmoräne, dafür aber deutlich schlechter aufgearbeiteter, murenartig transportierter Glacialschutt die Hauptmasse der Bruchkesselwände aufbaut.
- ♦ Die Rückböschung sollte die liegende, gut verfestigte Grundmoräne, die in hangaufwärts rasch zunehmender Mächtigkeit den Felsuntergrund überdeckt, nur im unbedingt erforderlichen Ausmaß einbeziehen, da das Material kaum bzw. nur schwer verwertbar ist.
- ♦ Die röschen, sandig-kiesigen Lagen sind auf das untere und mittlere Drittel der Wandhöhe sowie begrenzte Einschübe begrenzt. Dagegen sind die im Abtragsgebiet wieder einzubauenden, getrennt abzutragenden Ton-Schluff-Feinsand-Staulagen häufiger als auf Gaschiera.
- ♦ Die bis 30 m mächtige Schesadeckschicht ist wegen des extrem hohen bindigen Anteils nicht verwertbar und muß in erosionssicherer Position im unaufgeweichten Zustand ohne Zwischendepot direkt wieder

eingebaut werden. Dagegen sind die Schesaübergußfächer wenigstens bereichsweise kiesig-sandig und verwertbar.

- ◆ Der Anteil an Blöcken und Steinen bis 300 mm Ø im Abtragsmaterial wird für die Aussteifung und Berollung der Gerinne in der Abtragsböschung ausreichen.
- ◆ Der Feinkornanteil nimmt, bedingt durch die distale Lage im Mur- und Schwemmschuttfächer der Schesahauptschüttung, vom Schesahauptbach gegen den Burtschabach und St. Martin deutlich zu. Dementsprechend nimmt die Verwertbarkeit ab bzw. der Aufbereitungsaufwand für dieses Material zu. Die Gleitmasse von St. Martin ist ohne Wasser für Spülen und Aufbereiten wirtschaftlich nicht verwertbar.
- ◆ Ohne Mitgewinnung von zwischen den Sperren aufgelandetem, bereits voraufbereitetem bzw. vorgewaschenem Material und von Material aus dem Schesaschuttfächer im Tal oder ohne Mitverarbeitung hochwertiger Materialien aus anderen Lagerstätten im Tal ist die Sanierung des Schesabruchkessels durch Rückböschung nicht wirtschaftlich zu bewältigen. Sie ist nur wegen der großen Vorräte und durch die bereits errichtete Transportinfrastruktur (Förderband, Bau- und Transportstraßen) und wegen des Sicherheitsbedarfes überhaupt ausführbar.

7. Erschließung des Bruchkessels, Materialabtransport, Aufbereitung, Waschschlambeseitigung, Rückböschung

Wie bereits ausgeführt, bildeten die Horizontalabstände zwischen den Aufbereitungsanlagen im Tal und dem Bruchkesselunterrand von 2,5 km bzw. dem Bruchkesseloberrand von 3,5 km und der Höhenunterschied von 430 m bzw. 820 m sowie die ungünstige Topographie des schluchtartigen Schesamittellaufs über ein Jahrzehnt unüberwindlich erscheinende Erschließungshindernisse für die Nutzung des Schesabruchkessels als Baurohstoffversorgungsquelle. Nur dank der an Besessenheit grenzenden Überzeugung des regionalen Kiesunternehmers Kommerzialrat H. ZECH und seinem Verhandlungsgeschick wurde in Schritten seit 1985 möglich, was der Öffentlichen Hand systembedingt – wahrscheinlich auf immer – verschlossen geblieben wäre:

Mit einem Gesamtinvestitionsaufwand von öS 100 Mio (ohne gesicherte Amortisation und mit ausdrücklich gegenüber der Behörde erklärtem Verzicht auf Genehmigungsrechte für die Projektsfortsetzung !) mußten 60 Kauf-, Dienstbarkeits- und Abbaurechtsverträge mit 100 verschiedenen – häufig sehr schwierigen – Grundbesitzern geschlossen, zahlreiche Grundtäusche vermittelt und Familien- sowie Erbstreitigkeiten geschlichtet werden. Für den baueologischen Projektanten bedeutete die Erschließung die Detailausarbeitung von bisher 23 Erschließungsstrassenvarianten und ihre Vertretung in den Verhandlungen mit den Grundbesitzern und Behörden. Dabei waren die entscheidenden Projektkriterien:

- Erwerbbarkeit der Grundstücke bzw. von Dienst-

barkeitsrechten zu vertretbaren Bedingungen.

- Starre Bindung der Förderbandtrasse in der Flucht zwischen den Übergabepunkten und durch die zulässige Maximalsteigung begrenzte Bindung in der Längsneigung.
- Aus Erschließungs-, Wartungs- und Betriebsgründen möglichst geringe Anzahl von Übergabestellen.
- Durchgehende Anlage der Band- und Werkstraße außerhalb des Hochwassergefährdungsbereiches (mindestens außerhalb von Ereignissen von unter 100-jähriger Wiederkehr) und außerhalb der Felssturz- und Steinschlaggefährdung.
- Erfordernis einer mit schweren Kran- und Transportfahrzeugen befahrbaren Bau- und Wartungsstraße neben dem Förderband, die auch für den Transport von Geräten, Material und Treibstoff vom Tal in den Bruchkessel und zurück außerhalb des öffentlichen Wegenetzes geeignet ist.
- Schaffung eines für die Betriebsrohstoffversorgung im Winterhalbjahr ausreichenden Zwischendepots im Förderband-Straßenverlauf, da im Winter im Bruchkessel kein Material gewonnen werden kann.

1986/87 wurde vom Rohmaterialdepot bei den Aufbereitungsanlagen linksufrig der Schesa in Nüziders, von dem der Abzug ins Werk über ein Steigband erfolgt, ausgehend überwiegend auf Öffentlichem Wassergut, teilweise auf Grundbesitz eines einzigen Landwirts, haarscharf jeweils entlang der Grundgrenze eines besonders kritischen großen Grundbesitzers das Förderband I bis in eine Felskaverne im Hölltobelstunnel I gebaut. Dieses Förderband hat folgende Kenndaten: 1.239 m Länge, 129 m Höhendifferenz, 800 mm Bandbreite, 400 t/h Förderleistung und 2,09 m/s Bandgeschwindigkeit. Das Band wurde durchgehend in einem begehbaren, gewellten Stahlrohr, Ø 2,60 m (5 m²), mit Begleitsteg und Notausstiegen in einem Grabeneinschnitt verlegt, überschüttet und begrünt bzw. bepflanzt. Der Betriebsweg verläuft teils auf, teils seitlich vom Förderbandstunnel. Der 77 m lange Hölltobelstunnel I mit 22 m² Ausbruchsfläche (ca. 5,50 x 4,50 m) wurde im anstehenden Arlbergkalk ausgebrochen und ist im Tunnel um 32,5° abgewinkelt. Der Abwinkelungsbereich wurde für die Installation der Antriebs- bzw. Bremsstation mit Spanneinrichtung, Aufgabetrichter (zum Anschluß an das Förderband II) und Bandumkehrstation ausgeweitet. Als Teilfinanzierungsbeitrag und für die Rohstoffbedarfsdeckung während der Bauzeit wurden in Außerberg ca. 400.000 m³ Rohkies im Anschluß an einen früheren Abbau genehmigt und abgetragen sowie über das Förderband abtransportiert. 1988 – 1991 wurde von der Übergabekaverne im Hölltobelstunnel I in der Schlucht des Schesamittellaufes mit Durchörterung eines Felsrückens bis zum geplanten Zwischendepot Mattabühel (Abzugstrichter) auf den Grundstücken von 3 Grundbesitzern das Förderband II errichtet. Dieses Band hat die Kenndaten: 394 m Länge, 43 m Höhendifferenz, 800 mm Bandbreite, 400 t/h Förderleistung und 2,09 m/s Bandgeschwindigkeit. Die Antriebs- bzw. Bremsstation mit Spanneinrichtung, Übergabetrichter und Umkehrstation ist in der Kaverne des Hölltobelstunnels I untergebracht und kann hier gemeinsam mit dem Band I gesteuert und über Kamera überwacht

werden. Zwischen den Tunneln wurde das Band ebenfalls in einem begehbaren gewellten Stahlrohr, \varnothing 2,60 m (5 m^2), mit Begleitsteg in einem als Schutz gegen die Schesabachseitig mit Vorgrundsteinen berollten Damm verlegt. Die hangseitig des Bandes verlaufende Betriebsstraße mußte gegen den Hang durch Trockensteinschichtungen gegen Steinschlag und Muren geschützt werden. Im Zwischendepotbereich wurde das Förderbandrohr in der Moräne dem Zwischenabbau vorausgehend in einem Einschnitt verlegt und überschüttet. Der 118 m lange Hölltobelstunnel II mit 25 m^2 Ausbruchsfläche (ca. $6,0 \times 4,5 \text{ m}$) wurde in Kalken, Mergeln und Dolomiten des Alpenin Muschelkalks aufgeföhrt. Als Teilfinanzierungsbeitrag, für die Rohstoffbedarfsdeckung und zur Schaffung des Zwischendepotraumes wurden ca. 480.000 m^3 Material am Mattabübel abgebaut und in die Abtragsflächen des landschaftsprägenden glacialen Hügels wieder ca. 200.000 m^3 Aushubmaterial und Betonabbruchteile (zur Stabilisierung) sowie eine imposante Riesenvorgrundsteinschichtung als Begrenzung des Zwischendepot-Schuttkegels eingebaut. Inzwischen ist der gesamte Abtragsbereich mit Ausnahme des Depots begrünt und aufgeforstet.

Auf Grundlage von aufwendigen, 1989 abgeteufte Sondierbohrungen im Trassenbereich zwischen Mattabübel und Bruchkessel, durch die der Gipskarst und interstadiale Ablagerungen mit Holz zwischen den Sperren 87 und 89 entdeckt wurden, wurden 1993 bis 1995 – nach zeitweise wegen Grundeigentümereinsprüchen auf den Nullpunkt gelangten Trassierungen – die Förderbänder III bis V fast ausschließlich in privaten bzw. vom Betreiber erworbenen Grundstücken errichtet. Diese Erschließungsetappe brachte zahlreiche Überraschungen und erforderte rasche Umplanungen, kühne Entscheidungen und die Bewältigung schwierigster Arbeits- und Gefährdungsbedingungen. Sie konnten nur durch den außergewöhnlichen Einsatz der beteiligten Firmen und Beschäftigten sowie der Behörden und mit Gottes Segen bewältigt werden.

Alle 3 Förderbänder dieses Abschnitts haben eine Breite von 1.000 mm, eine Förderleistung von 600 t/h und eine Bandgeschwindigkeit von 2,09 m/s. Die Bänder III und V sind wie die Bänder I und II in gewellten Stahlrohren, \varnothing 2,60 m (5 m^2), verlegt.

Das Förderband III, das von der auffälligen, 40 m aus dem Hang ragenden Abwurfbrücke am Mattabübel (Abwurfhöhe 40 m, Abb. 11) begleitet von der Betriebsstraße linksufrig der Schesabach mit Unterquerung des Mühlebaches bis in den Untergrund des Parkplatzes der Einhornbahn im Ortskern von Bürserberg führt, hat folgende Kennzahlen: Länge 641 m, Höhendifferenz 64 m. Die Antriebs- bzw. Bremsstation mit Spanneinrichtung, Aufgabetrichter und Bandumkehrstation ist in der Abwinkelungskaverne des befahrbaren Zwischenbächttunnels angeordnet. Dieser Tunnel im Ortskern mußte zur Vermeidung von unverhältnismäßigen Störungen des Siedlungsgebietes, des Ortsverkehrs und des Fremdenverkehrs (Wintersaison !) auf über 70 m Länge in Deckelbauweise auf Ort betonbohrpfählen, \varnothing 900 mm, $l = 8 - 12 \text{ m}$, errichtet und bergmännisch ausgehöhlt werden. Dieser Tunnel ist im talseitigen Abschnitt, in dem die Übergabestation mit Antrieben angeordnet ist, ausgerundet aufgeweitet und um 41° abgewinkelt, wodurch die Spannweite auf $8,7 - 12 \text{ m}$ zunimmt. Nachdem die ersten

Pfähle nur Grobblockwerk antrafen, durchörterte der Großteil der über 100 Pfähle ausschließlich weichplastischen tonigen Schluff und Feinsand mit Holzeinlagerungen. Diese Feinsedimente sind offensichtlich im Zwickel zwischen Mühle- und Schesabach durch seitlich übergeschwappte Murschlämme in unerwarteter Mächtigkeit abgesetzt worden. Sie erforderten zur Vermeidung von progressiven Grundbrüchen in der Gemeindefstraße und von Tunneleinbrüchen den Einbau von Baustahlgitter-Spritzbetonschalen zwischen den Pfählen mit dem Vortrieb fortschreitend und die zusätzliche Aussteifung der Deckelplatte sowie verlängerte Pfähleinbindungen im Untergrund. Die im lotrecht geböschten, bis 15 m tiefen Einschnitt im Grobblocklockermaterial und zwischen alten Wildbachverbauungen ausgeführte Unterquerung des Mühlebaches – weil eine Abböschung vom Landschaftsschutz in Hinblick auf Einzelbäume und Baumgruppe verboten wurde – war eine besondere Herausforderung. Über der Übergabestelle bzw. dem talseitigen Portalbereich des Zwischenbächttunnels



Abb. 11: Förderbandbrücke des Zwischendepots "Mattabübel".

Fig. 11: Bridge of the band conveyor of the deposit "Mattabübel".

wurde für die Gemeinde eine luxuriöse Abfallsammelstation, eine Schesageologie-Ausstellung und ein Schaufenster in den Tunnel eingerichtet.

Das Förderband III – IV zentral steuernden und überwachenden Übergabestation (Abb. 12) durch den befahrbaren Pfahlwand- und Betonkastentunnel bis zur Übergabe in der Felsschluchtstrecke bei der Sperre

99 führt, überbrückt eine Länge von 346 m und einen Höhenunterschied von 61 m und ist durchgehend entlang der bachseitigen Tunnelwand frei zugänglich eingebaut. Die Antriebs- bzw. Bremsstation mit Spanneinrichtung, Übergabetrichter und Bandumkehrstation ist bei der Übergabe auf das Band III eingerichtet. Der Zwischenbächttunnel wurde im Anschluß an die Pfahlstrecke in einem Hang- und Felsabtrag bzw. Einschnitt teilweise in der linksseitigen, felsigen, aber stark nachbrüchigen Schluchtböschung (Raibler Sandkalke, Tonschiefer und Dolomite) und in einem Abschnitt in einem bis zu 25 m tiefen steilen Anschnitt unterhalb eines Stallgebäudes in Lockermaterial in Ort beton errichtet und anschließend wieder überschüttet und begrünt. Die Sohle wurde teils mit Betonquerrippen, teils mit einer geschlossenen Betonplatte ausgesteift.

Das Förderband V überbrückt die Schluchtstrecke und den untersten Teil des Bruchkessels zwischen den Sperren 99 (Übergabe auf das Band IV beim bergseitigen Portal des Zwischenbächttunnels) und der Aufgabekopfstation im Bruchkessel oberhalb der Sperre 91 mit Antriebs- bzw. Bremsstation, Spanneinrichtung, Aufgabetrichter und Grobrechen sowie Bandumkehrstation und Trafoanlage mit einer Länge von 581 m und einem Höhenunterschied von 113 m. Dieses Förderband ist zur Gänze teilweise unter, teilweise neben der Betriebsstraße in einem begehbaren gewellten Stahlrohr, Ø 2,60 m (5 m²), mit Begleitsteg verlegt und überschüttet. Für die Rohrverlegung mußten mehrere Sperren in bis zu 15 m tiefen Einschnitten durchstoßen (Abb. 13), in der Schluchtstrecke die labile Felsböschung angeschnitten und anschließend wiederum abgestützt, die Gemeindefahrstraße unterfahren und streckenweise die Bandröhre mit Blockberollungen gegen die Schesa abgedeckt werden. In diesem Abschnitt weist die Betriebsstraße ein Längsgefälle von über 25 % auf und ist zwischen Steilabfall in die Schesa und Schluchtwand eingeklemmt. Die Aufgabestation wurde hangseitig durch eine Trockensteinschichtung mit überliegendem Auffangraum gegen Steinschlag, Felsstürze und Kleinmuren und gegen die Schesa durch Blockberollungen geschützt.

Die gesamte Förderbandanlage mit 5 Bändern wurde von



Abb. 12: Übergabestation zwischen den Förderbändern III und IV in der Pfahlwandstrecke des Zwischenbäch-Tunnels.

Fig. 12: Change from band conveyor IV to III.

Kommerzialrat ZECH und seinen Mitarbeitern so konzipiert, daß die nach dem Anfahren entstehende Energie durch das Abbremsen des beladenen Bandes auf die Betriebsgeschwindigkeit für die Aufbereitungsanlagen genutzt werden kann. Bei Vollbetrieb erzeugt die gesamte Bandanlage 400 kWh bzw. 1 Mio kWh/Jahr. Für diese Pionierleistung wurde der Firma der eta-award 1994 vom Verband der Elektrizitätswerke Österreichs für wertvolle Unterstützung der Energiesparbemühungen verliehen.

Für die Weiterführung der Förderbandstraße in den Bruchkessel und/oder zum Oberrand des Bruchkessels wurden bereits mehrere Varianten ausgearbeitet. Die Baustraßenerschließung ist durch die Bauwege des Forsttechnischen Dienstes und den Forst- und Verbauungsweg Gaschiera – Burtschaalpe – Hölltobel bereits vorhanden.

Der Abtransport des gewonnenen Materials mit der Förderbandstraße hat sich bewährt und hat bereits Interessierte aus aller Welt zu Besuchen veranlaßt. Allerdings erfordert die schwierige und rasch wechselnde Materialqualität des Schesabruchkesselmaterials den Umbau



Abb. 13: Durchstoßung des Sperrenbauwerkes Nr. 91 für den Förderbandtunnel.

Fig. 13: Cut of barrage dam No. 91 for the band conveyor tunnel.

des Zwischenlagers und des Rohmaterialdepots bei den Aufbereitungsanlagen im Tal und der zugehörigen Abwurfbrücken in schwenkbare Konstruktionen. Damit muß die portionierte Beschickung der Bandstraße mit unterschiedlichen Materialien und deren Abwurf in getrennte Depots ermöglicht werden. Nur so können die unterschiedlichen Materialqualitäten getrennt abgebaut, an Ort und Stelle voraufbereitet und unvermischt nach Bedarf

in die Aufbereitungsanlagen im Tal transportiert werden. Die Hauptaufgabe der künftigen Materialverwertung wird die Abtrennung der verklumpenden, stark schluffigen Moränen- und Stausedimentlagen bereits beim Abtrag sowie anschließend in einer Voraufbereitung an Ort und Stelle sowie insbesondere die Abtrennung der gesamthaft vernachlässigbar geringen, örtlich aber konzentrierten Gehalte an quellenden Schichtsilikaten ohne große, aus dem Tal heraufgepumpte Wassermengen sein.

Wie bereits in den ersten Projektunterlagen richtig festgestellt wurde, bildet die Verfügbarkeit großer Einlagerungsvolumina für den anfallenden Kieswaschschlamm im Tal eine entscheidende Voraussetzung für die Realisierung der Schesabruchkesselsanierung durch Rückböschung mit Materialverwertung. Alle Beteiligten rechneten daher von Anfang an mit den großen Kiesbaggerseen in der Talebene, die auch im Interesse des Grundwasserschutzes dringend verfüllt werden sollten. Zwischenzeitlich haben jedoch Grundbesitzer und Gemeinden diese Seen als lukrative Geldquellen und die Fischer und Umweltbewegten diese Seen als unverzichtbare Biotope und Freizeitoasen entdeckt. Einlagerungszinse von öS 10,-/m³ Kieswaschschlamm sind bereits nicht unterschreitbarer Standard. Es kann aber nicht sinnvoll sein, mit größten Schwierigkeiten und Kosten Feinkornanteile bis 25 Gewichtsprozent mit dem sowieso nur zu Grenzkosten zu gewinnenden Schesamaterial ins Tal zu transportieren, hier aufwendigst abzutrennen und dann teuer zu deponieren. Auch daher muß eine Vorabtrennung eines größeren Teils des Abschlämmbaren bereits im Abtragsgebiet erreicht werden.

Der **Versuchsabbau Gaschiera** mit einer Fläche von 11,6 ha und einer genehmigten Gesamtabbaukubatur von 2,5 Mio m³ ist in Abtragsetappen gegliedert seit 1995 im Abbau. Die Ersterschließung erfolgte über eine bis 60 % steile Fahrrampe, die zwischenzeitlich mit fortschreitendem Abbau auf unter 30 % abgeflacht wurde. Der Materialabtransport erfolgt – nach der durch das Materialverhalten erzwungenen Aufgabe der Haldenförderung in einen Auffangraum rechtsufrig der Schesa – mit Dreiachs-Muldenknicklenkern zur Aufgabestation. Die Rückböschung der Bruchkesselwand wurde projektsgemäß großflächig bis auf den anstehenden Fels (Arlbergschichten und Partnachmergel), kleinflächig auch im Lockermaterial ausgeführt. Da der Felsuntergrund durch die Einlagerung von Mergeln ein starkes Relief aufweist und die Mergellagen mit Bagger aufgerissen werden konnten, ist mit einer raschen Durchwurzelung und Wiederbewaldung wie in den gegen SW anschließenden Felsbereichen zu rechnen. Ein Belassen geringmächtiger Lockermaterialschwarten auf dem Fels hätte, wie die Beobachtungen zeigen, wiederum zu permanenten Instabilitäten geführt. Das projektsgemäß vorgesehene Gerinnenetz mußte wegen des Abtrags bis in den Fels nicht angelegt werden. Die Entwässerung erfolgt über die Felsflanken durch die Naturgerinne zur Schesa. Die Gesamtfläche wurde umgehend flächendeckend begrünt. Nach den bisherigen Felsfreilegungen wird der Abtrag im oberen Teil des Abbaubereiches mit steileren, dem Fels folgenden Abbauböschungen ausgeführt und dafür gegen das Dauersiedlungsgebiet eine wenig geneigte Hangverebnung angelegt werden, die eventuell als

Ersatzweidefläche für die auf der Burtschaalpe durch eine Kesselrückböschung verlorengelassenen Alpflächen angeboten werden kann. In dieser können auch die großen unverwertbaren Feinablagerungsmassen in nicht mobilisierbarer Position zur Schesa leichter eingebaut werden. Der Versuchsabbau Gaschiera wird voraussichtlich noch ca. 5 Jahre den Rohstoffbedarf abdecken können. Die Wirtschaftlichkeit des Abbaus liegt nach den bisherigen Erfahrungen jedoch jedenfalls im Grenzkostenbereich.

8. Stabilitätsbewertung, Empfehlungen

Nach der weitgehenden Entschlüsselung des Werdens des heutigen Bruchkessels stellt sich naturgemäß die Frage nach der weiteren Entwicklung und dem Ausmaß des noch vorhandenen Gefährdungspotentials. Die Beurteilung stützt sich auf folgende Ergebnisse der bisherigen Untersuchungen:

- ◆ In der Felswanne der Schesahohlform ist noch mindestens ein gleich großer Teil der Lockermaterialfüllung zurückgeblieben wie das bereits ausgeräumte Bruchkesselvolumen. Dieser zurückgebliebene Teil ist gegen den Bruchkessel durchwegs stark übersteilt in offenstehenden, bis 200 m hohen Steilwänden und Steilhängen angeschnitten, von drei schluchtartigen Bachgerinnen durchtrennt und in zahlreiche Rinnen und Zwischengrate zerteilt.
- ◆ Diese Lockermasse lagert in der bergseitigen Bruchkesselhauptwand auf einer talwärts einfallend geneigten Felsoberfläche bzw. größerflächig auf der gleich geneigten Oberfläche stark bindiger, schmierender Grundmoräne und von Seeton-Feinsand-Ablagerungen als Wasserstau- und bevorzugtem Gleithorizont. Die bereits durch den letzten Gletschervorstoß überlasteten und gestauchten basalen Feinsedimente (Abb. 6) werden durch die Auflast bei Wasserzutritt und insbesondere bei Freilegung ausgequetscht. Als Folge setzt sich die überlagernde Lockermasse und teilt sich an Zerrissen in Blöcke auf (Prinzip der harten Platte auf weicher Unterlage), die gegen den Bruchkessel abgleiten bzw. abkippen.
- ◆ Die Felsoberfläche (wie auch die sie bedeckende Grundmoräne und interstadialen feinkörnigen Ablagerungen) steigt aus dem Bruchkesselgrund, in dem sie vor Beginn der Verbauung bereits größerflächig und durch die Schneeschmelze 1995/96 wiederum lokal freigelegt worden war, nicht gleichmäßig, sondern deutlich quer zum Hang durch Einmündungen und in Fallrichtung des Hanges durch Verflachungen und Steilstufen gegliedert gegen den Loischkopf und Daleu an. Während Ausräumungszuständen, in denen die Bruchkesselhauptwand über Versteilungsstufen der Basisfläche stand bzw. steht, beschleunigten bzw. beschleunigen sich das Abgleiten von Wandscheiben und die rückschreitende Erosion. Während Ausräumungszuständen, in denen der Fuß der Bruchkesselhauptwand auf Basisverflachungen lag bzw. liegt, verlangsamt bzw. verlangsamt sich die Ausräumung. Ein Blick auf die Profilschnittserie C – R (beispielhaft Profil J und

N, Taf. 4 und 5) zeigt, daß die Hauptwand im Bereich der Profile C – G derzeit noch im Übergang einer Steilstufe zur hangwärts anschließenden, schmalen Felsoberflächenverflachung liegt, oberhalb der die Oberflächen des Felsuntergrundes und der Grundmoräne sich wieder deutlich und anhaltend versteilen. Dies erklärt unter anderem die hier an den Setzungsstufen und Zugrissen des Burtschawaldes nachdrücklich ablesbare anhaltende Absetz- bzw. Abgleitbewegung.

Im Bereich der Profile H – J ist die Hauptwand, allerdings angeschnitten von der Schesahauptbachschlucht, in den letzten Jahrzehnten bis über eine ausgeprägte Verflachung der basalen Grundmoräne und des Felsuntergrundes zurückgerückt, oberhalb der allerdings eine anhaltende Versteilung der Basisflächen ansetzt. Die nach Fotos während der letzten 50 Jahre anhaltende relative Stabilität dieses Bereiches ist auf diese Untergrundsituation zurückzuführen. In den letzten Jahren ist – wie neue Setzungsrisse belegen – allerdings bereits der Einfluß der an die Verflachung anschließenden starken Versteilung der Basisfläche bemerkbar geworden. Im Bereich der Profile K – M linksseitig des Schesahauptbaches ist die Hauptwand in den vergangenen Jahren aus einer stabileren Position – mit der Folge der Ausbildung der bewaldeten Mittelrippe zwischen Schesahauptbach und Hölltobel – in eine Position über einer Basisflächenversteilung zurückgerückt. Dies läßt für die nächsten Jahrzehnte beschleunigt Blockablösungen und Ableitungen wie zwischen den Profilen C – G erwarten.

Die Bruchkesselhauptwand im Bereich der Profile N – R ist durch die vom Hölltobel ausgehende, besonders starke Bruchkesselausweitung in eine Position mit günstiger, stabilisierender Ausbildung der Basisfläche gerückt.

- ◆ Die besonders erosions- und abgleitgefährdete Hauptmasse der Bruchkesselhauptwand wurde in einem zusammenhängenden, gleichzeitigen und gleichartigen Sedimentationsablauf, der Schesahauptschüttung einschließlich Deckschicht und Übergußschicht (Stand Ilmkopf I) abgelagert. Sie bildet daher einen geschlossenen, intern allerdings äußerst vielfältig strukturierten geologischen Körper, der von einer Hauptschüttungswurzel aus vor- und aufgeschüttet wurde. Dieser Körper ist zwar Lockermaterial, reagiert aber rheologisch bis zum Strukturzusammenbruch blockartig. Beobachtungen der letzten Jahre sprechen dafür, daß Spannungsumlagerungen, die Blockauflösung und Gleit- sowie Kippbewegungen in den den Bruchkesselwänden nahen Bereichen der Lockermaterialfüllung zugenommen haben. Die Aktualität des Gefährdungspotentials hat sich daher insgesamt, in verschiedenen Bereichen der Hauptwand allerdings unterschiedlich, (siehe oben) verstärkt.
- ◆ Die bisherigen Beobachtungen sprechen dafür, daß die Blockablösungen nur bis auf die Oberfläche der jüngsten Vorstoß-Grundmoräne bzw. auf die Oberfläche der Interglacialablagerungen und die freigelegte Felsoberfläche greifen, nicht aber die Grundmoräne selbst mit in die Bewegungen einbeziehen. Daraus ergibt sich, daß

mindestens für die bereits erkennbaren Ausweitungen des Bruchkessels die Gesamtkubatur auf die Rückzugsfächerschüttung Ilmkopf I einschl. der Deck- und Übergußschicht stark eingeschränkt werden kann. Das Bruchkesselausweitungs- und Geschiebepotential vermindert sich daher besonders gegen den Burtschawald und in den Bereich der Unteren Burtschamäher erheblich.

- ◆ Die Verringerung der gut ausräumbaren Lockermassenkubatur ergibt sich auch daraus, daß die Rückzugsfächerschüttung Ilmkopf I (Schesahauptschüttung) hangaufwärts durch die auf der stabilen Grundmoräne aufsitzende Burtschaalprandmoräne begrenzt wird. Erst im hangseitigen Stau dieser Wallmoräne lagert wiederum leicht erodierbares Material eines älteren Glacialrückzugsfächers. Solange diese Randmoräne nicht angeschnitten wird, bleibt die Mulde zwischen Daleu und Loischkopf von der Einbeziehung in den Bruchkessel ausgespart. **Eine eventuelle Bruchkesselrückböschung muß daher jedenfalls vor dem Fuß dieser Moräne auslaufen.**
- ◆ Der Burtschaalp-Rückzugsmoräne kommt aber auch eine erhebliche hydrogeologische Bedeutung zu. Die im Bereich der Oberen Burtschamäher und in deren Oberhängen gegen Daleu und Loischkopf in den Untergrund versickernden Niederschlags- und Oberflächengerinnwasser einschließlich der Schesa können mit größter Wahrscheinlichkeit nicht – jedenfalls nicht in beachtenswertem Ausmaß – durch die gut abgedichtete Wallmoräne in Richtung Burtschaalpe – Untere Burtschamäher – Schesabruchkessel durchsickern, sondern fließen dem tief unter der heutigen Geländeoberfläche begrabenen Moränendurchbruch zwischen dem Schesahauptbach und dem Wiesentöbele zu, von dem aus die Schesahauptschüttung (Rückzugsfächer Ilmkopf I) gegen E und NE gerichtet erfolgte. In den kiesig-sandigen und grobschottrigen Lagen und Rinnenfüllungen dieses Schüttungsfächers werden die Wässer zu den Austritten im Bruchkessel, insbesondere in der Nähe des Wandfußes über der stauenden Grundmoräne, aber auch in der Wand selbst über schluffigtonigen Staulagen zugeleitet. Diese durch die Genese bzw. die Sedimentationsstruktur gesteuerte Hangwasserführung liefert die Erklärung für die überraschende Feststellung der Gipsgehalte und HCO_3/SO_4 -Verteilung der Quellwässer im Bruchkessel nach PIRKL (1992):
- ◆ Die durch ihre erhöhte Mineralisierung und den erhöhten Sulfatgehalt als vom Klamperagips beeinflusst ausgewiesenen starken Quellwässer rechtsseitig der Schesahauptbachschlucht fließen vom Bereich der Oberen Burtschamäher unter dem Schesabachgerinne durch gegen Norden und in einem Bogen im Untergrund der Unteren Burtschamäher zurück und unter dem Schesaeinschnitt durch zu den Austritten. Dagegen stammen die in den Bruchwänden um den Burtschabach austretenden karbonatbetonten Wässer aus Niederschlags- und Oberflächenwasserversickerungen der Burtschaalfläche und die Wasseraustritte linksseitig des Schesahauptbaches und im Hölltobel aus den vom Loischkopfabhang abrinnenden und am Hangfuß und auf den Unteren Burtschamähdern einsickernden

Wässern. Die Zunahme der (Sulfat-) Mineralisierung in den Quellen der Äste linksseits des Hölltobels und im linksseitigen mittleren und unteren Bruchkessel einhang zeigen, daß Durchsickerungen aus dem Gipskarst von Maisäßwald-Mooswald-Zwischenbach stattfinden.

- ◆ Bedingt durch den Verlauf von Wasserwegsamkeiten von NW gegen ESE werden durch das Fortschreiten der Erosion, aber auch durch eine Rückböschung der Bruchkesselhauptwand die Zuläufe zunehmend weiter nördlich in Richtung Hölltobel und höher in der Wand angeschnitten. Dadurch wird der Fußbereich des Bruchkessels südlich bzw. südöstlich des Schesahauptbaches zunehmend trockengestellt und der Hangwasserabfluß in Richtung Hölltobel konzentriert. Dies wird die Stabilisierung der Bruchkesselwände südlich des Schesahauptbaches begünstigen und die Erosion im Hölltobel und die Destabilisierung der Basis dieses Wandbereiches verstärken.
- ◆ Die Burtschaalpmoräne und die Schüttungsstruktur sind nicht nur für die Begrenzung des Einzugsbereiches der Bruchkesselquellen und –sickerwässer sowie für den Verlauf der Wasserwegsamkeiten bestimmend, sondern haben auch wesentliche Auswirkungen auf den Einfluß der Vegetationsdecke und Bodenbildung im Einzugsgebiet. Die von MARKART, KOHL & ZANETTI (1996) durchgeführte Vegetations- und Bodenkartierung und die Beregnungsversuche haben hochinteressante, für die Schesasanierung wesentliche Erkenntnisse gebracht. Die flächenmäßige Abgrenzung der Abflußbeiwertbereiche und die vorgeschlagenen Maßnahmen bedürfen allerdings der Abstimmung auf den Lockermaterialaufbau des Untergrundes. Die Alp- und Mahdflächen sowie Waldbereiche oberhalb der Burtschaalpmoräne sind für die Stabilität des Bruchkessels und/oder eine Rückböschung in Bezug auf den Oberflächen- und Unterbodenabfluß nur in Hinblick auf die Wasserführung und Schleppkraft von Schesahauptbach und Burtschabach und in Bezug auf die Tiefenversickerung von –eingeschränkter– Bedeutung. Dagegen wirken sich die Versickerung und der Oberflächenabfluß in den Alp- und Waldflächen von Burtschaalpe und Unteren Burtschamähdern direkt und gravierend auf den Bruchkessel aus. Auf diese Bereiche sollten sich weitere Untersuchungen und die Maßnahmen, insbesondere die Reduzierung der festgestellten Bodenverdichtung und der Vegetationsschäden durch Überbeweidung sowie die Aufforstung unter Berücksichtigung der Schesadeckschicht-Verbreitung konzentrieren.
- ◆ Die Gleitmasse von St. Martin kriecht anhaltend auf dem Felsuntergrund und/oder der stauenden Moräne bzw. stauenden Interstadialablagerungen, aufgelöst in Schollen unterschiedlicher Geschwindigkeit, zur Bruchkesselachse ab und überfährt die durch die Sperrenstaffeln aufgelandeten jungen Schesaschotter. Durch die Kriechbewegung, deren Geschwindigkeit von den Niederschlägen und der Zufuhr von Hang- und Burtschabachwasser in die Gleitbasisbahn abhängt, wird die Sedimentstruktur zunehmend aufgelöst und das Material zu einem homogenen Brei durchmischt.

Nach den Beobachtungen und den Erfahrungen in Gaschiera kann eine Selbststabilisierung dieser Gleitung nicht eintreten, da der für das Gleitungsmaterial maßgebliche Innere Reibungswinkel von unter 15° immer unter der Gleitbahnneigung liegt. Diese Masse muß daher als bleibender Geschiebelieferant für die Schesa akzeptiert oder trotz der Durchnässung abgetragen und verwertet werden.

- ◆ Die nordseitigen Bruchkesselwände zwischen Burtschamähder und Ilmkopf sind im östlichen, unteren Teil durch die anstehenden karbonatischen Raiblerschichten fixiert, oberhalb denen - allerdings durch die Hölltobelerosion nicht beeinflussbare - Gleit- und Kriechbewegungen die Lockermassen anhaltend aktiviert haben. Im westlichen, oberen Teil zwischen Profil 23 und 29, in dem PIRKL (1992) Gipswasserzuflüsse festgestellt hat, ist nach der Untergrundstruktur, der Felsoberflächenformung und den Höhenverhältnissen nicht auszuschließen bzw. eher wahrscheinlich, daß die rasch fortschreitende Bruchkessel ausweitung bis in den Gipskörper des Mooswaldes zurückgreifen wird. Mit abnehmendem Abstand zwischen Bruchkessel und dem Gipskarst steigt die Gefahr eines Durchbruches des Gipskarstes in den Bruchkessel. Die Höhenverhältnisse lassen zwar einen Großenbruch vom Gipsmaterial und/oder Karstwasser in das Hölltobel ausschließen, doch wird auch eine seichte Verbindung das Einzugsgebiet des Hölltobels schlagartig ausweiten und insbesondere den Lockermassen im Bereich des Loischkopflifts den Fuß rauben. Dieser Bereich ist in der Stabilitätsbetrachtung und Gefährdungsabschätzung daher eine Schlüsselstelle.
- ◆ Ähnlich ist die Situation im linksseitigen Bruchkessel einhang zwischen Ilmkopf und Brennerbrücke, wo mächtiger verkarsteter Gips die Bruchkesselwände seicht hinterlagert. Allerdings ist hier der Gips frei durchfließbar unter der Schesa durch in die Bürserschluft tiefenentwässert. Im Gegensatz zum letzten Jahrhundert und zur ersten Hälfte dieses Jahrhunderts ist dieser Teil des Bruchkesselinhanges nur von seichten großflächigen Hanggleitungen erfaßt, aber während der letzten Jahrzehnte relativ wenig verändert worden. Längerfristig muß jedoch mit erheblichen Nachböschungen bis in den Gips gerechnet werden.
- ◆ Der den Schesaeinschnitt im Bereich zwischen der Förderbandaufgabestation und den Sperren 87 und 93 querende verkarstete Gipskörper hat in der Vergangenheit mehrfach durch Karsteinbrüche die Ausräumung der Schesahohlform verursacht und auch die Entstehung des jetzigen Bruchkessels in den letzten 200 Jahren verschuldet. Nach Beobachtungen von MALIN (1939) und den Geohydrologischen Untersuchungen PIRKL (1992, 1994) sowie nach den Bohrerergebnissen 1989 und den jahrelangen Abflußbeobachtungen entwässert nicht nur der Gipskarst des Maisäß- und Mooswaldes sowie von Zwischenbach zu einem erheblichen Teil unter der Schesa durch in die Bürserschluft, sondern verliert auch die Schesa selbst bei Nieder- und Mittelwasser einen erheblichen Teil der Wasserfracht in diese Wasserwegsamkeit. Dadurch

wird die Verkarstung, die, wie aus dem Vergleich mit Messungen im Klostertal zu schließen, ein Volumen von jährlich über 50 m³ in den Vorfluter auslaugt, verstärkt. Bei einem dadurch früher oder später unvermeidbar erfolgenden neuerlichen Einbruch der Überlagerung in den Karst werden die Sperren im Gipsbereich zerstört werden und die Verbaustaffel im Bruchkessel von unten her aufgerollt. Die Kontrolle und Erhaltung der Sperren in diesem Bereich ist zur Verhinderung der Remobilisierung der mühevoll erreichten Auflandung und für den gesamten Bruchkessel von entscheidender Bedeutung. Die Vorausplanung einer langfristigen Absenkung der Auflandung und der Staffeln nach der Rückböschung der Einhänge im Rahmen eines Gesamtprojektes erscheint zweckmäßig.

Aufgrund dieser Feststellungen ergibt sich folgende beschreibende Stabilitätsbewertung, die nach Einbringen der hydrologischen, hydrogeologischen, gerinnestabilitäts- und boden- sowie vegetationskundlichen Bewertungen und Berechnungen durch Stabilitätsmodellierungen sowie – berechnungen ergänzt werden muß:

- Im Bereich St. Martin – Burtschawald bis zur Burtschaalpe wird keine Stabilisierung der durch die Setzungsrisse markierten blockartigen Abgleitung der spätglazialen Lockermasse auf dem Fels bzw. der Grundmoräne eintreten, bis die Gesamtmasse bis hangseitig der obersten Absetzrisse bzw. bis zum Ausstrich der hier seicht anstehenden Arosazone ähnlich der Gleitung St. Martin abgefahren ist. Eine Rückböschung müßte trotz der herabgesetzten Verwertbarkeit des Materials jedenfalls bis hangseitig der Setzungsfugen reichen.
- Im Bereich zwischen Burtschabach und Schesahauptbach werden die blockartigen Absetzungen und das Abkippen von Wandscheiben im Ausmaß bis zu einigen 100.000 m³ (wie von HENRICH 1929 für die Vergangenheit berichtet) bis in den Bereich des Alpfahrweges zurückgreifen. Ob sie sich noch weiter hangaufwärts ausdehnen können, hängt vom derzeit nicht genau bekannten Verlauf und Aufbau des Fußes der Burtschaalpmoräne auf der Grundmoräne ab. Für die Stabilitätsberechnung und Planung der Rückböschung wird die Abteufung einer zusätzlichen Sondierbohrung ca. im Verschnitt der Profile H und 29/30 mit einer Tiefe von ca. 70 m dringend empfohlen.
- Im Bereich der Unteren Burtschamähder zwischen Schesahauptbach und linkem Rand des Hölltobeloberrandes wird die rasche Bruchkesselausweitung teils in kleinen Böschungsabgleitungen, linksseitig des Schesahauptbaches aber auch in Großschollen bis weit oberhalb des Alpfahrweges fortschreiten. Eine kombinierte Stabilisierung durch Rückböschung, Gerinne- und Wandfußstabilisierung mit Grobberollungen und Trockensteinschichtungen muß zum Ziel haben, die rückgeböschte Bruchkesseloberkante talseits des Fahrweges zu fixieren. Die Grenzen und die Tiefenlage des Gipskarstes müssen hier nördlich des Profiles R zwischen den Profilen 24 und 28 mit einer ca. 40 m tiefen Bohrung erkundet werden.
- Die für den gesamten Bruchkessel bestimmende

Stabilität bzw. Auslaugung des Gipskarstes am Bruchkesselausgang ist durch Maßnahmen nicht oder kaum beeinflussbar. Die dortigen, für die Gesamtverbauung und Auflandung im Bruchkessel entscheidenden Sperrenbauwerke müssen laufend kontrolliert und beim Feststellen von Setzungsschäden umgehend saniert bzw. durch zusätzliche Sperren ergänzt werden.

Dank

Für die über 25 Jahre reichende Befassung mit dem Projekt Schesasanierung einschließlich der entscheidenden ersten Projektrealisierungsschritte danke ich in erster Linie Herrn Kommerzialrat Herbert ZECH. Ohne seinen Optimismus und unternehmerischen Mut wäre der Schesabruchkessel bis zu den nächsten Katastrophenergebnissen sich selbst überlassen geblieben.

Den für ungewöhnliche Lösungen offenen und für neue Formen der Zusammenarbeit zwischen staatlichen Stellen und Wirtschaftsunternehmen bereiten Herren Sektionsleiter Dipl.-Ing. REITERER, Sektion Bregenz, und Gebietsbauleiter Dipl.-Ing. ASCHAUER, Bludenz, vom Forsttechnischen Dienst für Wildbach- und Lawinerverbauung und ihren Mitarbeitern danke ich vor allem für die formlose enge Zusammenarbeit und freundschaftliche Diskussion der anstehenden Probleme. Eben solcher Dank gilt für die Rückendeckung und die Bereitstellung der erforderlichen Projektmittel den zuständigen Herren des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft, Herrn Ministerialrat Dipl.-Ing. RACHOY, Herrn Oberrat Dipl.-Ing. SIEGEL und Herrn Ing. SCHWEIGHOFER.

Besonders bedanken möchte ich mich bei allen Mitgliedern des Projektteams Pilotprojekt Schesasanierung für die freundschaftlichen weiterführenden Diskussionen und interessanten Beiträge zum Kenntnisstand. Dies gilt speziell für den Projektleiter, Herrn Ministerialrat a.D. Hofrat Dipl.-Ing. ÜBLAGGER, ohne dessen Initiative die umfassende Bearbeitung des Projektes nie möglich geworden wäre, und meinem Studienfreund Dr. PIRKL für viele gemeinsame Begehungen. Wegen des Vorbildcharakters der Projektplanung bedaure ich besonders, daß dieses Vorhaben zunehmend "aus dem Ruder gelaufen" ist und deshalb vom Ministerium abgebrochen werden mußte.

Ohne das Verständnis und die Förderung der Untersuchungen, Projektierungen und Projektsrealisierung sowie das Eingehen auf kurzfristig notwendige Projektanpassungen und Bescheidabweichungen durch den zuständigen Behördenleiter, Herrn Bezirkshauptmann Dr. WALSER und seine Sachbearbeiter einschließlich der Amtsgutachter, im Speziellen Herrn Hofrat Dr. STARCK, und ohne das Verständnis und die Mithilfe des Bürgermeisters von Bürserberg, Herrn Karl FRITSCH, wären die Untersuchungen im Schesabruchkessel und die bisherigen Projektsrealisierungen nicht ausführbar gewesen.

Ohne die fachkundige, intensive Mitarbeit von Herrn Dr. mag. MÄHR bei den Geländeaufnahmen, Probenahmen, Baubetreuungen und Ausarbeitungen und die kompetente Übernahme der Digitalisierung und der Profil- und Modellüberarbeitungen durch Dipl.-Ing. DÖNZ und Dr.

MÄHR wäre weder das erreichte Untersuchungsergebnis noch die vorliegende Publikation möglich gewesen. Schließlich danke ich Frau Dr. DRAXLER für die bevorzugte Bestimmung der Pollen und Sporen und Herrn Dr. PAK für die jeweils umgehende Ausführung der Altersdatierungen, sowie der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich für die Ermöglichung dieser Publikation.

Literatur

- AMPFERER, O. (1908): Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung von Bludenz. - Jb. der geol. Reichsanstalt, **58**: 627-636, Wien.
- AMPFERER, O. (1936): Rätikon und Montafon in der Schlußvereisung. - Jb. Geol. B.-A., **86**: 151-175, Wien
- AULITZKY, H. (1978): Wildbachtchnisches Gutachten über die Schesa unter besonderer Berücksichtigung der Schotterentnahme und des beabsichtigten Baues einer Ortsumfahrung in Bürs. - 1-53, Wien.
- AULITZKY, H. (1994): The schesa-Gully near Bludenz, Vorarlberg. - Mountain research and Development, Vol. **14**: 272-305.
- BARTH, D. (1983): Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Bereich des Schesatobels (Vorarlberg). - Unveröff. Diplomarbeit d. Technische Universität Karlsruhe, 1-329, Karlsruhe.
- BERTLE, H. (1973): Entwurf eines Baurohstoff- und Wasserversorgungsplanes über das Gebiet des Walgauer - Unveröff. - Bericht mit 1 Planbeilage an A. d. Vlb. L.Reg., 1-55, Schruns
- BERTLE, H. (1989): Materialabtrag Sanierung Schesakessel. - Gesamtprojekt im Auftrag der Zech-Kies Ges.m.b.H., 1-28, Nüziders Schruns.
- BERTLE, H. (1993): Integrales Pilotprojekt Schesatobel - Baugelogeische Planungsunterlagen der Einzugsgebiete von Schesa- u. Mühlebach. - Bericht i.A. d. BMLF, 1-44, Schruns.
- BERTLE, H. (1997): Mühletobel - Stauden - Schließwäldtobel FWP "Egga" - Bau- u. hydrogeologische Untersuchung i. A. d. Forsttechn. D. f. Wilbach- u. Lawinenverbauung, 1-34, Gebietsbauleitung Bludenz, Schruns.
- BRÜCKL, E. & SCHILLER, A. (1996): Reinterpretation der geophysikalischen Messungen im und um den Schesatobel (Vlb.). - Unveröff. Bericht i. A. des BMLF, 1-64, Wien.
- DE GRAAF, L.W.S & SEIJMONSBERGEN, A.C. (1993): Die eiszeitliche Prozeßfolge und Aspekte der jungquartären Talbildung und Hangentwicklung im Walgau (Exkursion D am 15. April 1993). - Jber. Mitt. Oberrhein Geol. Ver., N.F. **75**: 99-125, Stuttgart.
- DRAXLER, I. (1987): Bericht über pollenanalytische Untersuchung von 4 Proben des Moores auf der Burtschaalpe, Gemeinde Bürs, Schesa-Oberkante, Seehöhe: 1395m. Unveröffentl. - Bericht i. A. von DDr. Bertle, 1-3, Wien.
- DRAXLER, I. (1990): Bericht über pollenanalytische Untersuchung einer Torflage in der Bohrung KB 4 / Zech 1998. - Bericht i. A. von DDr. Bertle, 1-000, Wien.
- DRAXLER, I. (1992): Bericht über pollenanalytische Untersuchung (humoser Ton mit Holzresten) aus dem Mühletobel, Höhe 1500 m. - Bericht i. A. von DDr. Bertle, 1, Wien.
- DRAXLER, I. (1997): Pollenanalytische Untersuchungen von 38 Proben aus 4 Kernbohrungen KB3, KB4, KB5, KB6 aus der Schesa (Schesa-Oberlauf, KG Bürserberg) 1994 und einer Einzelprobe von einem Aufschluß (Hölltobeinschnitt, linke Flanke, 1275m). - Bericht i. A. von DDr. Bertle, 1-6, Schruns Wien.
- ESCHER v. d. L., A. (1853): Geologische Bemerkungen über das nördl. Vorarlberg. - Neue Denkschr. d. schw. natf. Ges. 1853, **13**: 1-135, Bern.
- GUBLER, J. (1927): E'tudes Geologiques dans le Vorarlberg Central. - Diss. Univ. Paris, 1-155, Paris.
- HANTKE, R.(1980): Eiszeitalter 2 - Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. - 1-703, (Ott Verlag Thun) Thun.
- HANTKE, R.(1983): Eiszeitalter 3 - Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. - 1-730, (Ott Verlag Thun) Thun.
- HEISSEL, W. et al. (1965): Geologische Karte des Rätikon, 1:25.000. - Geol. B.-A., Wien.
- HEISSEL, W. et al. (1967): Geologische Karte des Walgauer, 1:25.000. - Geol. B.-A., Wien.
- HENRICH, J. (1924, 1929): Die Verbauung des Schesatobels in Vorarlberg. - Schweiz. Z. f. Forstwesen, **75** (2 + 3): 1-14, Bern.
- JEHL, A. (1988): Die Entstehung des Schesatobels. - Bludenz. Geschichtsblätter Heft 2, **1988**: 1-8 Bludenz.
- KELLER, O.(1988): Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstöße und Zerfall des Eisstromnetzes in den Nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium). - Geogr. Inst. D. Univ. Zürich **27**: A 1-241, B 1-291, Zürich.
- KRASSER, L. (1949): Geologisches Gutachten über die Gefährdung des Siedlungsgebietes Bürs - Außerfeld durch den Schesatobel. - Erstellt f. d. Amt d. Stadgem. Bludenz, 1-7, Bregenz.
- KRASSER, L. (1966): Bundesstraße Nr. 1, Umfahrung Bludenz. Brücke über den Schesabach, km 586,86; geologisches Gutachten über die Gefährdung durch Murbrüche. - Erstellt für d. L-St. Bauamt Feldkirch, 1-000, Bregenz.
- KRIEG, W. (1996): Ein im Schesa-Murschuttkegel ergrabenes Zeitdokument. - Unveröff. Bericht mit 1 Plan und 7 Fotos, Bericht an Zech-Kies Ges.m.b.H., 1-11, Bregenz.
- LOACKER, H. (1989): Geologische Vorarbeiten für den Bau des 21 km langen Walgaustollens der Vorarlberger Illwerke AG. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **10**: 200-203, Innsbruck.
- LOACKER, H. (1980): Geologische Beschreibung des Walgaustollens (Vorarlberg, Österreich). - Mitt. Österr. Geol. Ges., **78**: 211-230, Wien.
- MALIN, J.A. (1939): Gutachten über die derzeitigen geologischen Verhältnisse zwecks Sicherung der Brandnerstraße in der Strecke: Parzelle "Boden" bis zum "Taleu" hinter "Tschappina" im Bürserberg. - Gutachten i.A. der Vorarlberger Landesregierung, 1-30, Straßenbauamt Feldkirch, Feldkirch.
- MARKART, G., KOHL, B., & ZANETTI, P. (1996): Beurteilung des Abflußverhaltens von Wildbacheinzugsgebieten anhand boden- und vegetationskundlicher Grundlagen. - Forst. BA für Lawinen- und Wildbachforsch., 1-85, Innsbruck.
- MOJISOVICS, E. (1873): Beiträge zur topischen Geologie der Alpen 3. Der Rätikon (Vorarlberg). - Jb. Geol. R.-A. **23**: 163-174, Wien.
- MÖLK, M. (1996): Bericht zu geologisch-geomorphologischen Aufnahmen im Einzugsgebiet des Mühlebachs und des oberen Einzugsgebietes des Schesabaches zur Erarbeitung von Modellgrundlagen für die Rückböschungsformen im Schesatobel (Bürserberg, Vlb.). - Bericht i.A. d. BMLF, 1-25, Innsbruck.
- MÜLLER, St. (1925): Die geologischen Grundlagen der Schesa. - Unveröff. Bericht, 20 Seiten. - Bericht i. A. d. Forsttechn. Dienstes f. Wildbach- u. Lawinenverbauung, 1-20, Feldkirch.
- MÜLLER, St. (1939): Nachtrag zu dem Gutachten von J.A. Malin über die Verhältnisse am Bürserberg. - Bericht i.A. der Vorarlberger Landesregierung, Straßenbauamt Feldkirch, 1-3, Feldkirch.
- MYLIUS, H. (1912, 1913): Geologische Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen, II, 1-186, München.
- OBERHAUSER, R. (1966): Geologische Profile 1:10.000. - Vorarlberger Illwerke AG; Schruns.
- PAK, E. (1993, 1994, 1997): Altersdatierungen über Proben aus dem Schesa- u. Mühletobel i. A. von DDr. Berle, Schruns, 1-3, Wien.
- PIRKL, H.(1991): Geohydrologische Situation der oberen Einzugsgebiete Schesa- und Mühlebach (Bürserberg/Vorarlberg). - Unveröff. Bericht im Auftrag d. BMLF, 1-12, Wien.
- PIRKL, H. (1992): Modellvorstellungen zur Abflußentwicklung in den oberen Einzugsgebieten Schesa- und Mühlebach anhand der

- hydrologischen und geohydrologischen Situation. - Bericht i. A. des BMLF, 1-16, Wien.
- PIRKL, H. (1994): Bericht über hydrogeologisch-geohydrologische und geophysikalische Arbeiten im Bereich Schesa-Abbruchkessel für den Zeitraum 1993 – 1994. - Unveröff. Gutachten zum Pilotprojekt Schesasanie rung des BMLF, 1-18, Wien.
- PRUCKER, H. (1976): Unterlagen für die Beurteilung der Gefährdung des Ortes Bürs durch die Schesa. - Unveröff. Diplomarbeit Universität F. Bodenkultur Wien, 1-169, Wien.
- RICHTHOFEN, F. Freiherr. v. (1859, 1861/62): Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. - Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, **10**: 72-137, Wien.
- ROTHPLETZ, A. (1900): Geologische Alpenforschungen I, Das Grenzgebiet zwischen den Ost- und West-Alpen und die Rhaetische Überschiebung. - V, 1-176, München.
- ROTHPLETZ, A. (1902): Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und Engadin. - Sammlung Geologischer Führer, **10**: 1-256, Berlin.
- SALZMANN, H. (1993): Geophysikalische Untersuchung des Festgesteinsuntergrundes im Schesatobel, Vorarlberg. - Unveröff. Diplomarbeit Univ. Wien, 1-89, Wien.
- SEIDLITZ, W. v. (1906): Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. - Ber. Nf. Ges. Freiburg i. Br., **16**: 232-366, Freiburg.
- SEIDLITZ, W. v. (1912): Rätikon, 1 Kartenskizze, 2 Prof. - (In: STEINMANN, G., SEIDLITZ, W. v. & MEYER, H. (Hrsg.): Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern), Geol. Rdsch., **3**: 423-432, Leipzig.
- TRÜMPY, D. (1916): Geolog. Untersuchungen im westl. Rätikon. - Beiträge zur geol. Karte der Schweiz N.F., **46/II**: 1-163, Bern.
- ÜBLAGGER, G. (1988): Das Systemare Verständnis der Gebirgswässer. - INTERPRAEVENT 1988, Bd. **1**: 345-383, Klagenfurt.
- ÜBLAGGER, G. (1992): Die Systemare Unterstützte Naturraumana lyse. - INTERPRAEVENT 1992, Bd. **3**: 9-34, Bern.
- ÜBLAGGER, G. (1992): Gefahrenpotentiale in Systemarer Betrachtung. - INTERPRAEVENT 1992, Bd. **6**: 293-318, Bern.
- ÜBLAGGER, G. (1995): Pilotprojekt Schesasanie rung (PPSS), Vorstudie (VS). - BM f. Land- und Forstwirtschaft, 1-141, Seekirchen.
- VERDAM, J. (1928): Geologische Forschungen im nördlichen Rätikon. - Diss. Univ. Zürich, 1-86, Zürich.

BEILAGE 1

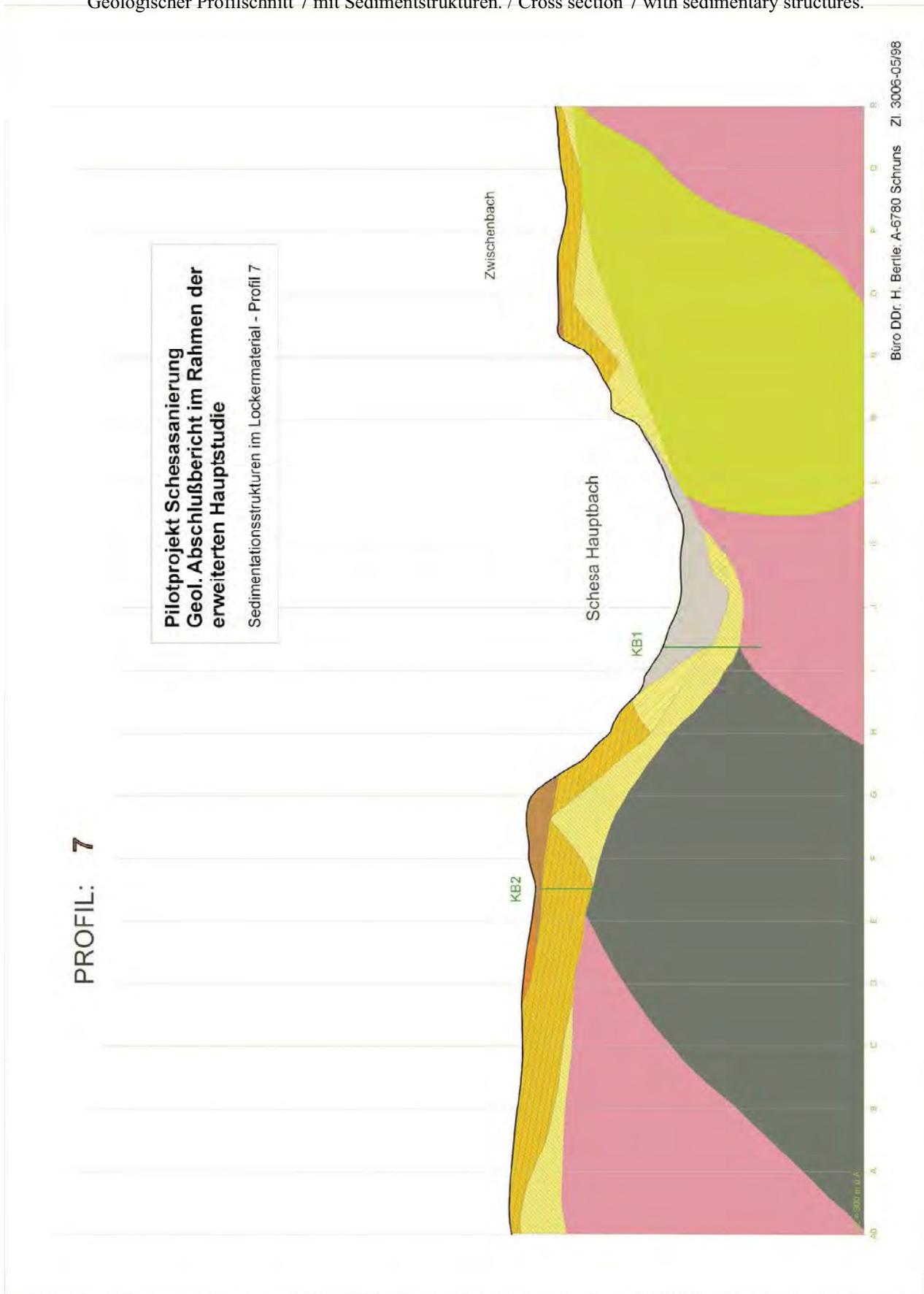
Geologischer Lageplan des Schesabruchkessels und seiner Umrahmung. / Geological Map of the Schesa-gully and surrounding area.

BEILAGE 2

Karte der spätglacialen Landschaftsbildung im Schesa-Mühlebach-Einzugsbereich. / Map of the late glacial development of landforms of the Schesa-Mühlebach-area.

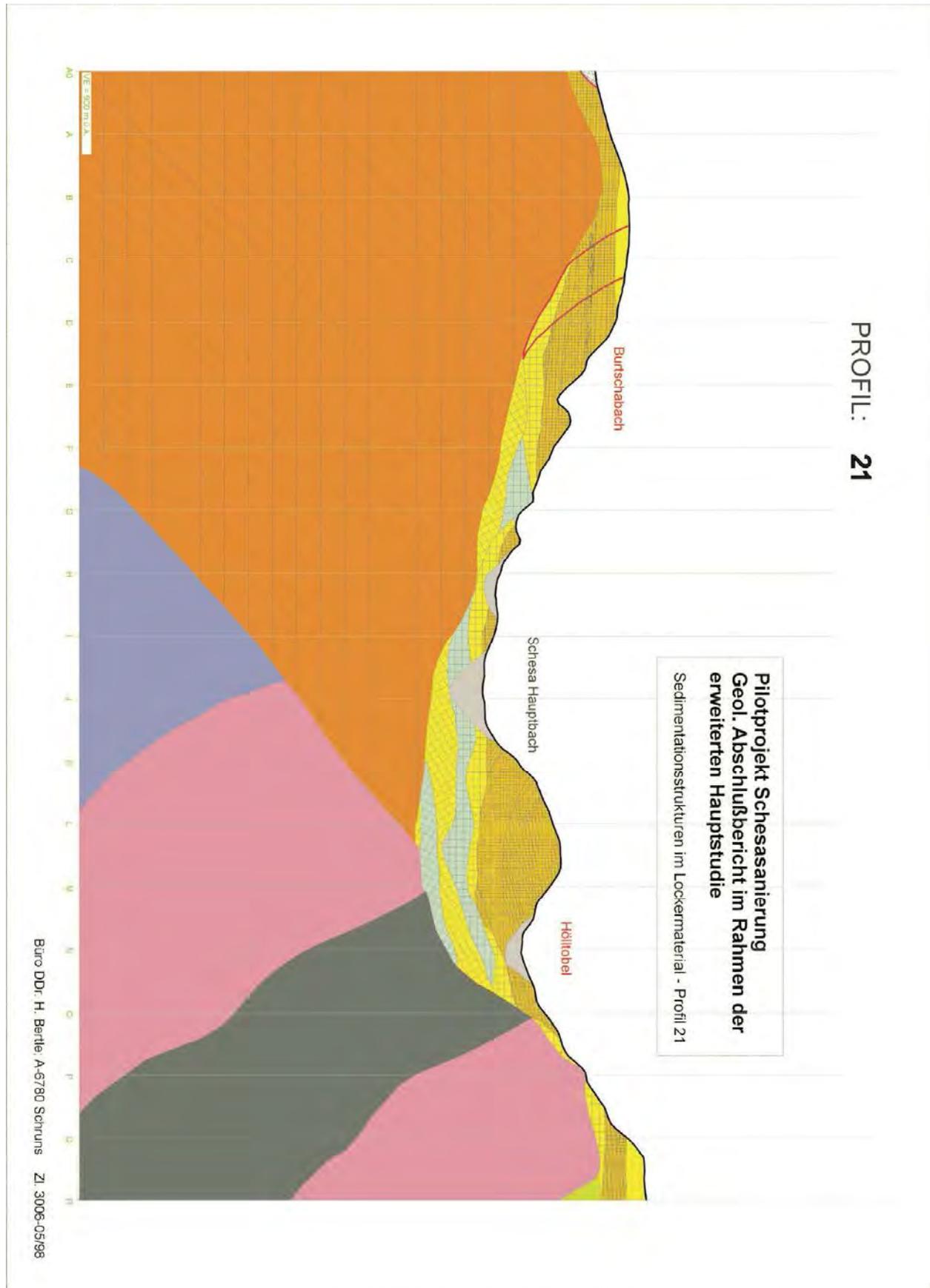
TAFEL 1

Geologischer Profilschnitt 7 mit Sedimentstrukturen. / Cross section 7 with sedimentary structures.



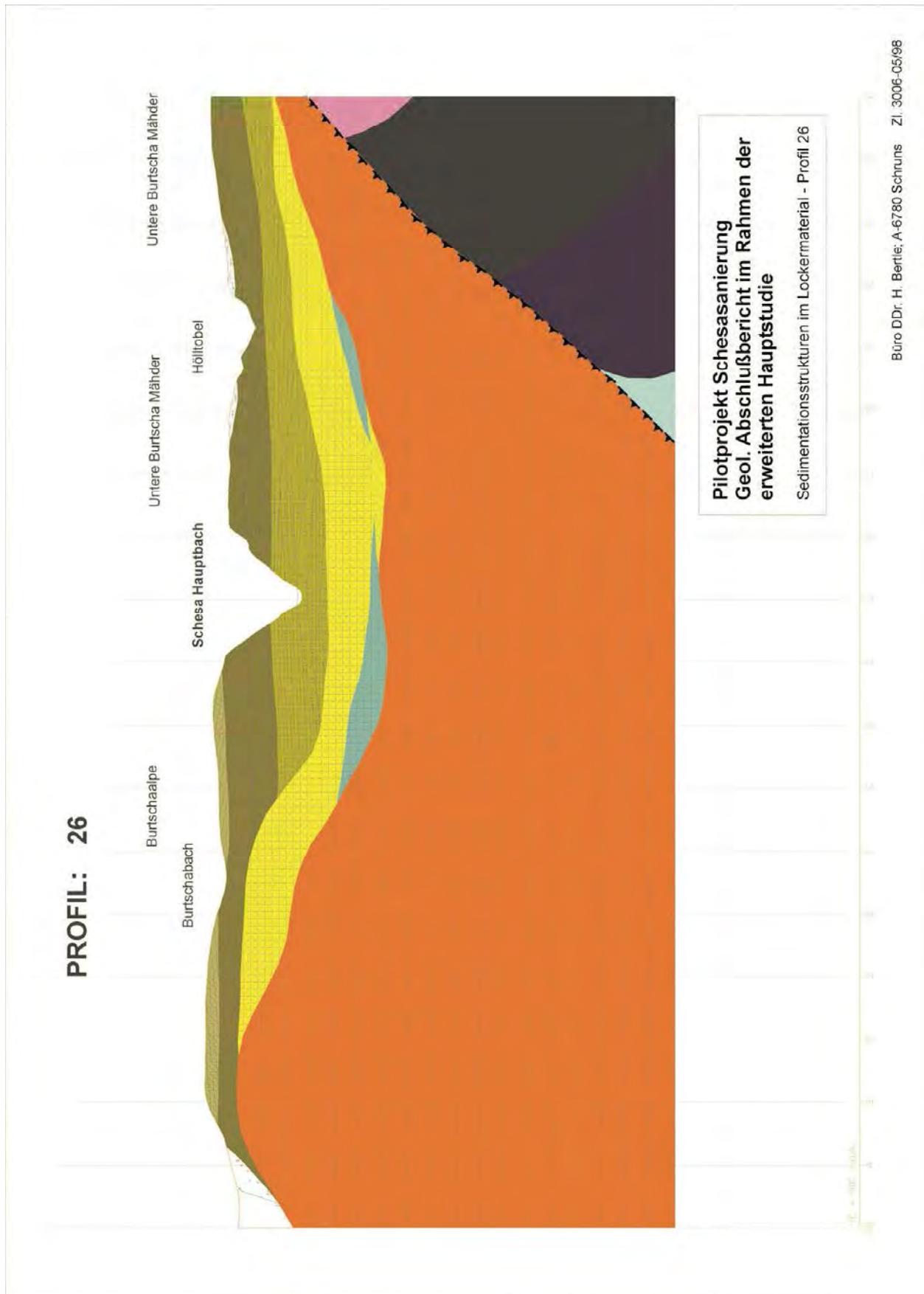
TAFEL 2

Geologischer Profilschnitt 21 mit Sedimentstrukturen. / Cross section 21 with sedimentary structures.



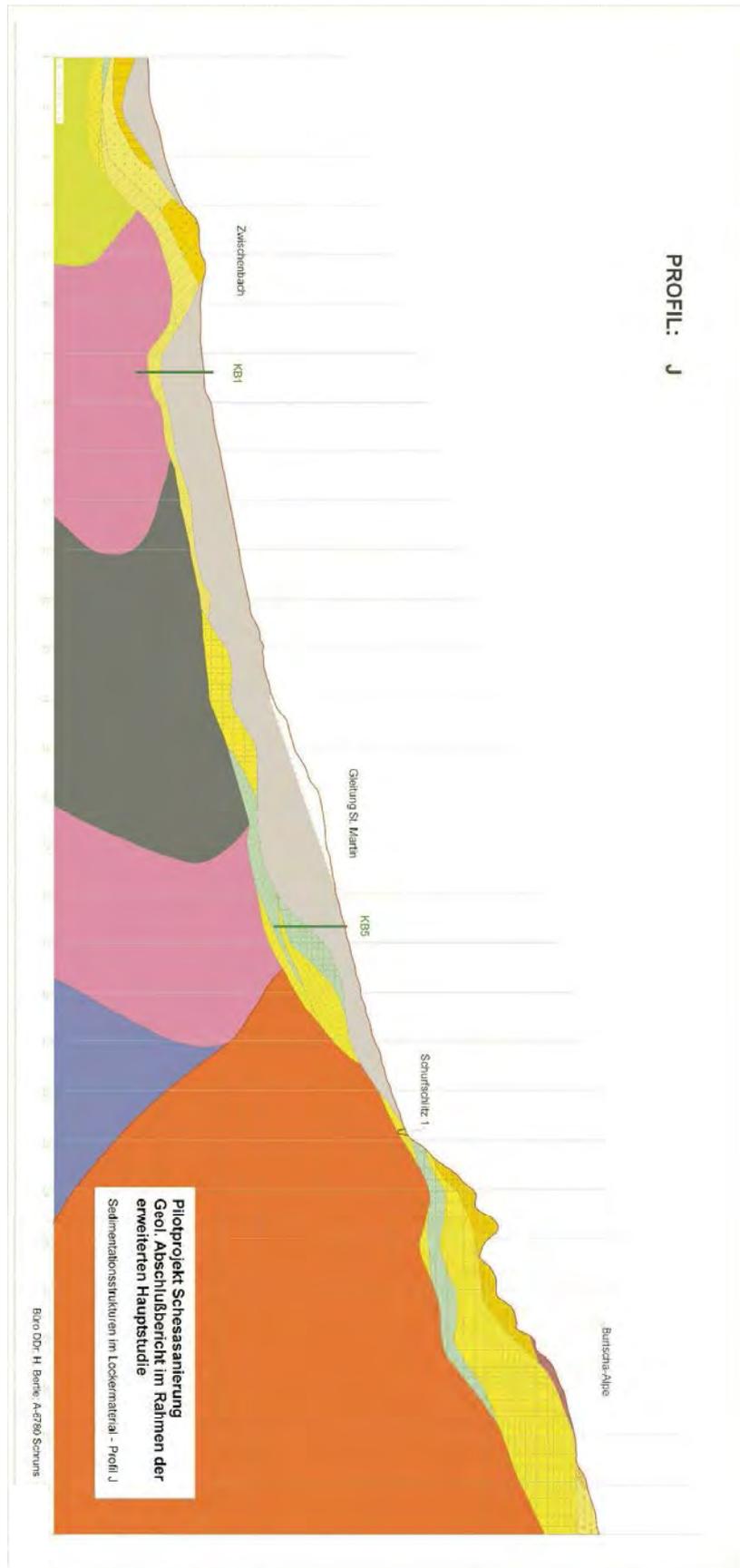
TAFEL 3

Geologischer Profilschnitt 26 mit Sedimentstrukturen. / Cross section 26 with sedimentary structures.



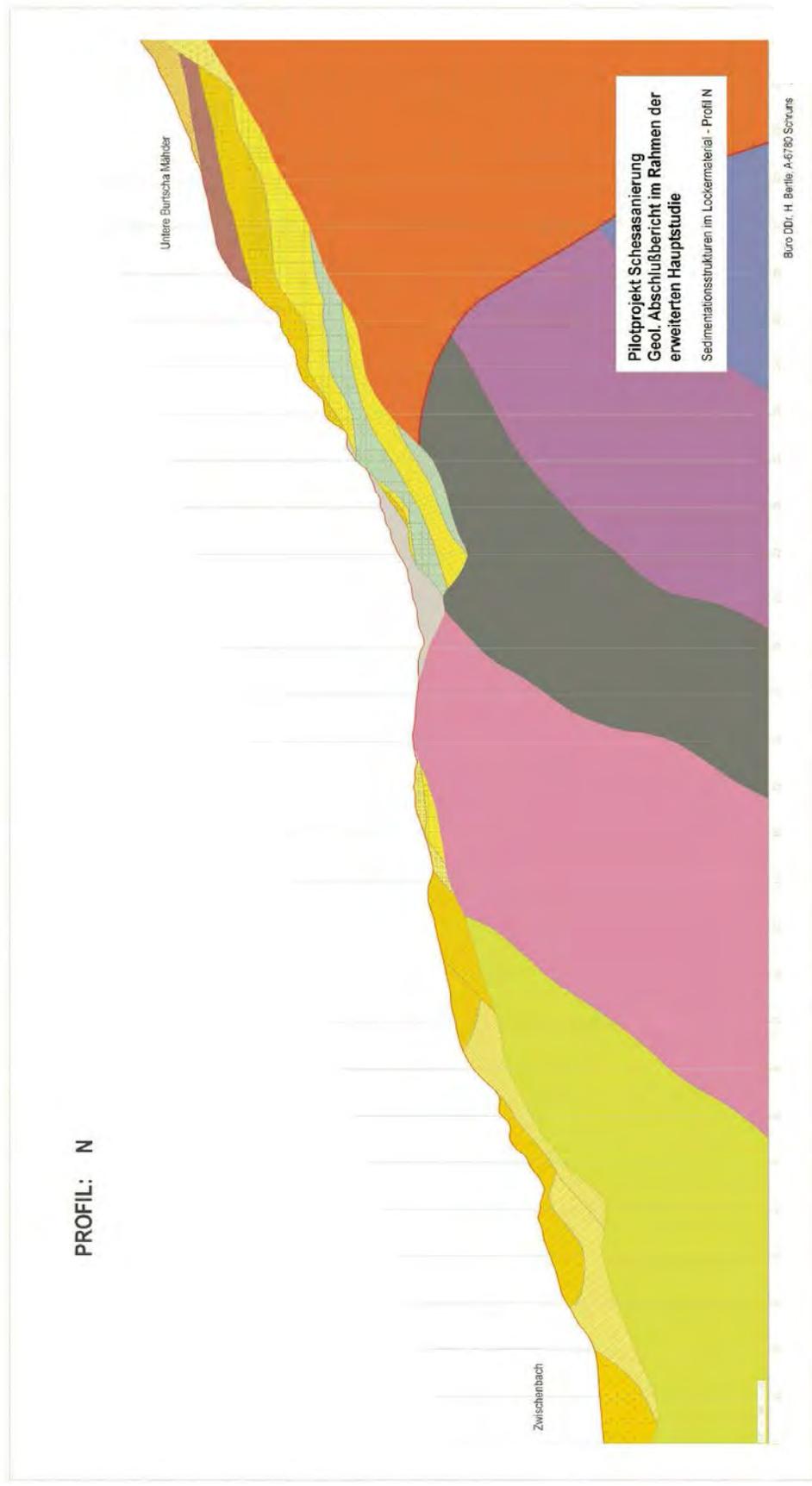
TAFEL 4

Geologischer Profilschnitt J mit Sedimentstrukturen. / Cross section J with sedimentary structures.



TAFEL 5

Geologischer Profilschnitt N mit Sedimentstrukturen. / Cross section N with sedimentary structures.



TAFEL 6

Legende zu den Profilschnitten Taf. 1-5. / Legend of cross sections Plates 1-5.



TAFEL 7

3-D-Modelle der Felsoberfläche (Fig.1), der Oberfläche der älteren, ausgeräumten Würm-Interstadialfüllung (Fig. 2) und der Oberfläche der jüngeren Würm-Interstadial-Füllung des Bruchkessels (Fig. 3). / 3-D-model of the bed rock (fig. 1), the surface of the older, eroded Würm-interstadial-filling (fig. 2) and the surface of the younger Würm-interstadial-filling of the Schesa-gully (fig. 3).

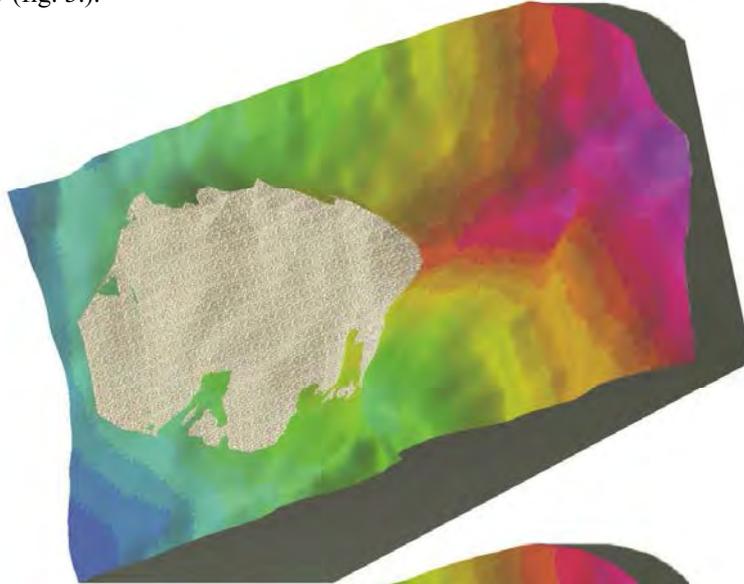


Fig. 3) 3-D Modell der Oberfläche der jüngeren Würm-Interstadial-Füllung des Bruchkessels

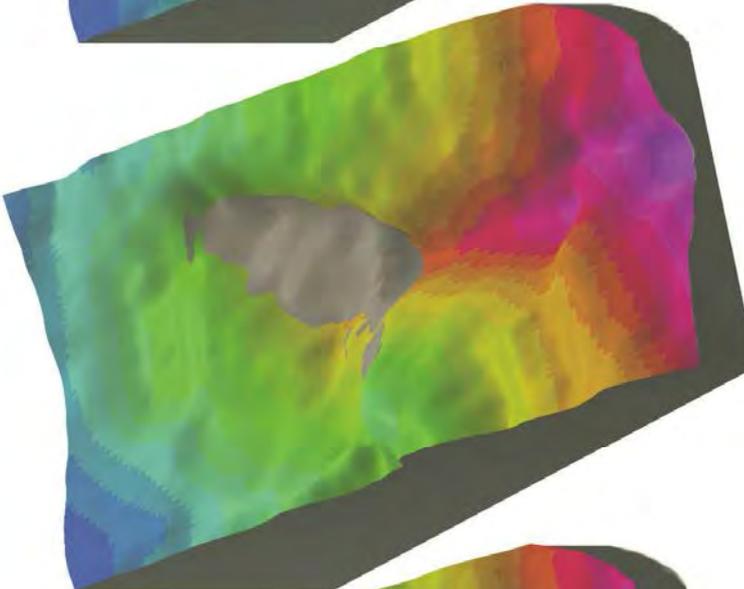


Fig. 2) 3-D Modell der Oberfläche der älteren, ausgeräumten Würm-Interstadial-Füllung des Bruchkessels

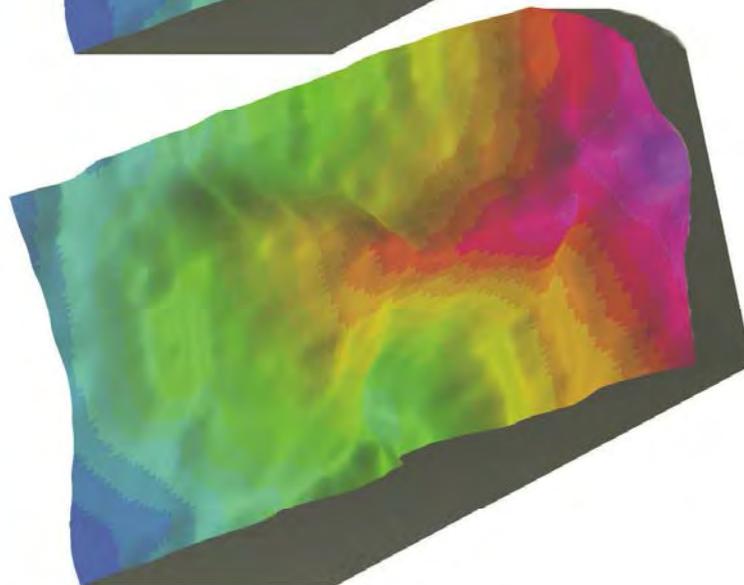
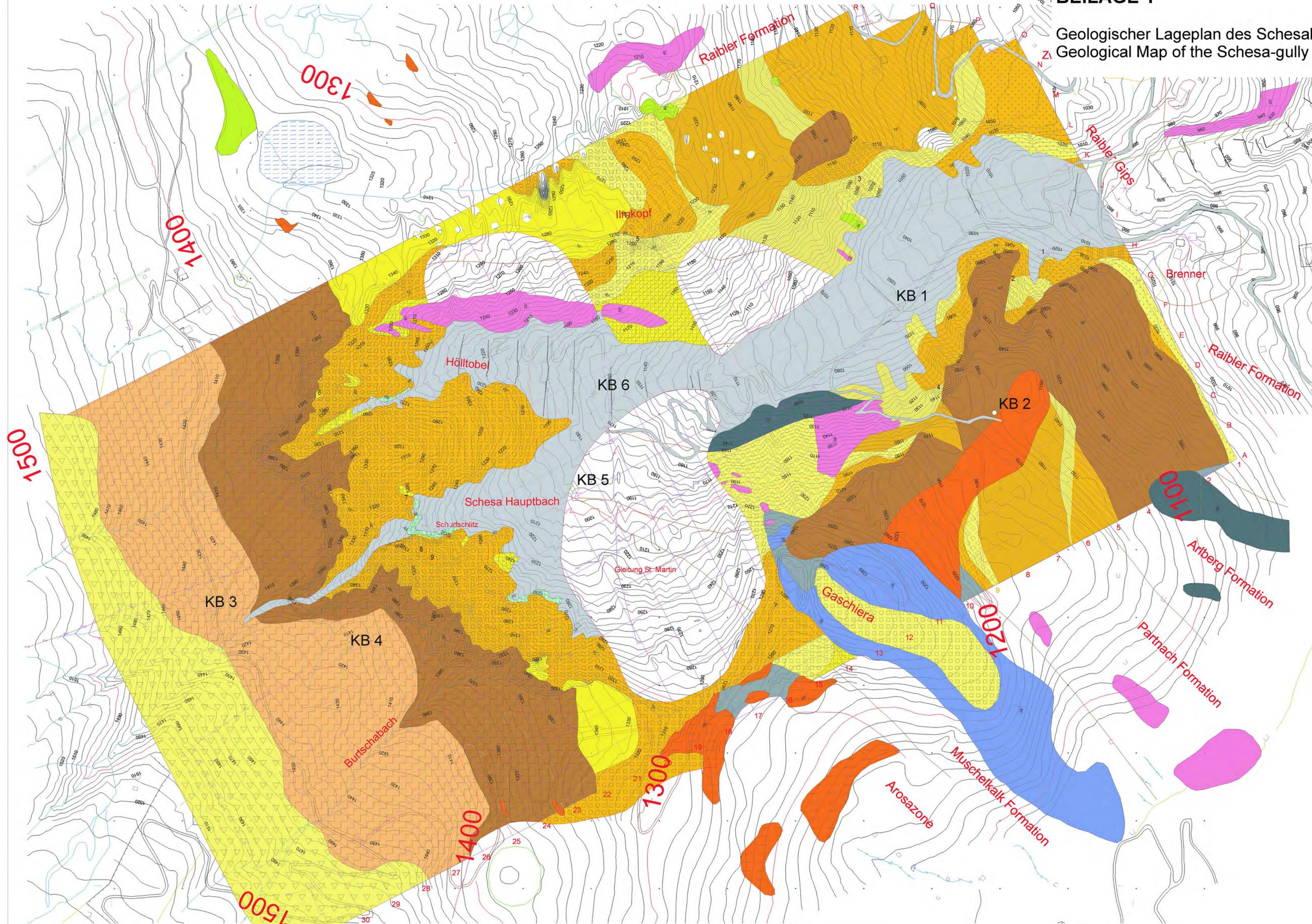


Fig. 1) 3-D Modell der Felsoberfläche

BEILAGE 1

Geologischer Lageplan des Schesabruchkessels und seiner Umrahmung.
Geological Map of the Schesa-gully and surrounding area.



LEGENDE

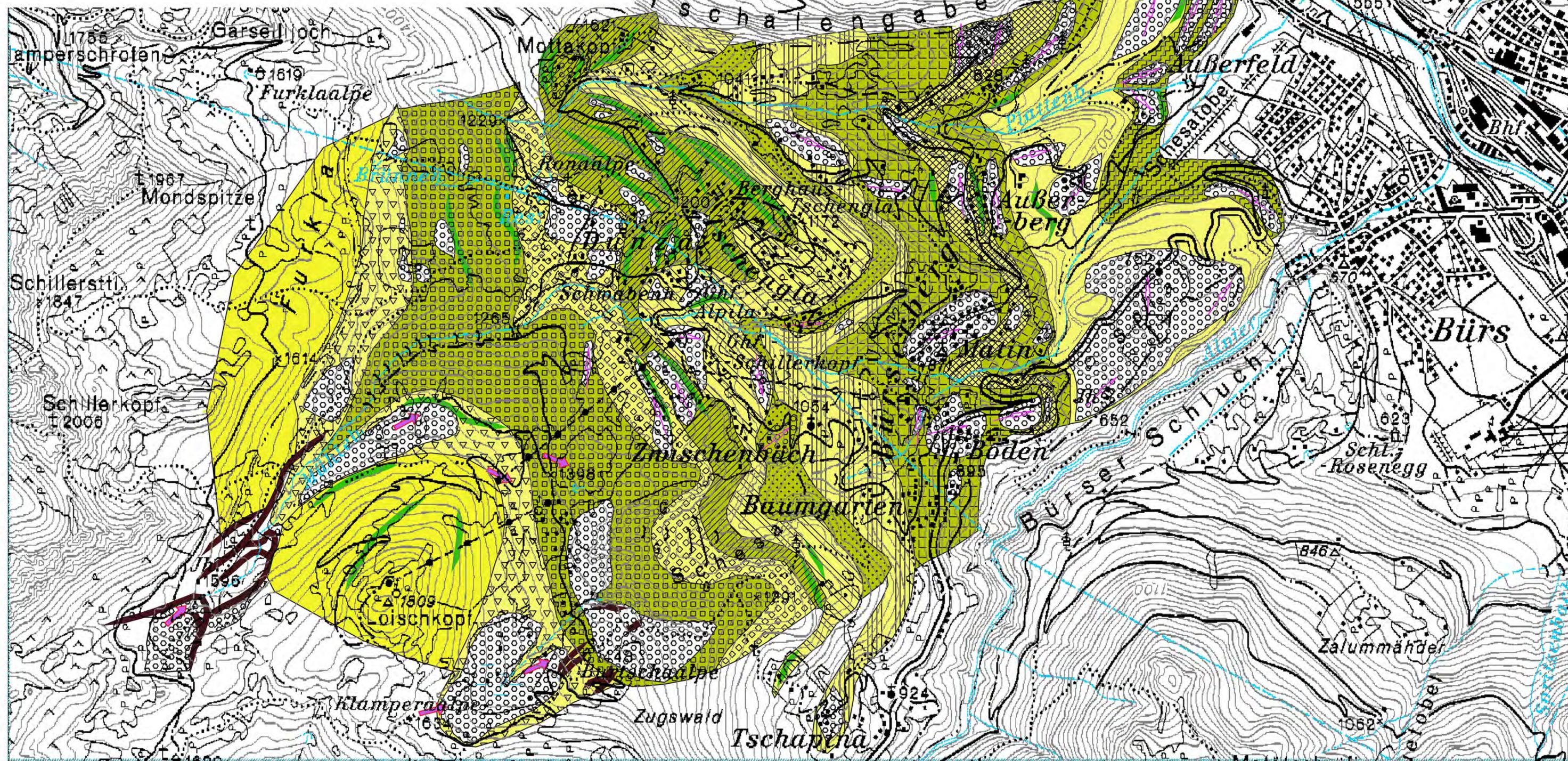
- Schesa-Jungschutt
- Hangschutt
- Gleitungsmasse
- Felssturzmasse
- Rückzug- Übergüschichten
- Rückzugsfächer Brenner
- Rückzugsmoräne Brenner
- Rückzugsfächer Zwischenbach
- Rückzugsmoräne Zwischenbach
- Rückzugsfächer Gaschiera II
- Rückzugsmoräne Gaschiera II
- Rückzugsfächer Gaschiera I
- Rückzugsmoräne Gaschiera I
- Rückzugsfächer Ilmkopf II
- Rückzugsmoräne Ilmkopf II
- Rückzugsfächer Ilmkopf I (Schesahauptschüttung)
- Rückzugsmoräne Ilmkopf I
- Rückzugsmoräne Burtschaalpe
- Grundmoräne Würm jung
- Interstadial Würm jung
- Grundmoräne Würm mittel
- Interstadial Würm alt
- Grundmoräne Würm alt
- Arosazone nicht differenziert
- Raibler Gips
- Raibler Formation
- Ariberg Formation
- Parthach Formation
- Alpiner Muschelkalk Formation
- Quellen
- Gerinne
- Vernässungsbereich / Niedermoor
- Schichtlagerung Festgestein
- Schichtlagerung Lockergestein
- Dolinen
- Deckengrenze
- Abriß- u. Hauptbewegungsfugen von Hangbewegungen
- Felsoberfläche
- Bohrpunkte
- Schürschlitz
- Seismik-Profil
- Altersdatierung und/oder Pollennachweis
- Glaciale und Eisrandbildungen
- Lage der Profilschnitte 1-31; A-R



Plangrundlage:	Schrans, am 07-04-1998	Fläche: 0,81 m ²
Maßstab:	Gezeichnet Dönnz/Möhr	DDr. Heiner Bertle Ingenieurkonsulent f. Techn., Geologie A - 6760 Schrans
1 : 2.000	Geprüft Dönnz/Möhr	
	Gesehen	
Walgau / Bürserberg Forsttechn. Dienst f. Wildbach- u. Lawinenverbauung Gebietsbauleitung Bludenz		Zl. 3006-05/98
Pilotprojekt Schesasaniierung Geol. Abschlußbericht im Rahmen der erweiterter Hauptstudie Geologischer Lageplan		Beilage 2

BEILAGE 2

Karte der spätglazialen Landschaftsbildung im Schesa-Mühlebach-Einzugsbereich.
Map of the late glacial development of landforms of the Schesa-Mühlebach-area.



LEGENDE

Die zu den Eis (Randmoränen)ständen gehörigen Terrassen- Rückzugsfächer -und Murschüttfächer können bis 150m höher reichen.

- Stand 2000m-1500m; **Hochwürm**
- Stand 1500m-1460m; **Burtschaalp** - ob.Burtschamähder - Brünnen
- Stand 1290m-1270m; St.Martin - **Ilmkopf I** - Brünnen (Schesa Hauptschüttung u. Vorstoß)
- Stand 1250m-1230m; **Ilmkopf II** - Gschiera - Ronna - Valschenna
- Stand 1190m-1180m; **Gaschiera I** - WLV Lager - Dunza - Valschenna
- Stand 1120m-1080m; Zugs - **Gaschiera II** - Zwischenbach - Dunza - Tschengla - Mottakopf
- Stand 1050m-1030m; Gaschiera - **Zwischenbach** - Tschengla - Stuetter
- Stand 1000m-980m; Zugs - **Brenner** - Dünser - Gapiëscha - Monteschiel - Hummel
- Stand 900m-860m; Tschappina - **Bomgart** - **Boden** - Matin - Außertobel oben
- Stand 850m-840m; Boden tief - **Mattabüel** - Außerberg - Außertobel
- Stand 840m-820; Alte Landstraße - Peterstein - Mattabüel tief - **Außerberg** - Außertobel
- Stand 680m-670m; Spial - **Bargs** - Katils
- Stand 640m-620m; Stutzkapelle - Ragelenz - **Gstenna** - Rafreu
- Moränenwälle der Rückzugsstadien
- Moränenwälle der Lokalvergletscherung
- Terrassen- und Sanderflächen / Schüttungsrichtungen
- Lieferichtung

0 500 m 1.000 m

Plangrundlage		Fläche: 0,33 m ²	
Maßstab 1 : 10.000	Schrums, am 05-05-98	DDr. Heiner Bertle Ingenieurkonsultant f. Techn. Geologie A - 6780 Schruns	
	Gezeichnet Mähr/Dönz		
	Geprüft Mähr/Dönz		
	Gesehen		

Walgau / Bürserberg
 Forsttechn. Dienst f. Wildbach- u. Lawinenverbauung
 Gebietsbauleitung Bludenz

Pilotprojekt Schesasanieung
 Geol. Abschlußbericht im Rahmen der
 erweiterten Hauptstudie

Karte d. spätglazialen Landschaftsbildung i. B. Schesa

Zl. 3006-05/98
 Beilage 63
Tafel 9

Die tektonische Stellung der Hallstätter Schichtfolge des Naßwald-Halbfensters - Neuergebnisse auf der Grundlage von stratigraphischen, faziellen und Conodont Colour Alteration Index (CAI) Untersuchungen (Ober-Trias, Nördliche Kalkalpen)

Tectonic evidence of the Hallstatt limestones of the Nasswald half window – new results on the base of stratigraphy, facies and Conodont Colour Alteration Index (CAI) investigations (Late Triassic, Northern Calcareous Alps)

Von

Richard LEIN & Hans-Jürgen GAWLICK

mit 3 Abbildungen
with 3 figures

Schlüsselwörter:

Nördliche Kalkalpen

Hallstätter Zone

Mürzalpen-Decke

Proles-Decke

Naßwald-Halbfenster

Ober-Trias

Jura

Conodont Colour Alteration Index

Keywords:

Northern Calcareous Alps

Hallstatt Zone

Mürzalpen nappe

Proles nappe

Nasswald half window

Late Triassic

Jurassic

Conodont Colour Alteration Index

Anschriften der Verfasser, addresses of the authors:

Prof. Dr. RICHARD LEIN

Institut für Geologie der Universität Wien

Geozentrum Althanstraße

1090 Wien

Österreich.

Dr. HANS-JÜRGEN GAWLICK

Montanuniversität Leoben

Institut für Geowissenschaften: Prospektion und Angewandte Sedimentologie

Peter Tunner Straße 5

8700 Leoben

Österreich

Inhalt

Zusammenfassung, Abstract.....	182
1. Einleitung, Problemstellung, geologische und tektonische Übersicht.....	182
2. Stratigraphische und fazielle Entwicklung der für die Herleitung der Naßwaldscholle in Frage kommenden Schichtfolgen.....	184
2.1. Zentrale Mürzalpen-Decke.....	184
2.2. Proles-Decke.....	184
2.3. Naßwald-Halbfenster.....	184
3. Conodont Colour Alteration Index (CAI)-Werte.....	185
4. Diskussion der Ergebnisse.....	186
5. Ausblick.....	186
Literaturverzeichnis.....	186

Contents

Zusammenfassung, Abstract.....	182
1. Introduction, problems, geological and tectonic overview.....	182
2. Stratigraphy and facies of the sedimentary sequences of the Mürzalpen and Proles nappe.....	184
2.1. Central Mürzalpen nappe.....	184
2.2. Proles nappe.....	184
2.3. Nasswald half window.....	184
3. Conodont Colour Alteration Index (CAI) values.....	185
4. Discussion of the results.....	186
5. Preview.....	186
References.....	186

Zusammenfassung

Neue stratigraphische und fazielle Untersuchungen der obertriassischen Hallstätter Schichtfolge im Bereich des Naßwald-Halbfensters zeigen, daß die hier auftretende Hallstätter Kalk-Folge invers gelagert ist.

Temperaturüberprüfungsuntersuchungen mit Hilfe der Conodont Colour Alteration Index (CAI) Methode ergaben für die Hallstätter Kalk-Folge des Naßwald-Halbfensters CAI-Werte von CAI 1.5-2.0. Damit ist die Herkunft der Serie vom Rücken der Mürzalpen-Decke auszuschließen, da die Mürzalpen-Decke im Bereich des oberen Mürtales eine einheitlich hohe Temperaturüberprägung mit CAI-Werten von CAI 5.5 bis CAI 6.0 aufweist und eine aufrecht gelagerte Schichtfolge zeigt. Dagegen weisen die invers gelagerten Hallstätter Graukalke der Proles-Decke mit CAI-Werten von CAI 1.5-2.0 eine generell niedrigere Temperaturüberprägung auf, die mit der Temperaturüberprägung der Hallstätter Schichtfolge im Bereich des Naßwald-Halbfensters zu vergleichen ist.

Auf Grund der identischen lithologischen und faziellen Entwicklung der Hallstätter Schichtfolgen der Proles-Decke und der Hallstätter Schichtfolge im Bereich des Naßwald-Halbfensters, ihrer jeweils inversen Lagerung sowie einer gleichartigen Temperaturüberprägung wird die Hallstätter Serie des Naßwald-Halbfensters der Proles-Decke zugeordnet.

Am Beispiel der bis heute unklaren tektonischen Stellung des Naßwald-Halbfensters kann gezeigt werden, daß nur mit Hilfe von detaillierten stratigraphischen, faziellen und Diagenese- bzw. Metamorphoseuntersuchungen auch tektonisch sehr umstrittene oder unklare Probleme gelöst werden können.

Abstract

New stratigraphic and facies data of the Late Triassic Hallstatt limestones in the nasswald half window show a inverted layering of this sedimentary sequence.

Investigations on the diagenetic and metamorphic overprint using the Conodont Colour Alteration Index (CAI) method shows CAI values of CAI 1.5-2.0 of the Hallstatt limestones of the nasswald half window. An origin from the Mürzalpen nappe cannot be confirmed by these data. The Mürzalpen nappe shows CAI values of CAI 5.5-6.0, also the layering of the sedimentary sequence is normal. The Hallstatt limestones of the Proles nappe shows CAI values of CAI 1.5-2.0 and an inverted tectonic layering. So the Hallstatt limestones of the nasswald half window and of the Proles nappe show identical tectonic layering and identical CAI values. So we interpret the Hallstatt limestones of the nasswald half window as a part of the Proles nappe.

These example show, that on the base of exact stratigraphic, facies and diagenetic/metamorphic data controvers discussed problems can be solved.

1. Einleitung, Problemstellung, geologische und tektonische Übersicht

Im Bereich von Naßwald (SW Kuhschneeberg, ÖK 50: Blatt 74) ist in einem Halbfenster, eingeklemmt zwischen Tirolikum und der darüber folgenden Schneeberg-Decke (Nordjuvavikum), eine tektonisch isolierte Scholle aufgeschlossen. Auf Grund ihrer abweichenden faziellen

Ausbildung in Hallstätter Entwicklung stellt sie inmitten der umgebenden Seichtwasserkarbonate einen Fremdkörper dar.

In westlicher Fortsetzung dieser isolierten Scholle finden sich Hallstätter Gesteine sowohl in der Mürzalpen-Decke selbst als auch in den darüber folgenden juvavischen Einheiten der Proles-Decke und Roßkogel-Deckscholle (s. Abb. 1). In stratigraphischem Umfang, wie auch in fazieller Hinsicht, unterscheiden sich die Schichtfolgen der genannten Einheiten deutlich, sodaß schon ein Serienvergleich brauchbare Hinweise erbringen sollte, ob die isolierte Naßwaldscholle als tektonisches Äquivalent eines dieser drei genannten juvavischen Einheiten angesehen werden kann. Erschwert wird eine tektonische Zuordnung allerdings durch die Tatsache, daß die Mürzalpen-Decke nach KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962) faziell vielfältig ausgebildet ist und andererseits der in der Naßwaldscholle überlieferte Schichtumfang gering ist.

Die Schichtfolge der erstmals von SPENGLER (1931a, b) als selbständiges tektonisches Element erkannten „Naßwalder Schubscholle“ setzt sich aus sterilen Tonschiefern und

Mergeln zusammen, die von SPENGLER (1931a, b) und CORNELIUS (1936, 1939) als „Mürztaler Mergel“ bezeichnet und ins Karn gestellt wurden. Darüber folgen graue Hallstätter Kalke, deren norisches Alter durch Fossilfunde (GEYER 1889: 666, BITTNER 1893: 323) gut belegt ist. Von allen Autoren wurde diese Schichtfolge bisher als aufrechte Serie aufgefaßt (TOLLMANN 1976, 1985).

Unter der Annahme, daß die Naßwaldscholle nicht als tektonisch vollkommen fremdes Element anzusehen ist, sondern das Erosionsrelikt einer der sich in westlicher Fortsetzung befindlichen juvavischen Einheiten darstellt, bieten sich im wesentlichen zwei Möglichkeiten an:

1. Die Naßwaldscholle stellt ein bei der Überschiebung der Schneeberg-Decke über die Mürzalpen-Decke von deren Rücken abgesplittertes und verschlepptes Element dar. Für diesen Umstand könnte der Umstand sprechen, daß ca. 2 km südlich des Naßwald-Halbfensters, dort, wo der gegen E hin sich verjüngende Zug der Mürzalpen-Decke unter die Schneeberg-Decke abtaucht, im Bereich der Scheibwaldmauer am Fuße

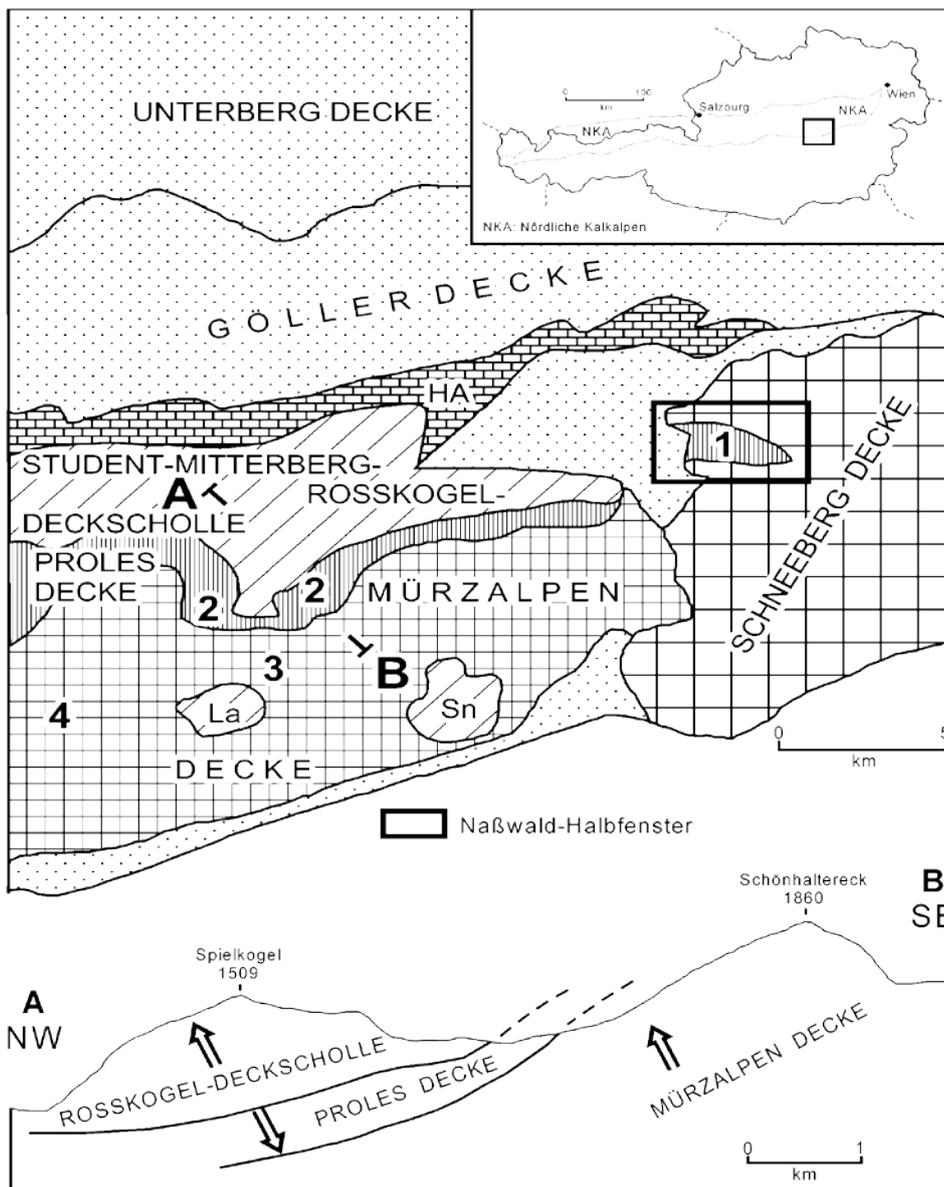


Abb. 1: Geologische und tektonische Übersichtskarte im Bereich des Naßwald-Halbfensters und angrenzender Gebiete im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (verändert nach TOLLMANN 1985: 215, PLÖCHINGER 1980 und GAWLICK, KRYSSTYN & LEIN 1994).

Lage des Profiles A – B und Lage der im Text beschriebenen stratigraphischen Entwicklungen (1 - 4, Abb. 2). Es bedeuten: La = Lachalpen Deckscholle; Sn = Rauhenstein Deckscholle; HA = Hallstätter Zone.

Fig. 1: Geologic and tectonic overview of the area around the Nasswald half window in the eastern part of the Northern Calcareous Alps (modified after TOLLMANN 1985: 215, PLÖCHINGER 1980 and GAWLICK, KRYSSTYN & LEIN 1994).

Cross section A – B and position of the sedimentary sequences described in the text (1 – 4, Fig. 2).

La = Lachalpen Slide; Sn = Rauhenstein slide; HA = Hallstatt Zone.

der Rax, dunkle karnische Bankkalke aufgeschlossen sind, die hier den stratigraphisch höchsten Anteil der nach oben hin tektonisch reduzierten Mürzalpen-Decke darstellen. Die erwähnten karnischen Bankkalke wären demnach wohl mit den sogenannten „Mürztaler Mergeln“ des Naßwald-Halbfensters gleichzusetzen.

- Die Naßwaldscholle entspricht der Proles-Decke. Die Erfassung der invers liegenden Proles-Decke als eigenständiges tektonisches Element (LEIN 1972) und deren Verfolgung nach Osten hat bei einem der beiden Autoren (R. L.) frühzeitig den Verdacht keimen lassen, daß die im Naßwald-Halbfenster aufgeschlossene Serie ein Äquivalent der Proles-Decke darstellen könnte. Profilaufnahmen und eine Detailkartierung haben diese Vermutung wohl weiter erhärtet, die Frage aber nicht endgültig entscheiden können.

2. Stratigraphische und fazielle Entwicklung der für die Herleitung der Naßwaldscholle in Frage kommenden Schichtfolgen

2.1. Zentrale Mürzalpen-Decke

Der Hauptkörper der Mürzalpen-Decke wird von ladinisch bis unterkarnischen Seichtwasserkarbonaten gebildet, die zumeist dolomitisiert sind. Nach einer mit einer Schichtlücke von unterschiedlicher Dauer verbundenen Auftauchphase wird die Plattform in der höheren Ober-Trias geflutet. Im östlichen Zentralabschnitt der Mürzalpen-Decke (oberes Mürztal) folgt über diesem Sockel eine pelagisch beeinflusste Buntkalkentwicklung (= Mürztaler Fazies s. str., LEIN 1981), westlich anschließend befinden sich Ablagerungen eines Intraplattform-Beckens in Graukalkentwicklung (= Aflenzer Fazies). In diesen beiden Faziesbereichen folgen in der

obersten Ober-Trias die aus dunklen Tonsteinen, Mergeln und mergeligen Kalken aufgebauten Zlambachschichten (s. Abb. 2, Profile 3 u. 4).

Auf Grund ihrer Lithologie (schwarze Bankkalke) unterscheiden sich die Gesteine der Aflenzer Fazies deutlich von den obertriassischen Kalken der Naßwaldscholle.

In der Mürztaler Fazies s. str. wird das Unternor durch hellgraue Bankkalke repräsentiert, darüber folgen rötliche (Mittelnor) und dunkelgraue Bankkalke (Obnernor). Mittelnor und Obnernor sind fossilreich (Ammoniten, Halobiiden). Lithologische Ähnlichkeiten zwischen den obernorischen Bankkalken im oberen Mürztal und den etwa gleichalterigen Folgen der Naßwaldscholle sind unbestreitbar.

2.2. Proles Decke

Der bisher bekannte Schichtumfang der auf ihrer ganzen Erstreckung invers lagernden Proles-Decke umfaßt Oberladin bis Rhät; die Abfolge ist in Graukalkfazies entwickelt (Abb. 2, Profil 2). Über dem grau-violetten Hallstätter Bankkalk des Oberladins folgen Halobienschiefer (= „Mürztaler Mergel“ bei CORNELIUS 1939), schwarze Bankkalke des Oberkarns, sehr dickbankige hellgraue Bankkalke des Unternors, dunkelgraue Bankkalke des Mittel- bis Obnernors und Zlambachschichten (Rhät). Innerhalb dieser am ehesten der Zlambachfazies zuordenbaren Schichtfolge nehmen der Grauviolette Bankkalk und der hellgraue unternorische Bankkalk eine vermittelnde Stellung zur Hallstätter Salzbergfazies ein.

Auch in dieser Abfolge bestehen die größten lithologischen Ähnlichkeiten zu den Hallstätter Graukalken der Naßwaldscholle im Obnernor.

2.3. Naßwald-Halbfenster

Von lokalen Komplikationen abgesehen (WESSELY 1995)

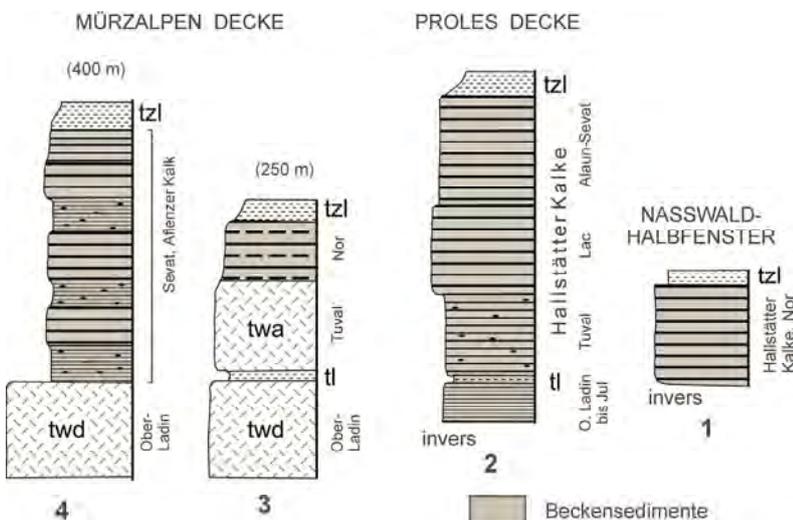


Abb. 2: Stratigraphische und lithofazielle Entwicklung der Hallstätter Schichtfolge im Naßwald-Halbfenster (Profil 1), der Proles-Decke (Profil 2) und der Mürzalpen-Decke (Profile 3 und 4).

Zur Lage der Profile vgl. Abb. 1.

Es bedeuten: twd = Wettersteindolomit, tl = Raibler Schichten (Halobienschiefer) i. w. S., twa = Waxeneckdolomit, tzi = Zlambachschichten. Zur lithofaziellen Ausbildung der Beckensedimente siehe Text.

Fig. 2: Stratigraphy and lithofacies of the Hallstatt limestones of the Nasswald half window (section 1), the Proles nappe (section 2) and the Mürzalpen nappe (sections 3 and 4). Position of the sections see Fig. 1.

twd = Wetterstein dolomite, tl = Raibl beds (Halobien shale), twa = Waxeneck dolomite, tzi = Zlambach beds. See Text for further explanations.

zeigt die Naßwaldscholle, zumindest entlang der besser aufgeschlossenen Bereiche beiderseits des Naß- und Schwarzriegelbaches, jene bereits von CORNELIUS (1936: Prof. 5) aufgezeigten Lagerungsverhältnisse: die den Schwarzriegelbach säumenden Wände und Felsstufen (Oberhofmauer) aus Hallstätter Graukalk werden von Tonschiefern unterlagert. Bezüglich der wandbildenden grauen Bankkalk hat bereits BITTNER (1893: 323) auf deren fazielle Analogie zu ähnlichen Hallstätterkalken bei Hernstein und im Miesenbachtal hingewiesen. Das punktuell auf Grund von Makrofossilfunden frühzeitig erkannte norische Alter (GEYER 1889, BITTNER 1893) ist nun durch zahlreiche Conodontenproben weiträumig bestätigt. An Hand von Geopetalgefügen ist klar ersichtlich, daß die Hallstätter Graukalke der Naßwaldscholle eine inverse Lagerung aufweisen.

Der Kontakt zu den unterlagernden dunklen Tonsteinen und Mergeln ist tektonisch überprägt, auch fehlen bisher überzeugende Fossilbelege für deren Alter. Allerdings liegt diese Serie ebenfalls verkehrt. Bisher war die Tonschiefer-/Mergelabfolge auf Grund ihrer Position unter den Hallstätter Bankkalken für karnisch gehalten worden. Auf Grund der Geopetalgefüge, die beide Serien als Teile einer inversen Abfolge ausweisen, erscheint es plausibel, die terrigenbetonte Serie als Zlambachschichten anzusprechen. Eine Zuordnung der Inversabfolge der Naßwaldscholle zu faziell ähnlichen Gesteinen der ebenfalls verkehrt lagernden Proles-Decke liegt zwar nahe, wäre aber damit noch nicht zwingend belegt. Erst auf der Basis von CAI-Untersuchungen an Conodonten aller für eine Parallelisierung mit der Naßwaldscholle in Frage kommenden tektonischen Einheiten (Mürzalpen-Decke, Proles-Decke) konnte dieses Problem endgültig gelöst werden.

3. Conodont Colour Alteration Index (CAI)-Werte

Das Probenmaterial wurde ausschließlich mit Essigsäure

aufbereitet. Die Bestimmung der Conodont Colour Alteration Index-Werte erfolgte auf einer weißen Unterlage im Vergleich zu einem Standard aus den Nördlichen Kalkalpen, der von GAWLICK & KÖNIGSHOF (1993) entwickelt und von GAWLICK, KRYSZYN & LEIN (1994) und LEIN, GAWLICK & KRYSZYN (1997) überregional geprüft und verbessert wurde. In diesem Standard der Nördlichen Kalkalpen und auf der Basis der in den Nördlichen Kalkalpen auftretenden Triasconodonten wurden in Anlehnung an KÖNIGSHOF (1992) die Oberflächenstruktur, die Fluoritapatitkristallgröße und die Farbe sowie die unterschiedliche Dicke von Conodontenelementen (z. B. der Gattungen *Gondolella*, *Gladigondolella*, *Epigondolella*) berücksichtigt. Der Standard wurde mit verschiedenen paläozoischen Standards aus den Appalachen und dem Rheinischen Schiefergebirge (Standards von A.G. HARRIS - U.S. Geological Survey, Reston, Standards von P. KÖNIGSHOF - Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt/Main) verglichen und an diesen Standards geeicht (siehe dazu GAWLICK & KÖNIGSHOF 1993; weiteres zur Methode u. a. bei NÖTH 1991 - cum lit., KÖNIGSHOF 1992 - cum lit. und BURNETT, HIGGINS & AUSTIN 1994).

Die CAI-Werte im Einzelnen

Proles-Decke: Die Hallstätter Gesteine der Proles-Decke, die nördlich der Mürzalpen Decke lagern, weisen mit einheitlichen CAI-Werten von CAI 1.5-2.0 eine generell niedrige Temperaturüberprägung auf (Abb. 3).

Naßwald-Halbfenster: Die Hallstätter Gesteine im Bereich des Naßwald-Halbfensters weisen mit einheitlichen CAI-Werten von CAI 1.5-2.0 wie die Hallstätter Gesteine der Proles Decke eine generell niedrige Temperaturüberprägung mit identischen CAI-Werten auf (Abb. 3).

Mürzalpen-Decke: Die Mürzalpen-Decke weist im Bereich des oberen Mürztals eine einheitlich hohe Temperaturüberprägung mit CAI-Werten von CAI 5.0 bis CAI 6.0 auf (GAWLICK et al. 1994).

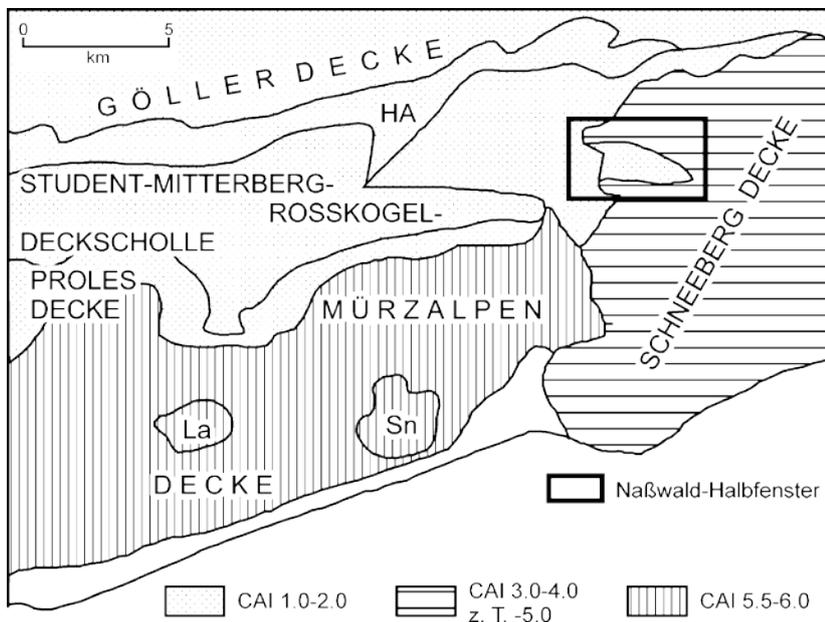


Abb. 3: CAI-Werte und Übersichtskarte der diagenetischen bzw. thermischen Überprägung im Bereich des Naßwald Halbfensters und angrenzender Gebiete.

Die tektonischen Grenzen sind identisch mit denen in Abb. 1.

Fig. 3: CAI values and map of the diagenetic and metamorphic overprint in the area of the Nasswald half window and adjacent areas.

Tectonic lines are identical with fig. 1.

Schneeberg-Decke: Die Gesteine der Schneeberg-Decke, die den tektonischen Rahmen des Naßwald-Halbfensters bilden, weisen mit einheitlichen CAI-Werten von CAI 3.0 bis CAI 4.0 (GAWLICK et al. 1994) eine deutlich höhere Temperaturüberprägung auf als die Hallstätter Gesteine im Bereich des Naßwald-Halbfensters (Abb. 3).

Student-Mitterberg-Roskogel Deckscholle: Die Gesteine der Student-Mitterberg-Roskogel Deckscholle weisen mit CAI-Werten von CAI 1.0 bis CAI 1.5-2.0 eine generell niedrige Temperaturüberprägung auf (Abb. 3).

Die jeweils invers gelagerten Hallstätter Schichtfolgen der Proles-Decke und im Bereich des Naßwald-Halbfensters zeigen somit in der regionalen Verteilung ihrer CAI-Werte (CAI 1.5-2.0) keine signifikanten Diagenese- bzw. Temperaturüberprägungsunterschiede. Die Schneeberg-Decke dagegen zeigt mit CAI-Werten von CAI 3.0-4.0 eine höhere, die Mürzalpen-Decke mit CAI-Werten von CAI 5.0 bis CAI 6.0 eine sehr hohe Temperaturüberprägung an. Auf Grund der unterschiedlichen Temperaturüberprägung und der jeweils eigenständigen stratigraphischen und lithofaziellen Entwicklungen können somit die unterschiedlichen tektonischen Einheiten gut voneinander abgegrenzt werden.

4. Diskussion der Ergebnisse

Temperaturüberprägungsuntersuchungen mit Hilfe der Conodont Colour Alteration Index (CAI) Methode ergaben für die Hallstätter Kalk-Folge des Naßwald-Halbfensters CAI-Werte von CAI 1.5-2.0. Damit ist die Herkunft der Serie vom Rücken der Mürzalpen-Decke auszuschließen, da die Mürzalpen-Decke im Bereich des oberen Mürztals eine einheitlich hohe Temperaturüberprägung mit CAI-Werten von CAI 5.5 bis CAI 6.0 aufweist. Dagegen weisen die Hallstätter Graukalke der Proles-Decke mit CAI-Werten von CAI 1.5-2.0 eine generell niedrige Temperaturüberprägung auf. Auf Grund der identischen lithologischen und faziellen Entwicklung der Hallstätter Schichtfolgen der Proles-Decke und der Hallstätter Schichtfolge im Bereich des Naßwald-Halbfensters, ihrer jeweils inversen Lagerung sowie einer gleichartigen Temperaturüberprägung wird die Hallstätter Serie des Naßwald-Halbfensters der Proles-Decke zugeordnet.

5. Ausblick

Am Beispiel der bis heute unklaren tektonischen Stellung des Naßwald-Halbfensters konnte gezeigt werden, daß nur mit Hilfe von detaillierten stratigraphischen, faziellen und Diagenese- bzw. Metamorphoseuntersuchungen auch tektonisch sehr umstrittene oder unklare Probleme gelöst werden können.

Die Verbindung einer detaillierten stratigraphischen, faziellen Analyse in Kombination mit der Analyse des Diagenese- und Metamorphosegeschehens mit Hilfe des Conodont Colour Alteration Index (CAI) wird die Kenntnis sowohl über den regionalen als auch den prinzipiellen Bau der

Nördlichen Kalkalpen deutlich verbessern.

Literaturverzeichnis

- BITTNER, A. (1893): Aus dem Schwarza- und dem Hallbachtale. - Verh. Geol. R.-A., **1893**: 320-326, Wien.
- BURNETT, R. D., HIGGINS, A. C. & AUSTIN, R. L. (1994): Carboniferous-Devonian CAI in England, Wales and Scotland. The pattern and its interpretation: a synoptic review. - Courier Forsch.Inst. Senck., **168**: 267-280, Frankfurt/Main.
- CORNELIUS, H.P. (1936): Erläuterungen zur geologischen Karte des Raxgebietes. - 1-54, Geol. B.-A., Wien.
- GAWLICK, H.-J. & KÖNIGSHOF, P. (1993): Diagenese, niedrig- und mittelgradige Metamorphose in den südlichen Salzburger Kalkalpen - Paläotemperaturabschätzung auf der Grundlage von Conodont Colour Alteration Index (CAI) Daten. - Jb. Geol. B.-A., **136** (1): 39-48, Wien.
- GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1994): CAI-Paleotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps - a general view. - Geol. Rdschau, **83**: 660-664, Berlin.
- GEYER, G. (1889): Beiträge zur Geologie der Mürztaler Kalkalpen und des Wiener Schneeberges. - Jb. Geol. R.-A., **39**: 497-784, 18 Abb., Taf. 13, Wien.
- KÖNIGSHOF, P. (1992): Der Farbänderungsindex von Conodonten (CAI) in paläozoischen Gesteinen (Mitteldevon bis Unterkarbon) des Rheinischen Schiefergebirges. Eine Ergänzung zur Vitrinitreflexion. - Cour. Forsch.Inst. Senck., **146**: 1-118, Frankfurt/Main.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A. (1962): Die Mürzalpen-Decke eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. - Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **171**: 7-39, Taf. 1, Wien.
- LEIN, R. (1972): Stratigraphie und Fazies der Obertrias der Mürztaler Kalkalpen. - Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 1-144, 25 Abb., 13 Beil., Wien.
- LEIN, R. (1981): Deckschollen aus Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Mürztaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **27**: 207-235, Wien.
- LEIN, R., GAWLICK, H.-J. & KRYSSTYN, L. (1997): Paläogeographie und tektonische Herkunft des Drauzuges - Eine Diskussion auf der Basis von Fazies- und Conodont Colour Alteration Index (CAI)-Untersuchungen. - Zbl. Geol. Paläont., **1996** (1/2): 471-483, Stuttgart.
- NÖTH, S. (1991): Die Conodontendiagenese als Inkohlungsparameter und ein Vergleich unterschiedlich sensitiver Diageneseindikatoren am Beispiel von Triassedimenten Nord- und Mitteldeutschlands. - Boch. geol. und geotechn. Arb., **37**: 1-169, Abb. 1-46, Tab. 1-14, Taf. 1-3, Bochum.
- PLÖCHINGER, B. (1980): Die Nördlichen Kalkalpen. - (In (Ed.): OBERHAUSER, R.: Der geologische Aufbau Österreichs), 217-264, (Springer) Wien.
- SPENGLER, E. (1931a): Die Puchberg-Mariazeller Linie und deren Bedeutung für den Gebirgsbau der östlichen Nordalpen. - Jb. Geol. B.-A., **81**: 487-530, Wien.
- SPENGLER, E. (1931b): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Schneeberg-St. Ägyd (mit Erläuterungen). - Wien (Geol. B.-A.).
- TOLLMANN, A. (1976): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. - 1-449, Text- und Tafelband, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2. - 1-710, (Deuticke) Wien.
- WESSELY, G. (1995): Bericht 1993 und 1994 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 74 Hohenberg. - Jb. Geol. B.-A., **138/3**: 496-497, Wien.

Im Jahr 1996 wurde das österreichische Sedimentologen-Treffen gegründet. Es soll vor allem informellen Charakter haben, neue Projekte sollen vorgestellt, Ergebnisse diskutiert und verschiedene Vorhaben geplant werden. Dieses Treffen findet immer an einem Samstag im November in Seewalchen am Attersee statt und dauert einen Tag. "Tagungskosten" fallen bei diesem Treffen keine an. Die Kosten des Bandes mit den Kurzfassungen werden von den jeweiligen Organisatoren bzw. den jeweiligen Instituten getragen.

Bisher fanden in Seewalchen vier Treffen statt. Im folgenden sind die Kurzfassungen der bisherigen Treffen (1996, 1997, 1998, 1999) abgedruckt. Die Kurzfassungen der folgenden Treffen sollen jeweils an dieser Stelle veröffentlicht werden.

1. Österreichisches Sedimentologen-Treffen Seewalchen am Attersee; 09. November 1996

Organisation: Christoph SPÖTL & Diethard SANDERS

Kurzfassungen

MÖGLICHKEITEN ZUR ABSCHÄTZUNG DES WÄRMEFLUSSES IN SEDIMENTBECKEN MIT HILFE DER CAI-METHODE

Hans-Jürgen GAWLICK

Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität Leoben

Am Beispiel des invertierten, früh-oberjurassischen Lammer-Beckens in den Nördlichen Kalkalpen mit einer Füllung aus triassischen Karbonaten in früh-oberjurassischen Matrixsedimenten (Mergel, Kieselchiefer, Radiolarite) wird mit Hilfe der Conodont Colour Alteration Index (CAI)-Methode die Möglichkeit aufgezeigt, Bereiche der thermischen Beeinflussung zu kartieren und in die Tiefe zu extrapolieren. Obwohl die sehr heterogen zusammengesetzte, früh-oberjurassische karbonat-klastische Beckenfüllung im Bereich der Lammerzone im Zuge der jüngeren Ostalpengeschichte mehrphasig deformiert wurde, können die Bereiche gleicher Temperaturüberprägung über Störungen und Lithofaziesgrenzen hinweg verfolgt werden. Es ist möglich, die Zunahme der diagenetischen Überprägung vom Hangenden der Beckenfüllung ins Liegende anhand von CAI-Werten kontinuierlich zu verfolgen und über die Mächtigkeit der Beckenfüllung den zur Zeit der thermischen Überprägung herrschenden geothermischen Gradienten größenordnungsmäßig abzuschätzen. Aus dem Bereich der westlichen Lammerzone liegen CAI-Werte flächendeckend aus allen im frühen Ober-Jura mobilisierten und umgelagerten Faziesbereichen des triassischen/liassischen Passiven Kontinentalrandes der Nördlichen Kalkalpen vor. Die einzelnen CAI-Werte zeigen dabei einen generellen Trend einer diagenetischen Überprägung von Süden nach Norden, d. h. vom Liegenden zum Hangenden der Beckenfüllung an. Die an der Basis und heute am weitesten im Süden der maximal 2000 m mächtigen Beckenfüllung liegenden Gesteine aus dem Zlambachfaziesraum zeigen mit CAI-Werten von CAI 2.0-2.5 und CAI 2.5 die höchste diagenetische Überprägung an, die stratigraphisch am höchsten und heute am weitesten im Norden liegenden Gesteine aus dem Hallstätter Salzbergfaziesraum weisen mit CAI-Werten von CAI 1.0 keine thermische Überprägung auf.

Die CAI-Werte im Einzelnen: Die Gollinger Hallstätter Schollen aus dem Hallstätter Salzbergfaziesraum als hangendstes Schichtglied der früh-oberjurassischen Beckenfüllung weisen mit CAI-Werten von CAI 1.0 die geringste Überprägung auf. Aufgrund der geringen Mächtigkeit der Hallstätter Kalke zeigen auch die

einzelnen Schichtglieder unterschiedlichen stratigraphischen Alters einheitliche CAI-Werte. Diese Hallstätter Kalke der Gollinger Hallstätter Schollenregion werden unterlagert von der mehr als 1200 m mächtigen Schichtfolge des Gollinger Schwarzenbergkomplexes, der aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich hergeleitet werden kann. Dabei zeigen die CAI-Werte aus Ober-Trias Schichtgliedern im Hangenden des Schwarzenbergkomplexes CAI-Werte von CAI 1.0. Die CAI-Werte aus der Mittel-Trias weisen im Westen mit CAI-Werten von CAI 1.0 auf eine ähnliche Größenordnung der diagenetischen Überprägung wie die Ober-Trias Conodonten hin. Im Osten und Südosten nehmen die CAI-Werte aus der Mittel-Trias kontinuierlich über CAI 1.5 bis CAI 1.5-2.0 zu. Während im Westen die Mittel-Trias Karbonate (CAI 1.0) direkt von Oberalmer Schichten des höheren Ober-Jura überlagert werden, es also keinen Hinweis auf eine mächtige Überlagerung zur Zeit der Beckenfüllung im frühen Ober-Jura gibt, kann für den Ost- bzw. Südostteil des Gollinger Schwarzenberges (CAI 1.5-2.0 und CAI 2.0) zur Zeit der Beckenfüllung im frühen Ober-Jura mit einer mächtigen Ober-Trias Karbonatfolge als Überlagerung gerechnet werden. Dadurch werden die unterschiedlichen CAI-Werte in unterschiedlicher geographischer Position aber aus gleichem stratigraphischen Niveau stammend erklärt. Unterlagert wird der Gollinger Schwarzenbergkomplex von Schollen aus dem eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesbereich (Holzwehralmscholle) mit einheitlichen CAI-Werten von CAI 1.5 bzw. CAI 1.5-2.0 im Liegenden. Diese CAI-Werte können direkt mit der Überlagerungsmächtigkeit der Beckenfüllung in Zusammenhang gebracht werden. Der basale Teil der Beckenfüllung besteht aus verschiedenen Brekzienkörpern, deren Komponentenmaterial zum größten Teil aus dem Zlambachfaziesraum hergeleitet werden kann bzw. einzelnen Großschollen aus dem Zlambachfaziesraum. Die CAI-Werte der Conodonten aus den Komponenten der Brekzienkörper liegen bei CAI-Werten von CAI 2.0-2.5, vereinzelt bei CAI 2.5. Die CAI-Werte aus den Schollen an der Basis liegen bei CAI-Werten von CAI 2.0-2.5 und nehmen zum Hangenden hin ab über CAI 2.0 zu CAI 1.5 in direkter Korrelation mit der Überlagerungsmächtigkeit der Beckenfüllung in Abhängigkeit von der geographischen Position. Einzelne höhere CAI-Werte innerhalb der CAI-Bereiche liegen in der Nähe von Störungen bzw. von Überschiebungsbahnen und zeigen deshalb um CAI 0.5 über dem regionalen Trend erhöhte Werte.

Bei einer aus den einzelnen Schichtgliedern abgeleiteten Mächtigkeit der Beckenfüllung von maximal 2000 m kann somit der geothermische Gradient z. Zt. der diagenetischen Überprägung größenordnungsmäßig abgeschätzt werden. Er liegt aufgrund der

ermittelten CAI-Werte und den daraus abgeleiteten Temperaturen bei 35-40 °C/1000 m Überlagerungsmächtigkeit und steht in zeitlichem Zusammenhang mit dem oberjurassischen/unterkre-tazischen Temperaturereignis in den Nördlichen Kalkalpen.

MODELLIERUNG DER DYNAMIK VON EROSIONSPROZESSEN

Achim KAMELGER

Geologisches Institut, Universität Basel

Im vorliegenden Projekt sollen einige Aspekte der Dynamik von Erosionsprozessen untersucht werden. Einerseits wird versucht, die Charakteristik von Landschaftsformen genauer als nur durch ein digitales Geländemodell und die daraus abgeleiteten Modelle (z. B. Hangneigung, Exposition) zu bestimmen. Andererseits werden an Testgebieten in den Alpen und an synthetisch (z. B. fraktal, FFT) erzeugten Geländemodellen die Erosionsprozesse simuliert und mit bekannten Massenbilanzen beispielsweise aus Stauseen verglichen.

Verwendet werden dafür selbstgeschriebene Programme und das Simulationsprogramm "Drainal" (BEAUMOUNT et al. 1992), das an einigen Stellen für diese Arbeit modifiziert werden musste. Es sollen neue Erkenntnisse über die zeitliche und räumliche Bedeutung der einzelnen Parameter (Lithologie/Material-eigenschaften, Hangneigung,

Klima/Vegetation, Meeresspiegelschwankungen, Subsidenz, tektonische Prozesse, usw.) und deren Auswirkung auf die geomorphologische Entwicklung einer Landschaft gewonnen werden.

Ein prinzipielles Problem bei Simulationen ist, dass die benötigten Modellparameter nur teilweise vorhanden oder (in vertretbarer Genauigkeit) gar nicht bekannt sind. Ebenso sind viele beteiligte Mechanismen und deren Wirkung noch unbekannt. Deshalb muss man sich darauf beschränken, vereinfachte Modelle zu berechnen. Durch die Kombination, der aus einer Vielfalt solcher Modelle gewonnenen Resultate, können anschliessend komplexe Szenarien zum besseren Verständnis der Dynamik von Erosionsprozessen abgeleitet werden.

Literatur

BEAUMOUNT, Ch., FULLSACK, Ph., HAMILTON, J. (1992): Erosional control of active compressional orogens. - (In: McCLAY, K.R. (Ed.): Thrust Tectonics), 1-18, Chapman & Hill.

BLOCKGLETSCHER ALS WASSERSPEICHER UND TRANSPORTMEDIUM FÜR VERWITTERUNGSSCHUTT

Karl KRAINER

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck

Aktive Blockgletscher sind lappen- bis zungenförmige Körper aus gefrorenem Schutt, die sich hang- oder talabwärts bewegen mit Geschwindigkeiten von einigen cm bis einigen dm/Jahr und eine ganz charakteristische Morphologie aufweisen: steile Stirn und steile Ränder (sind somit scharf gegen die Umgebung abgegrenzt), unruhige Oberfläche mit Loben, langgezogenen Rücken und Vertiefungen (WAHRHAFTIG & COX 1959, BARSCH 1983, 1996, GIARDINO et al. 1987). Sie werden auf Kriechbewegungen des alpinen Permafrostes zurückgeführt (HAEBERLI 1985). In den Ostalpen finden sich Blockgletscher meist in Höhen von über 2.500 m Seehöhe, sind beispielsweise in den Stubai- und Ötztal- Alpen weit verbreitet.

Das besondere Interesse an Blockgletschern liegt in folgenden

Punkten:

- 1) Aktive Blockgletscher sind wichtige Transportsysteme für Verwitterungsschutt im Hochgebirge, transportieren riesige Schuttmassen hang- und talabwärts. Aktive Blockgletscher benötigen permanenten Nachschub an großen Schuttmassen. Entsprechend ist der Schuttanfall (abhängig von Gesteinsuntergrund, Lagerung, Klüftung, Verwitterungsgrad etc.) von großer Bedeutung.
- 2) Blockgletscher können große Mengen an Wasser (in Form von Eis) speichern und somit wichtige Wasserreservoirs darstellen. UNTERSWEG & SCHWENDT (1995) konnten an fossilen Blockgletschern der Niederen Tauern ein hohes Potential an Wasserreserven feststellen.
- 3) Blockgletscher sind als Permafrosterscheinungen auch für technische Bauten im Hochgebirge (Wege, Seilbahnen, Lawinenverbauung, Schutzhütten etc.) von großer Bedeutung.
- 4) Darüberhinaus liefern Blockgletscher auch wichtige Hinweise auf das Paläoklima bzw. auf Klimaänderungen.

Einige ausgewählte Blockgletscher in den westlichen Stubai- Alpen und Ötztal- Alpen sollen hinsichtlich folgender Punkte im Detail untersucht werden:

- 1) Kartierung (einschl. Luftbilddauswertung) der Blockgletscher und deren Einzugsgebiet,
- 2) Geologie des Einzugsgebietes,
- 3) Sedimentologie,
- 4) Interner Aufbau und Mächtigkeit,
- 5) Temperaturverhalten,
- 6) Hydrogeologische Eigenschaften.

Die Untersuchungen sollen einen Beitrag zur Bedeutung von aktiven Blockgletschern in den Ostalpen liefern, insbesondere zu Fragen der Entstehung, Dynamik und Hydrologie.

Literatur

BARSCH, D. (1983): Blockgletscherstudien, Zusammenfassung und offene Probleme. - Abh. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys.-Kl. 3 F, 35: 116-119.

BARSCH, D. (1996): Rockglaciers. - Springer Verlag, Berlin.

GIARDINO, J.R., SHRODER, J.F. & VITEK, J.D. (1987): Rock Glaciers. - (Allen & Unwin) Boston.

HAEBERLI, W. (1985): Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. - Mitt. Vers. f. Wasserbau, Hydrologie u. Glaziologie, 77: 1-142.

UNTERSWEG, Th. & SCHWENDT, A. (1995): Die Quellen der Blockgletscher in den Niederen Tauern. - Ber. Wasserwirtsch. Planung, Bd., 78: 1-71.

WAHRHAFTIG, C. & COX, A. (1959): Rock glaciers in the Alaska Range. - Geol. Soc. Am. Bull., 70: 383-436.

MASSENILANZIERUNG DER MITTELTRIADISCHEN SCHLERN/ ROSENGARTEN-KARBONATPLATTFORM (DOLOMITEN, SÜDALPEN)

Florian MAURER

Institut für Geologie, Universität Wien

Mitteltriadische Karbonatplattformen sind in den Südalpen weit verbreitet. Tektonisch ungestörte Aufschlüsse derselben finden sich in den Dolomiten, wo eine direkte Korrelation von Plattform-sedimenten (Schlerndolomit) mit den Beckensedimenten (Buchensteiner Schichten) möglich ist.

Am Rosengartenmassiv (westliche Dolomiten) ist die Plattform/ Becken-Verzahnung in einer Länge von 4 km und einer Höhe von 600 m erhalten. Das erodierte Plattformtop steht am benachbarten Schlern an, wo die Gesamtmächtigkeit der Plattform ca. 900 m erreicht. Die clinoforms des Schlerndolomits weisen eine durchschnittliche Neigung von 30° auf, die Korrelation der Beckenprofile wird durch das Vorhandensein von Tuffitmarkern und Lapilli-horizonten erleichtert.

Der Rosengarten zeigt in beeindruckender Weise die Plattformentwicklung über eine Zeitspanne von vier Ammonitenzonen. Das Wachstum beginnt im Illyr 2 (Reitzi-Zone) mit starker Aggradation; im Fassan (Nevadites- und Curionii-Zone) nimmt die Subsidenz ab und die Sedimentation wechselt vom Vertikalwachstum zur Progradation. Das basale Langobard (Gredleri-Zone) ist charakterisiert von rascher Progradation mit starkem Eintrag von Plattformbreccien ins Becken (Punta Masaré, Südende des Rosengartenmassivs). Das plötzliche Ende des Plattformwachstums - bedingt durch vulkanische Tätigkeit am Beginn der Archelaus-Zone - kann am Ostende der Plattform im Fassatal beobachtet werden.

Jüngst wurden Tuffite an der Basis und am Top der gleichaltrigen Buchensteiner Schichten von einer Forschergruppe um P. BRACK (ETH Zürich) radiometrisch datiert. Diese Daten bilden die grundlegende Voraussetzung dafür, die verschiedenen Wachstumsstadien zeitlich abgrenzen zu können.

Mit Hilfe von sedimentologischen Detailuntersuchungen (Korrelation der clinoforms des Schlerndolomits mit den Buchensteiner Schichten) und der Alterseinstufung der Beckensedimente mittels Conodonten sollen in dieser Arbeit folgende Werte ermittelt werden:

- Wende Aggradation/Progradation
- Wachstumspotential (Maximalwerte des Vertikalwachstums)
- Sedimentationsraten für die Progradation (highstand shedding)

Für das Wachstumspotential werden Extremwerte erwartet, führt doch die starke Subsidenz und der relative Meeresspiegelanstieg (insgesamt über 800 m in weniger als 5 Ma) in der Mitteltrias zu einer enormen Streßsituation für das südalpine Ökosystem. Tatsächlich konnten einige Karbonatplattformen weiter im Osten (Cenera, zentrale Dolomiten; Cadore und westliche karnische Alpen) der starken Subsidenz nicht standhalten und ertranken bereits im Anis/Ladin-Grenzbereich.

Aus langjährigen Untersuchungen an Karbonatsystemen hat sich gezeigt, daß die Sedimentationsraten umso mehr ansteigen, desto kürzer die Zeitspanne ist, die man beobachtet (W. SCHLAGER, mündliche Mitteilung). Ob zwischen der Karbonatsedimentation in der Mitteltrias und rezenten Systemen (Bahamas, Great Barrier Reef) auch solche Unterschiede auftreten, soll in dieser Untersuchung ebenfalls erörtert werden.

VERFORMUNG VON UNVERFESTIGTEN SEDIMENTEN: DIE UNTERANGERBERGER SCHICHTEN, UNTERINTALER TERTIÄR, TIROL

Hugo ORTNER

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck

Die Unterangerberger Schichten wurden während des spätesten Rupel (Oligozän) in einem Pull Apart Becken an der Inntalstörung abgelagert. Sie bilden die Prodeltafazies zu dem von Osten her nach Westen vorstoßenden Flußsystem der Oberangerberger Schichten aus den Zentralalpen, das über die pelagischen Zementmergel progradiert. Es wurde eine Wechsellagerung feinklastischer Sedimente (Tone, Silte, Mergel; Schlammurbidite) mit turbiditische Sandsteinen abgelagert.

Über einer m-mächtigen Scherzone, welche die Unterangerberger Schichten durchschneidet, finden sich an den Bankunterseiten der Sandsteinbänke am Kontakt zu Mergellagen auffällige Runzeln, die über den gesamten Bereich ihres Auftretens konstant orientiert sind.

Nach DZULINSKY & SIMPSON (1966; Geol. Rom. V, 197 - 215) entstehen solche Runzeln, wenn zwei Schichten mit inversem Dichtegradienten aufeinander abgelagert werden und die obere Schichte eine geringere Viskosität hat als die untere. Die länglichen Formen entstehen durch Slumping des Materials kurz nach der

Ablagerung. In unbewegtem Sediment entstehen in einem solchen Fall polygonale Zellen (ähnlich wie Load Casts). Die Dimensionen dieser Wülste entspricht in etwa der Dicke der Schichten, in denen die Strukturen entstehen. Eine weitere Möglichkeit, solche Runzeln zu erzeugen, sind konvektionsartige Bewegungen der Partikel im Turbiditstrom während der Ablagerung (ANKETELL et al. 1970; Roc. Polsk. Tow. Geol. XL).

In den Unterangerberger Schichten gehen einige der Runzeln über in kleine Aufschiebungen, an denen die Sandsteinbänke z. T. dachziegelartig übereinander gestapelt werden. Die Aufschiebungsrichtung ist Top nach SW. Im Bereich dieser Aufschiebungen sind die Sandsteinbänke gelegentlich plastisch verformt, die Oberkanten der Sandsteinbänke sind jedoch eben. Die Scherflächen verschwinden meistens innerhalb der Sandsteinbank. Die verfalteten Sandsteinbänke werden von Dehnungsspalten durchschlagen, die ebenfalls parallel zu den Runzeln orientiert sind. Die C- und O-Isotopen der Zemente in den Spalten deuten ebenfalls auf eine frühe Entstehung der Spalten. Da die Runzelstrukturen nicht parallel zum Slumping, sondern quer dazu stehen und die Dimensionen der Runzeln nicht an die Dicke der Sandbänke, in denen sie auftreten, gebunden sind, wird eine tektonische Entstehung der Runzeln vermutet. Ein weiteres Indiz für tektonische Entstehung ist ihr Fehlen unterhalb der Aufschiebung in den Unterangerberger Schichten.



Abb. 1: Flute Casts an einer Bankunterseite werden von Aufschiebungen schräg abgeschnitten. Die schräge Orientierung der Rampen kommt durch die gleichzeitige Aktivität des Slumping zustande.

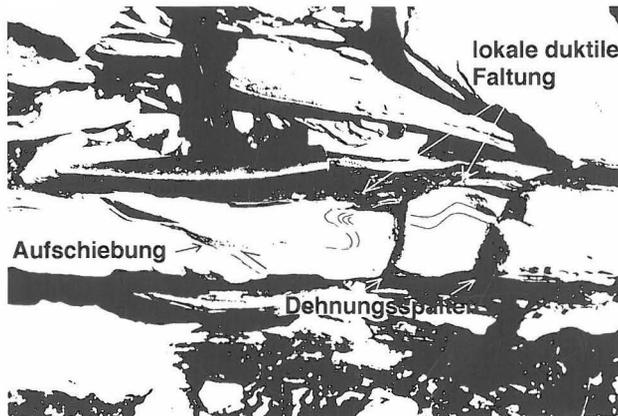


Abb. 2: Rampenbildung, Faltung und Dehnungsspalten in einer Sandsteinbank

Es wird folgendes Modell vorgeschlagen: Eine Rampen - Flachbahnstruktur kompensiert synsedimentäre Verkürzung im Abla-

gerungsraum der Unterangerberger Schichten. Kommt das Sediment zur ersten Rampe, so kommt es zur Einengung und Ausbildung von Runzeln an den Bankunterseiten. Beim Erreichen der ersten Flachbahn wird das Sediment wieder gedehnt, und es entstehen Dehnungsspalten, die die älteren Einengungsstrukturen durchschlagen. Zwischen zwei Rampenantiklinalen könnte es zur Kanalisierung von Turbiditströmen kommen, was die gleiche Ausrichtung von Strömungsmarken und Runzeln erklären würde. Die Top nach SW Aufschiebung ist, nachdem sie gerade abgelagertes, noch weiches Sediment überprägt, in ihrem Alter auf das mittlere Oligozän, oberes Rupel datierbar.

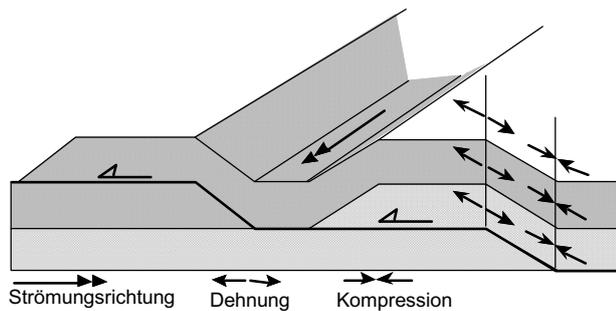


Abb. 3: Modell der Deformation der Unterangerberger Schichten

PALÄO GEOGRAPHIE UND PALÄO BIOGEOGRAPHIE IM OSTMEDITERRAN UND WESTLICHEN INDOPAZIFIK IM ZEITRAUM OBEROLIGOZAN/UNTERMIOZAN

Werner E. PILLER, Jürgen SCHLAF, Oleg MANDIC, Fritz F. STEININGER, Ulrike WIELANDT, Mathias HARZHAUSER, James H. NEBELSICK & Frithjof SCHUSTER

Institut für Paläontologie, Universität Wien; Forschungsinstitut und Museum Senckenberg, Frankfurt; Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Tübingen

Während des Oligozäns kam es zu einer weltweiten Abkühlung, was zur Bildung mächtiger Eisschilder auf dem antarktischen Kontinent und einem globalen Absinken des Meeresspiegels führte. Durch die Meeresspiegelabsenkung in Verbindung mit Kontinentalbewegung und regionaler Tektonik kam es außerdem zu einer Unterbrechung von Meeresverbindungen und einem Verschwinden der Tethys. Dies führte zur Entstehung zweier großer mariner Provinzen, der Atlantischen und der Indopazifischen, zwischen denen die Wanderung mariner Organismen unterbrochen war. An der Wende vom Oligozän zum Miozän (ca. 24 Millionen Jahre vor heute) begann eine neuerliche Erwärmungsphase, die zu einem deutlichen Meeresspiegelanstieg führte und damit zu einer großflächigen Überflutung von Landbereichen. Dies eröffnete neue Wanderwege für marine Organismen. Eine solche Verbindung wird im Gebiet des heutigen Zagros Gebirges und dessen Vorland angenommen. Da dieser Raum bisher völlig unzureichend untersucht wurde, ist aber weder die genaue Position dieser Meeresverbindung noch ihre exakte zeitliche Existenz noch deren paläobiogeographische Auswirkung bekannt.

Um diese für die jüngere globale Entwicklung wesentliche Frage zu lösen, werden im Bereich dieser ehemaligen Meeresverbindung (Iran) und deren Fortsetzung in das Ostmediterrän (Türkei, Griechenland, Ägypten) detaillierte geologische und paläontologische Feldstudien unternommen. Da die Entwicklung nicht nur durch "einfache" Klimaänderungen sondern durch ein Zusammentreffen bzw. eine Überlagerung verschiedener Faktoren, wie z. B. Kontinentaldrift und regionaler Tektonik, bestimmt wurde,

soll für einen Lösungsansatz eine Vielzahl geologischer, stratigraphischer und paläontologischer Daten erhoben und analysiert werden.

Erste Untersuchungen wurden im Zentraliran durchgeführt, wo 3 Profile in der Qom-Formation detailliert aufgenommen wurden. In den Profilen von Chalheghareh und Qom (>300 m Mächtigkeit) (Becken von Qom) entwickeln sich über kontinentalen Sedimenten (Lower Red Formation) flachmarine siliziklastisch/karbonatische Serien, die sehr fossilreich sind (Großforaminiferen, Echiniden, Mollusken, coralline Rotalgen). Im oberen Abschnitt des Profiles kommt es zu Evaporiteinschaltungen und nach weiteren flachmarinen Sedimenten folgen wieder kontinentale Ablagerungen (Upper Red Formation). Das Profil von Abadeh (Becken von Isfahan) (>160 m) beginnt an der Basis mit nummulitenführenden Mergeln, die ebenfalls von einer abwechslungsreichen siliziklastisch-karbonatischen, sehr fossilreichen (Großforaminiferen, Korallen, Mollusken, Echiniden, coralline Rotalgen) Wechselfolge überlagert werden. Biostratigraphische Daten sind derzeit noch ausständig.

DIE OBEROZÄNEN ROTALGENKALKE ("LITHOTHAMNIENKALK") DER OBERÖSTERREICHISCHEN MOLASSEZONE

Michael RASSER & Werner E. PILLER

Institut für Paläontologie, Universität Wien

Das Obereozän der oberösterreichischen Molassezone, aus ca. 200 Bohrungen der Rohöl AG bekannt, enthält bis zu 80 m mächtige Rotalgenkalke, die unter dem Begriff "Lithothamnienkalk" bekannt sind.

Die obereozänen Sedimente transgredieren auf eine morphologisch stark differenzierte mesozoische Plattform. Die vielfältige Morphologie dieses Untergrundes wird vorwiegend durch im Zeitbereich späteste Kreide bis frühestes Alttertiär angelegte, NW-SE und NNW-SSE streichende Störungen verursacht. Eine dreidimensionale Rekonstruktion des prätertiären Untergrundes zeigt entsprechende Horst- und Grabenstrukturen, welche den obereozänen Ablagerungsraum in verschiedene Einzelbecken gliedern. Die markanteste Hochzone ist die Zentrale Schwellenzone als Verlängerung des Landshut-Neuöttinger Hochs.

Die Transgression des Obereozäns erfolgte von SW nach NE. So kommt es zur Ausbildung von limnisch-fluviatilen Sedimenten und flachmarinen Sanden, welche vor allem im NE limnischen Einfluß zeigen. Über den marinen Sanden und diesen zwischengeschaltet folgen Rotalgenkalke ("Lithothamnienkalk"). Weiter im SW, einem Bereich mit verstärkter Subsidenz, kommt es zur Bildung von mit Rotalgenkalcken verzahnten Nummulitenkalcken, Discocylinenmergeln und im Hangenden schließlich Globigerinenmergeln.

Der Übergang von den terrigenen Sedimenten in die Rotalgenkalke erfolgt in der Regel kontinuierlich. Die Wuchsformen der Corallinaceen sind in diesem Bereich im wesentlichen von der Korngröße der terrigenen Sedimente abhängig. In tonigem Sediment kommt es zur Ausbildung von Corallinaceen-Bindstones, die aus dem Sediment aufliegenden Corallinaceenkrusten bestehen; in den vorherrschenden Quarzsandsteinen hingegen kommt es zur Bildung von Corallinaceenästchen.

Die Rotalgenkalke erreichen ihre größten Mächtigkeiten im Bereich der Zentralen Schwellenzone. Entgegen der vielfach publizierten Interpretation handelt es sich dabei jedoch um kein Riff, sondern lediglich um Akkumulationen von Corallinaceenästchen (Maerl) und -knollen (Rhodolithen), die kein zusammenhängendes Gerüst bilden. Korallen kommen nur als Solitärformen vor.

Die Rückkipfung von N-S Profilen unter Berücksichtigung der tektonischen Abschiebungen ergibt Höhendifferenzen von weit über 200 m zwischen den Hoch- und Tiefzonen. Da derartige

Rotalgenakkumulationen nicht in diesen Tiefen entstehen können, und da sich das Obereozän mit kontinuierlicher Mächtigkeit von max. 110 m der Morphologie anpaßt, dürfte es sich um posteozeäne Aufwölbungen (fault propagation folds) im Zuge der Beckeninversion handeln.

Ein wesentliches Problem ergibt sich bei der Korrelation der Bohrprofile. Weder Biostratigraphie (fehlende verwertbare Fossilien) noch Seismik (zu geringe Auflösung) konnten hier bisher Hinweise liefern.

Diese letztgenannten Probleme sollen nun anhand von weiterführenden Detailuntersuchungen der Rotalgenassoziationen geklärt werden. Weitere zukünftige Schwerpunkte werden sich auf die Rekonstruktion des Ablagerungsraumes und die Entwicklung der Rotalgenassoziationen konzentrieren. Schließlich sollen paläobiogeographische Vergleiche mit zeitgleichen Rotalgenvorkommen von Mediterran und Paratethys vorgenommen werden.

HOCHAUFLÖSENDE STRATIGRAPHIE

Diethard SANDERS

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck

Die Geschichte der Stratigraphie ist von der Debatte um die chronostratigraphische Signifikanz stratigraphischer Einheiten gekennzeichnet. Die Sequenzstratigraphie ist aus der stratigraphischen Interpretation reflexions-seismischer Profile entstanden. Zwei Interpretationen machten die Sequenzstratigraphie sehr attraktiv, (1) eine Sequenz ist das Produkt einer vollständigen Meeresspiegelschwankung, (2) Sequenzgrenzen bilden sich erdweit gleichzeitig (infolge glazieo-eustatischer Meeresspiegelschwankungen). Vor allem quartärgeologische und geophysikalische Daten zeigten aber, dass gerade glazieo-eustatische Meeresspiegelschwankungen nicht erdweit gleich sein können.

Die Parasequenzgrenzen, die in den Sequenzmodellen vom paraischen Milieu bis zum Fuss des Abhangs durchgezogen sind, sind vor allem am Schelf als Faziesübergänge an marinen Flutungsfächen erkennbar. In anderen Positionen sind diese Faziesübergänge bzw. Flächen oft schwierig oder nicht lokalisierbar. Dies wurde vor allem durch die Bemühungen um hochauflösende Stratigraphie gezeigt. Bei der feldgeologischen Anwendung der Sequenzstratigraphie treten daher oft Zweideutigkeiten in der Korrelation von Parasequenzen und ganzen Parasequenz-Paketen auf. Akkumulation und Erosion werden vom base-level ("Erosionsbasis") gesteuert. Der base-level ist von vielen Faktoren kontrolliert, nicht nur vom Meeresspiegel. Eine Schwankung des base-level kann in einem Bereich als geologisch erkennbarer Wechsel aufgezeichnet sein, in einem anderen Bereich nicht. Dieses Phänomen ist für Parasequenzen, Parasequenzbündel und Sequenzen dokumentiert.

Heute werden in einem zunehmenden Ausmass "high-frequency sequences" bekannt. Deren Grenzen werden seitlich oft über relativ kurze Distanzen unerkennbar. Die landwärtigen Ausläufer von high-frequency sequences können sich auf eine einzige Parasequenz oder wenige Parasequenzen mit ähnlichen Charakteristika beschränken. Ohne grössere seitliche Kontrolle oder deutliche Hinweise auf erzwungene Regression können solche Parasequenzen/-pakete z. B. in paraischen zyklischen Abfolgen kaum eindeutig als Teil einer eigenen high-frequency sequence erkannt werden. Verschiedene Computersimulationen (z. T. mit sehr unterschiedlichen methodischen Ansätzen) von Ablagerung und Erosion zeigen, dass auch bei völlig unregelmässigen (random-walk) oder zufälligen Schwankungen des Akkomodationsraumes Schichtsäulen erzeugt werden, die sehr ähnlich natürlichen Schichtsäulen sind. Die grob lognormale Verteilung von Bankungsdicken und wahrscheinlich auch Schichtlücken mag auf stochastische oder nicht-deterministische Steuerung der Sedimentakkumulation hindeuten. Die alte Debatte um die weltweite Korrelierbarkeit stratigraphischer

Einheiten ist nach wie vor offen. Wesentlich sind die neuen Erkenntnisse, die bei der Fortführung der Debatte anfallen. In der ständigen Abwandlung, Verfeinerung oder Neueinführung von stratigraphischen/sedimentologischen Modellen spielen feldgeologische Daten eine tragende Rolle.

OBERTRIADISCHE KARBONATPLATTFORMEN IN DEN JULISCHEN ALPEN (SLOWENIEN)

Jürgen SCHLAF

Institut für Geologie, Universität Wien

Die mächtigen Triasserien der Julischen Alpen (Slowenien) sind in sedimentologischer und paläogeographischer Hinsicht schlecht untersucht. Seit ca. einem Jahr wird versucht, obertriadische Karbonatplattformen dieser Region dementsprechend zu analysieren. Diese Untersuchungen sollen auch ein Versuch sein, paläogeographische Vorstellungen über die Julischen Alpen zu entwickeln und ihre Beziehungen zu anderen Triasgebieten (Karawanken, Steiner Alpen, Dolomiten) zu diskutieren. Ausgangspunkt dieser Analysen ist das Vrata Tal, wo der Rand und Hang einer nach SSW progradierenden unternorischen Karbonatplattform gut aufgeschlossen ist.

Die Progradation beginnt an dieser Lokalität an der Wende Karn/Nor, wobei ein tuvalisches tiefermarines Becken mit Karbonatklastika (Breccien, feinkörnige und grobkörnige Turbidite, grain flows) flachmariner Herkunft beliefert wird. Die Ablagerungen dieses Plattformvorstoßes bilden eine ca. 280 m mächtige massive Bank ohne interne Schichtfugen. Die Schüttungen dieser beginnenden Progradation werden von einer Karbonatplattform mit flachen Hangwinkeln hergeleitet, da keine Klinoforme entwickelt sind und die karbonatklastischen Schüttungen das gleiche Einfallen wie die unterlagernden oberkarnischen Beckensedimente zeigen. Aus dieser progradierenden Plattform entwickelt sich dann noch im unteren Nor ein rimmed shelf mit nach oben konkaven Klinoformen (ca. 400 m mächtig), die deutlich steiler einfallen, als die unterlagernden Einheiten. Die proximalen Klinoforme zeigen eine für Karbonathänge außergewöhnliche Zusammensetzung. Sie bestehen aus Bivalven-reichen floatstones, die mit dicht gepackten Muschelschillen wechsellagern. Diese Bivalven-reichen Hangsedimente verzahnen mit Riffbildungen des Plattformrandes. Für die proximalen Klinoforme konnten Hangwinkel von 20-30° rekonstruiert werden, die dann beckenwärts flacher (10-20°) werden. Die distalen Hangsedimente werden von peloidal wacke-, pack- und grainstones aufgebaut. In diese feinkörnige Abfolge sind Bivalven-reiche floatstones eingeschaltet, die zahlreiche PISOIDE enthalten. Einige Bänke des distalen Hanges keilen beckenwärts aus. Während des unteren Nor ist diese Plattform um mindestens 3,5 km nach SSW progradiert.

Für den rimmed shelf läßt sich folgendes Faziesbild entwerfen: Riffe am Plattformrand werden von einem Plattformhang gesäumt, auf dem zahlreiche byssustragende Bivalven gesiedelt haben. Distale Hangabschnitte sind vom oberen Hang gravitativ mit feinkörnigen, Peloid-reichen Sedimenten beliefert worden. Grobkörnige, Bivalven- und PISOID-reiche Einschaltungen sind das Resultat außergewöhnlicher sedimentologischer Ereignisse. Hier kann man Erdbeben oder schwere Stürme als auslösende Mechanismen annehmen, die große Massen des oberen Hanges instabil werden ließen und verantwortlich sind für grobkörnigen Sedimenteintrag. Zahlreich vorhandene PISOIDE in diesen grobkörnigen Schüttungen weisen auf oftmalige subaerische Exposition und meteorische Diagenese der Plattform hin.

Der Nachweis beckenwärts auskeilender Schüttungen (sowohl feinkörnige als auch grobkörnige) hat vor allem für zyklostratigraphische Untersuchungen an Beckenturbiditen weitreichende Konsequenzen. Das Erfassen eventuell vorhandener Zyklen in Beckensedimenten ist bei gravitativ eingetragenen Plattform-

material von der Lage der aufgenommenen Profile abhängig. Je nach Profilposition werden einmal Schüttungen erfasst und gehen in die zyklustratigraphische Analyse ein, oder sie finden durch ihr Auskeilen keine Berücksichtigung. Demnach sind in Beckenturbiditen nachweisbare Zyklen mit äußerster Vorsicht als Milankovitch-Zyklen zu interpretieren.

FLUORESZENZ-MIKROSKOPIE IN DER SEDIMENTPETROGRAPHIE

Christoph SPÖTL

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck

Trotz eines stetig wachsenden Fuhrparks an ausgefeilten analytischen Methoden bildet eine fundierte licht-mikroskopische Analyse die Basis von sedimentpetrologischen Untersuchungen. Nicht selten jedoch stellt sich eine petrographische Untersuchung als schwierig heraus, etwa bei diagenetisch alterierten Karbonatgesteinen. Je nach Fragestellung werden daher zusätzliche Methoden angewandt, die von einfachen (z. B. FOLK'S Weißblatt-Technik Färbemethoden) bis zu komplexen und auch häufig geräteintensiven reichen (z. B. Kathodolumineszenz, Rückstreuелектронен-Abbildung).

Eine in der Sedimentpetrologie noch wenig bekannte Methode ist die UV/Blau- (Epi-)Fluoreszenz-Mikroskopie, Standardmethode in der Kohlepetrographie, aber auch in den Biowissenschaften. Das Potential dieser Methode wurde zwar bereits vor gut 10 Jahren illustriert (DRAVIS & YUREWICZ, J. Sed. Petrol. 1985); sie fristet jedoch zu Unrecht weiterhin ein Schattendasein in sedimentgeologischen Labors. Es bestehen zwei Hauptprobleme, das einer breiteren Anwendung dieser Methode entgegenzustehen scheinen. Erstens die Schwierigkeit der Vergleichbarkeit von Spektralfarben und deren Intensitäten bei Benützung unterschiedlicher Anregungsquellen, Mikroskop-Optik, Präparation und Filmtyp (das gleiche Problem plagt natürlich auch die Anwender der Kathodolumineszenz). Und zweitens die im Detail wenig untersuchte Frage nach den physiko-chemischen Ursachen dieser Lumineszenz. Abgesehen von der durch Seltene Erden verursachten (namensgebenden) Fluoreszenz im Flußspat wird die Fluoreszenz in Sedimentgesteinen durch organische Verbindungen im Gestein aktiviert: Die meisten flüssigen Kohlenwasserstoffe (vor allem die darin vorkommenden aromatischen Verbindungen - siehe Fluideinschluf-Forschung), organische Ester, Fulvin- und Huminsäuren und deren Salze. Detaillierte Untersuchungen mit möglicher genetischer Aussagekraft stehen erst am Anfang.

Nichtdestoweniger ist die (Epi-)Fluoreszenz-Mikroskopie für viele petrographische Fragestellungen eine sehr interessante Methode, relativ preisgünstig und einfach zu handhaben. Ihr Hauptpotential liegt gegenwärtig primär im Erkennen von textuellen Beziehungen in Dünnschliffen, die weder im normalen Durchlicht noch unter Kathodolumineszenz erkenntlich sind (letzttere beruht auf gänzlich anderen physikalischen Grundlagen als die Fluoreszenz-Mikroskopie und eignet sich daher sehr gut als ergänzende Methode), z. B. das Erkennen unterschiedlicher Zement-Generationen, "ghost structures", biogene Strukturen, u. ä. m. Die Methode ist eine Art micro-mapping der Verteilung organischer Substanz in einer Probe und detektiert diese auch in Quantitäten, die mit konventioneller Lichtmikroskopie nicht mehr erkannt werden können.

Eigene Erfahrungen, die sich mit Angaben aus der Literatur decken, zeigen, daß generell mit breitbandiger UV+Blau-Anregung (Spektralbereich 365-440 nm) bessere Erfolge erzielt werden als mit der energie-reicheren Anregung im reinen langwelligen UV (meist 365 nm). Beobachtungen werden i. d. R. auf Diafilm festgehalten, wobei wahlweise auf normales und polarisiertes Durchlicht umgeschaltet werden kann. Voraussetzung sind nicht-abgedeckte Dünnschliffe (auch Anschliffe), am besten solche mit polierter Oberfläche. Achtung: Klebstoffe, die zur Dünnschliff-

Herstellung benützt werden, verursachen ebenfalls i. d. R. Fluoreszenz.

Fluoreszenz-Mikroskopie wurde mit Erfolg bei der Untersuchung von biogenen Karbonaten, Speleothemen, und sogar chert angewandt. Besonders Karbonate biogener Entstehung eignen sich sehr gut für fluoreszenzmikroskopische Untersuchungen. Im Gegensatz dazu zeigen Karbonatminerale, die bei erhöhten Temperaturen im Zuge des tieferen Versenkungsstadiums ausgefällt bzw. umkristallisiert sind, generell nur schwache bis fehlende Fluoreszenz. Silikate zeigen i. a. keine signifikante Fluoreszenz (Ausnahme: sedimentäre cherts).

TEKTONIK UND SEDIMENTATION IN OBERKRETAZISCHEN PULL-APART BECKEN DER KALKALPEN

Michael WAGREICH & Kurt DECKER

Institut für Geologie, Universität Wien

Die Gosauschichtfolge im Bereich von Gosau-Abtenau kann in einen tieferen Abschnitt (Untere Gosau Subgruppe) mit terrestrisch-flachmariner Sedimentation, und einen höheren Abschnitt (Obere Gosau Subgruppe) mit tiefmarinen Ablagerungen geteilt werden. Die Untere Gosau Subgruppe zeigt eine Entwicklung von terrestrischen Schwemmfächer-Konglomeraten über Fan-Delta-Sedimente mit retrogradierenden Parazyklen zu flachmarinen Sandsteinen und Schelfmergeln mit Tempestiten. Die Beckenfüllung wurde in einem etwa 25 km langen und 10 km breiten Pull-Apart-Becken abgelagert und repräsentiert einen Zeitraum von etwa 6 Ma (spätes Turon bis frühes Campan). Eine Beckenfazies mit einer Mächtigkeit von 1000 m steht einer zeitgleichen Randfazies mit nur 30 bis 80 m Mächtigkeit gegenüber.

Tertiär reaktivierte, etwa NW-SE verlaufende, dextrale Seitenverschiebung begrenzen das Becken. Synsedimentäre Abschiebungen sind sowohl am NW-Rand des Beckens als auch an dessen SE-Rand aufgeschlossen. Die Mindestsprunghöhe dieser Abschiebungen lassen sich mit 700 m bzw. 500 m angeben. Im Basement des Beckens sind oberkretazische Extensionsspalten zu finden. Aus den Abschiebungen und den Extensionsspalten wurde ein Extensionsbetrag von 6-18 % rekonstruiert.

Numerische Subsidenzmodellierungen (Pitman-Modell bzw. Zwei-Lagen-Modell) zeigen Übereinstimmungen mit der Subsidenzkurve bei Extensionswerten zwischen 5 und 15 %, wobei die Extension weitgehend auf die Kruste beschränkt bleibt und der Wärmefluß kaum erhöht ist.

AKTUOPALÄONTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN AN MOLLUSKENASSOZIATIONEN IN DER NÖRDLICHEN BUCHT VON SAFAGA (ROTES MEER, ÄGYPTEN)

Martin ZUSCHIN

Institut für Paläontologie, Universität Wien

Die Ziele, Methoden und vorläufigen Ergebnisse eines FWF-Projektes über die Molluskenverteilung in einer subtropischen Flachwasserbucht (Wassertiefen < 50 m) werden vorgestellt.

Die Ziele

Eine Grundlage für einen Vergleich zwischen rezenten und fossilen Molluskenvergesellschaftungen soll geschaffen werden. Neben einer möglichst detaillierten Erfassung der Artenzusammensetzung sollen Ökophänotypen, Ernährungsstrategien, Abhängigkeit von

Wassertiefen (Licht ist wichtig für zooxanthellate Mollusken) und Substratbeziehungen herausgearbeitet werden. Dies soll den Vergleich mit fossilen Molluskenassoziationen erleichtern.

Die Methoden

Grundsätzlich unterscheidet sich die Probennahme auf Hartsubstraten von der in Sedimenten.

Quantitative Proben auf Hartsubstraten werden mittels eines 1/4 m² Aluminiumrahmens genommen, mit dessen Hilfe die Oberfläche besammelt wird. Die Bestimmung der Mollusken erfolgt auf Hartsubstraten meist vor Ort (unter Wasser), da hauptsächlich inkrustierende oder byssate Mollusken angetroffen werden. Bei dieser Art der Probennahme werden vor allem "Makro-Mollusken" erfaßt und es können verschiedene taphonomische Kriterien (v. a: lebend/tot) berücksichtigt werden.

Die Molluskenfauna von Sedimenten wird quantitativ aus "Topfproben" (definiertes Volumen) ermittelt. Der Schwerpunkt liegt hier auf "Mikromollusken", welche vielfach sedimentbildend auftreten. Ihre Bestimmung erfolgt ausschließlich unter dem Binokular. Taphonomische Kriterien, die bei "Mikromollusken" berücksichtigt werden können, sind vor allem der Grad der Fragment-

ierung oder das Verhältnis von linken zu rechten Klappen bei Bivalven.

Vorläufige Ergebnisse

Hartsubstrate: Die untersuchten Hartsubstrate (Riffdach, Riffhang, coral carpets, subtidale und intertidale Hartgründe) unterscheiden sich nicht nur durch ihre Artenzusammensetzung, sondern auch durch unterschiedliche lebend/tot - Verhältnisse und Ernährungstypen. Entlang eines Transektes mit zunehmender Schwebfracht im Wasser wird der Wechsel der Bivalvenzusammensetzung von einer zooxanthellaten (*Tridacna*, *Pedum*) zu einer suspensionsfressenden (Austern, Spondyliidae, Chamas) Gemeinschaft demonstriert.

Sedimente: Neben dem Individuenreichtum aller bisher untersuchten Sedimente (Schlamm, Sand zwischen patch reefs, Riffhang, schlammige Sande, Mangrove, Seegras) ist der Artenreichtum insgesamt das auffälligste Kriterium. Von den geschätzten 1600 Mollusken - Arten im Roten Meer sind im Untersuchungsgebiet mindestens 500 vertreten. Die meisten davon sind Mikromollusken und zur Fazies- Charakterisierung hervorragend geeignet.

2. Österreichisches Sedimentologen-Treffen Seewalchen am Attersee; 08. November 1997

Organisation: Hans-Jürgen GAWLICK & Reinhard SACHSENHOFER

Kurzfassungen

DIE SEDIMENTÄREN STRUKTUREN DES DEVONISCHEN MUTH QUARZITES IM PIN VALLEY (SPITI, INDIEN)

Erich DRAGANITS

Institut für Geologie, Universität Wien, Althanstraße 14, A-1090 Wien

Die Sedimente der Tethys Zone am Nordrand des indischen Subkontinentes reichen in ihrer Stratigraphie vom Präkambrium bis ins Eozän. Innerhalb dieser Sedimentserien stellt der Muth Quarzit (STOLICZKA 1865) durch seine auffällig weiße Farbe einen leicht kartierbaren Leithorizont dar, der im gesamten nordwestlichen Himalaya, von Kashmir bis Nepal, verfolgbar ist.

Trotz dieser Bedeutung für die überregionale Korrelation der Serien ist das genaue Alter dieser Einheit noch immer unklar und sein Ablagerungsmilieu steht in Diskussion. Durch das vollständige Fehlen von Körperfossilien schwanken die Altersangaben in der Literatur zwischen oberem Silur und oberem Devon. Der Fund von zahlreichen, zum Teil sehr großen Arthropoden Lebensspuren im vergangenen Jahr und die sedimentologischen Untersuchungen der diesjährigen Geländearbeit sollen Aufklärung in diese Fragestellungen bringen.

Die Tethys Zone in Spiti wurde während der Himalaya Orogenese in großräumige, aufrechte Falten deformiert, mit NNW-SSE streichenden Faltenachsen und Wellenlängen von etwa 5 km (FUCHS 1982). Der Muth Quarzit stellt in diesen Sedimenten eine verhältnismäßig kompetente Lage dar, weshalb er kaum Sekundärfalten ausbildet und die sedimentären Strukturen sehr gut erhalten sind. Die Metamorphose in diesem Gebiet erreicht maximal die untere Epizone.

Im Pin Tal, SE Mikkim, ist der Muth Quarzit in einem etwa 2 km

langen Bereich in einer aufrechten, horizontalen Antiform aufgeschlossen. Der Muth Quarzit entwickelt sich in diesem Bereich mit einem mehr oder minder graduellen Übergang aus crinoidenreichen Flachwasserdolomiten des Pin Dolomits. Der Kontakt zur hangenden Lipak Formation ist nicht aufgeschlossen, aber Vergleichsprofile in der Nähe der Typlokalität bei Muth zeigen ebenfalls einen graduellen Übergang mit grauen Quarziten wechselnd mit quarzitischen Dolomiten.

Das Aussehen des Muth Quarzites ist über sein weites Verbreitungsgebiet relativ einheitlich. Die Formation besteht überwiegend aus dickbankigen, weißen bis hellgrauen, maturen bis supermaturen Quarzareniten, in die im obersten Bereich sandige Dolomite und Dolomite eingeschaltet sein können. Auch bei Mikkim finden sich bis auf den allerobersten Bereich über das gesamte Profil hinweg keinerlei pelitische oder karbonatische Lagen. Subhorizontale Lamination wechselt ab mit schräggeschichteten Bänken mit stark variierenden Mächtigkeiten zwischen 5- 450 cm und tangentialen, konkaven *foresets*. Nach dem Ausglätten der Antiform ergibt das Einfallen der *foresets* einen dominierenden Sedimenttransport ungefähr nach NE mit einem untergeordneten Transport nach SW. Nur in einigen wenigen Fällen findet sich klassische *herringbone cross-bedding*.

Das weitere sedimentäre Strukturinventar umfaßt auszugsweise *scour remanent ridges*, *undulating lamination*, *sand dykes* und *sand vulcanoes*, die in einigen Fällen spektakulär aufgeschlossen sind. Die Auswertung der Geländedaten ist derzeit noch in Arbeit und eine Interpretation noch verfrüht, doch kann man anhand von den sedimentären Strukturen, die in der Literatur häufig gehegte Vermutung einer äolischen Ablagerung des Muth Quarzites, verneinen. Für den Ablagerungsraum des Muth Quarzites wird hier grob umrissen ein strandnahes *foreshore - backshore environment* wahrscheinlich, was auch durch die Arthropoden Lebensspuren, überwiegend Eurypteriden und Myriapoden, und deren Aussehen unterstützt wird.

Diese Arbeit wird durch den FWF (Fond zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung) unter der Projektnummer P-11765-Geo finanziell unterstützt.

Literatur

- FUCHS, G., 1982. The geology of the Pin valley in Spiti, H.P., India. - Jb. Geol. B.-A., **124/2**: 325-359.
- STOLICZKA, F., 1865. Geological section across the Himalayan mountains of Wangtu Bridge on the river Sutlej to Sungdo on the Indus: with an account of formation of Spiti, accompanied by a revision of all known fossils from the district. - Mem. Geol. Surv. India, **5**: 1-173.

FAZIESENTWICKLUNG UND LITHOSTRATIGRAPHIE IM OBERMIOZÄN DES ZENTRALEN GNASERBECKEN (SÜDOSTSTEIERMARK)

Martin Groß

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz

Eine informelle lithostratigraphische Neugliederung und die fazielle Entwicklung oberarmatisch-unterpannoner Sedimente im Gebiet Paldau-Perlsdorf (ÖK 191, Kirchbach) wird diskutiert, der biostratigraphische Inhalt kritisch betrachtet. Das Hauptinteresse liegt auf der faziellen Analyse der fluviatilen Bildungen innerhalb der "Kapfensteiner Schichten".

Die vorwiegend durch Bohrprofile der RAG bekannten "Mühl-dorfer Schichten" umfassen bisher ins "Obersarmat" gestellte Sedimente (*granosum*-Zone) und vermutlich unterspannische Abfolgen (Zone A). Lithostratigraphische Position und lithologische Ausbildung weisen diese Einheit als Member der Gleisdorf Formation (FRIEBE 1994) aus. Im Raum Feldbach kommt es im höheren Obersarmatium zur Ausbildung fluviatil-deltaischer Bereiche, deren Entwicklung durch einen kurzfristigen Meeresspiegelanstieg unterbrochen wird. Regressive Tendenzen im Grenzbe-reich Sarmatium-Pannonium erschweren eine biostratigraphische Einordnung.

Eine weiträumig nachweisbare Transgression der bereits stark ausgestüften Paratethys (=Pannonischer See) zeichnet sich durch typische "Congerien-führende Siltbänke" (*Congeria ornithopsis* BRUSINA) ab. Dieses markante Schichtglied bildet die Basis der "Congerien-Schichten" (Zone B-C?), die in zwei Member gegliedert werden kann. Die höheren Anteile der "Congerien-Schichten" leiten über limnisch-deltaische Sedimente mit lokalen Braunkohlenbildungen (Hanna-Grube) eine vorwiegend fluviatile Phase ein ("Kapfensteiner Schichten", Zone B?-C).

Kiesig-sandige Mäanderflüsse progradieren. Der Abfluß konzentriert sich auf Mäandergürtel mit begleitenden, vermutlich gut entwässerten Überschwemmungsebenen. Die autogenen Prozesse dieses Flußsystems werden anhand von Fallstudien erläutert. Daneben bestehen "Rest"-Seen mit unklarer Verbindung zum Pannonischen See. Die Akkumulation geringmächtiger Kohlenflöze (Carolinen-Grube) wird durch hohen Grundwasserspiegel (poorly drained swamp) im Übergangsbereich Mäandergürtel - "Rest"-Seen ermöglicht. Eine Ingression, die durch limnisch-deltaische Ablagerungen mit schwach brackischen Faunenelementen gekennzeichnet ist, unterbricht diese Entwicklung. Erstmals im zentralen Gnaser Becken nachgewiesene Florenassoziationen (GROSS 1997) sprechen ebenfalls für diese fazielle Umgestaltung. Grobklastika ("Kirchberger Schotter") markieren die Hangendgrenze der "Kapfensteiner Schichten".

DIE MIOZÄNEN SEDIMENTE IN DEN BRAUNKOHLTAGEBAUEN OBERDORF UND ZANGTAL (N-VOITSBERG, W-STEIRISCHES TERTIÄRBECKEN) FWF-PROJEKT: SEDIMENTOLOGIE UND STRATIGRAPHIE IM KÖFLACH/VOITSBERGER BRAUNKOHLEREVIER

Margit HAAS

Institut für Petrologie, Universität Wien, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

In Zusammenarbeit mit den Projekten "Paläomagnetik und Magnetostratigraphie", "Reflexionsseismik", "Paläobotanik", "Paläozoologie" und "Kohlenpetrographie" sollen die Wechselbeziehungen zwischen den sedimentologischen Bildungsbedingungen, dem prätertiären Untergrund, den fossilen Floren und Faunen und der Entstehung der Kohle untersucht werden.

Im **Tagebau Oberdorf** wurde das Liegende des Hauptflözes, das mächtige flözteilende Hauptzwischenmittel sowie die Hangendabfolge untersucht. Im unmittelbar angrenzenden **Tagebau Zangtal** wurden die siliziklastischen Sedimente des Muttkogels, die eine eigenständige Entwicklung gegenüber dem Tagebau Oberdorf darstellen, untersucht. Eine environmentanalytische Interpretation an den vertikalen Geländeprofilen und Bohrkernen wurde mittels makroskopischer, mikroskopischer (Diagenesebeurteilung), granulometrischer, röntgendiffraktometrischer und organischer Kohlenstoff-bestimmender Methoden durchgeführt und zusätzlich durch die Bestimmung des Liefergebietes mittels Schwermineralanalyse ergänzt.

Die siltig-tonige Sedimentabfolge im **Liegenden des Hauptflözes** entspricht der Randfazies eines fluviatilen Environments („floodplain“-„crevasse deposits“), welche im basalen Bereich geringmächtige grobklastische Rinnensedimente erkennen lassen. Das häufige Auftreten von frühdiagenetisch gebildetem Siderit setzt eine hohe Karbonat-Ionenkonzentration und eine nur niedrig wirksame Sulfid-Ionenkonzentration voraus. Solche Bedingungen sind in Porenwässern der Sedimente marin beeinflusster Environments auf Grund des hohen Sulfatgehaltes nur selten der Fall.

Das **Hauptzwischenmittel** trennt am Ostrand der Ostmulde das Flöz in ein Ober- und ein Unterflöz und es dünnt dem Muldenzentrum zu aus. Die sedimentologischen Verhältnisse entsprechen einer betont sandig-siltigen Entwicklung, welche mit randfazialen Ablagerungen eines „winded river systems“ in Verbindung gebracht werden kann. Die Sedimente des Hauptzwischenmittels zeigen jedoch auch untergeordnet Charakteristika eines „River-Delta-Environments“.

Das Auftreten von Fusit ist ein Indikator für das Vorhandensein von Waldbränden. Derartige Ereignisse sind aus rezenten subtropischen bis tropischen Sumpfgeländen bekannt und besitzen einen systemregulierenden Faktor. Die Hangendentwicklung unterscheidet sich lithologisch und schwermineralanalytisch deutlich von den Liegenden Einheiten, wobei die abschließenden Analysen noch in Arbeit sind.

Das Profil **Muttkogel** im **Tagebau Zangtal** stellt eine eigenständige Sedimentationsentwicklung gegenüber dem unmittelbar angrenzenden Tagebau Oberdorf dar. Die Abgrenzung der beiden unterschiedlichen Sedimentationsräume erfolgt durch eine tektonische Schwelle im Übergangsbereich der beiden Tagebaue.

Die basalen Sedimente sind „channel deposits“, welche mit Sedimenten einer fluviatilen Randfazies alternieren. Das liegende „high-gradient fluvial system“ geht weiters in die Ablagerung von Deltasedimenten über und wird zunehmend ein „low-gradient fluvial system“ im Hangenden. Die siliziklastische Sedimentation endet letztlich mit einer limnischen Entwicklung im unmittelbaren Liegendbereich des Zangtal Oberflözes.

Mittels der **Schwermineralanalyse** sind zwei unterschiedliche Erosionsgebiete eruiert worden. So ist im Hauptzwischenmittel

des Tagebaues Oberdorf ein Granat-Chloritoid dominiertes Schwermineralspektrum charakteristisch (Einzugsgebiet: Obere Grünschieferfazies, bzw. ist die Einbringung von aufgearbeiteten Gosasedimenten nicht auszuschließen). Im Tagebau Zangtal wird hingegen ein Granat-Grüne Hornblende-Stauroolith-Zoisit (+Epidot +Klinozoisit) dominiertes Spektrum deutlich (Einzugsgebiet: Amphibolitfazies). Das Liegende des Hauptflözes ist extrem schwermineralarm und für eine statistische Auswertung daher nur bedingt geeignet. Die Schwerminerale der Hangendabfolge sind in Arbeit.

SEDIMENTOLOGISCHE UND PALÖKOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN VON SILIZIKLASTISCH BEEINFLUßTEN RIFF - BECKEN KONFIGURATIONEN - MUT BECKEN, SÜDLICHE ZENTRALTÜRKEI (UNTERMIOZÄN)

Mathias HARZHAUSER¹, Oleg MANDIC², Jürgen SCHLAF³ &
Werner E. PILLER³

¹ Forschungsinstitut Senckenberg, Senckenberganlage 25, D-60325 Frankfurt/Main, ² Institut für Paläontologie, Universität Wien, Althanstr. 14, A-1090 Wien, ³ Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz

Im Becken von Mut (südliche Zentraltürkei) ist eine untermiozäne (Burdigalium) Riff-Becken Konfiguration vorhanden, deren palökologische Entwicklung und ihre Reaktion auf relative Meeresspiegelschwankungen untersucht wurde.

Miozäne Sedimente des Mut Beckens transgredieren auf einen morphologisch differenzierten Untergrund, der durch die Überschiebungstektonik während der Tauridenorogenie gebildet wurde. Die untersuchten Profile beginnen mit ca. 25 m mächtigen, schrägschichteten fluviatilen Sandsteinen und Konglomeraten. Sie werden von grauen Siltsteinen, Sandsteinen und Tonen überlagert, die eine flachmarine Molluskenfauna beinhalten (*Potamides (Pirenella) pictus*, *Potamides (Terebralia) bidentatus*, *Anadara diluvii*, *Corbula carinata*, *Pitar polytropa*, *Mytilus aquitanicus*). Darüber folgen tonig beeinflusste Korallenkalke (2-3 m mächtig), die lateral über 3 km verfolgt werden können. Diese große laterale Ausbreitung im Zusammenhang mit fehlendem Relief läßt diese Bänke als Korallendickichte interpretieren. An der Basis sind diese Korallenkalke durch plattige *Porites*-Kolonien charakterisiert, die nach oben durch verzweigte Korallen abgelöst werden. Die Matrix zwischen den Korallen wird von einem mergeligen, bioklastischen packstone - wackestone gebildet. Die Korallenbiostrome gehen in 20 m mächtige Tone und Silte über in denen seltene Einschaltungen von dünnen Lagen aus Molluskenfauna vorkommen. Die Tone führen eine Molluskenfauna, die dem Flachwasser zuzuordnen ist (*Ostrea gryphoides*, *Nerita plutonis*). Damit sind diese Tone keiner transgressiven Entwicklung zuzuordnen sondern repräsentieren eine relative Meeresspiegelabsenkung. Während dieser wurde feinkörniges siliziklastisches Sediment in das karbonatdominierte Milieu eingetragen, was zum Absterben des Korallenwachstums führte.

Über der lateral weithin verfolgbaren tonigen Einheit entwickelt sich ein Karbonatsedimentationssystem, in dem sich verschiedene Riffkörper mit kleineren Becken lateral verzahnen. Die Riffkörper (bis 80 m mächtig) werden in der Hauptsache von Korallen (*Porites*) und corallinen Rotalgen aufgebaut und haben Hangneigungen bis zu 15°. Sedimente aus den Riffen werden nur über kurze Distanzen in die Zwischenriffgebiete transportiert. Außerdem zeigen die Riffe kaum nennenswerte Progradation, sondern eine erste Aggradationsphase wird von einer Retrogradation abgelöst. Die Riffe zeigen verkarstete Oberflächen. Lateral verzahnen sich die Riffkörper auf komplizierte Art mit den Interriff-Sedimenten, die von mehreren Kalk - Mergel - Paketen

gebildet werden (Gesamtmächtigkeit <10 m). Diese Sedimente repräsentieren packstones mit planktonischen Foraminifern und weisen auf eine Wassertiefe von 20 - 50 m hin. In den zentralen Teilen der Becken gibt es keinerlei Riffschutt. Die Serie wird durch feinkörnige Siliziklastika abgeschlossen, die onlap-Strukturen an den Riffkörpern bilden und diese schließlich auch überdecken. Als Hauptgrund für die Retrogradation und das Absterben der Riffe und Korallendickichte kann der Eintrag von feinkörnigen Siliziklastika angesehen werden. Die feinkörnigen Sedimente gehen aber nicht auf eine Abtiefung des Ablagerungsraumes zurück sondern wurden während eines relativen Meeresspiegelabfalles antransportiert. Dieser relative Meeresspiegelabfall ist einerseits durch die verkarsteten Oberflächen der Riffe dokumentiert, wird aber insbesondere durch die Molluskenfauna, die teilweise auf den Gezeitenbereich hinweist, in den Tonen und Silten unterhalb der Riffkörper bewiesen. Dieses Beispiel zeigt, daß sedimentologische Untersuchungen allein das Ende des Riffwachstums mit einem relativen Meeresspiegelanstieg in Zusammenhang bringen würden, daß genaue palökologische Untersuchungen hier aber in der Lage sind bessere Daten zu liefern.

DER "PRETTENTHALER-EFFEKT" IN DER KAINACHER GOSAU

Bernhard HUBMANN & Alois FENNINGER

Institut für Geologie & Paläontologie, Karl-Franzens-Universität
Graz, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz

Die Basiskalke der Kainacher Gosau (Obersanton-Obercampan) sind nur punktuell aufgeschlossen und wenig bekannt. Diese Folge enthält sowohl marine wie auch Süßwasserelemente.

Während eines Einfamilienhausbaues (Familie Prettenthaler) in St. Pankrazen (NW von Graz) wurde bei Aushubarbeiten kurzfristig ein neues Profil durch diese Kalke freigelegt.

Der nur wenige Tage im Sommer 1997 zugängliche Aufschluß in unmittelbarer Nähe der Transgressions-Diskordanz der Gosausedimente auf Gesteine des Grazer Paläozoikums legte mit nur 1.8 m Profilmächtigkeit einige für das weitere Verständnis der Entwicklung der Kainacher Gosau interessante Strukturen frei:

- * Die gosauische Schichtfolge beginnt mit monomikten Konglomeraten aus fossilführenden, givetischen Platzkugelkalken (Klasten mit z. T. intensiver Bioerosion). Darüber folgen mit einer Mächtigkeit von etwa 1.5 m monotone, graubraune Mergelkalke mit bis zu 30 cm breiten Q-Spalten (Gerölle in roter Matrix).
- * Die dünnbankigen Mergelkalke zeigen bei Schichtnummer 9 des aufgenommenen Profils ein deutliches Erosionsrelief.
- * Mit diesem Relief werden die Spalten gegen das Hangende begrenzt.

WAS STRAHLT? - ZUR RADIOMETRIE EINER FLACHWASSERABFOLGE IM GRAZER PALÄOZOIKUM

Bernhard HUBMANN & Johannes REISINGER

Institut für Geologie & Paläontologie, Karl-Franzens-Universität
Graz, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz

Seit dem Beginn der 80er Jahre erfolgen radiometrische Geländemessungen neben Prospektionsvorhaben auf Erdöl- und Erzlagerstätten auch zur Gliederung und Parallelisierung monotoner Gesteinsfolgen (vgl. HECKEMANN & KRÄMER 1989 cum lit.). Durch die einfache Handhabung einer tragbaren Gammasonde (Heger-

Sonde) können über ein wenig zeitintensives Meßverfahren Aufschluß-Gammalogs erstellt werden, die die radiometrischen Abbilder von Profilen darstellen. Unterschiedliche Gamma-Aktivitäten in Profilschnitten (Eckwerte in Logs, Verlauf der Strahlungskurve) werden als Parallelisierungs- und Konnektierungskriterien herangezogen.

Im Zuge von detaillierten lithologischen Profilneuaufnahmen durch die Gesamtabfolge der 'hohen Deckengruppe' des Grazer Paläozoikums werden routinemäßig auch radiometrische Daten der Oberflächenaufschlüsse erfaßt. Im Vergleich zueinander unterscheiden sich die Strahlungshaushalte der einzelnen Formationen zum Teil erheblich; in den meisten Fällen besteht eine Korrelation mit der lithologischen Charakteristik der Profile. Markante radiometrische Eckwerte innerhalb einzelner lithostratigraphischer Einheiten ergeben sich häufig durch lithologische Wechsel (z. B. Kalk-Mergel-Alternationen, Tuffit-Layer, Phosphoritknollen, etc.). Aus der Gelände- und Aufschlußsituation heraus schwer interpretierbar erscheinen radiometrische Profiluntergliederungen, die nicht durch lithologische Kriterien nachvollzogen werden können. Angewandt auf das Grazer Paläozoikum erscheint daher die radiometrische Methode der Profilcharakterisierungen für das Erste zielführend, bedenkt man, daß zum einen die Aufschlußverhältnisse schlecht und zum anderen durchgehende Profile (mit wohl definierten Liegend/Hangendbegrenzungen) kaum bekannt sind.

Besonderes Interesse kommt lithofaziell monotonen Profilschnitten zu, in denen die Szintillationswerte aber (stark) schwanken (können). An diese Problematik (keine im Gelände erkennbaren lithologischen Unterschiede, aber dennoch radiogene Schwankungen) geknüpft ist die Fragestellung, ob diese Schwankungen auch durch andere, konventionelle Untersuchungsmethoden nachvollzogen werden können; in der Literatur liegen nur wenige Daten zu diesem Thema vor.

Am Beispiel einer mitteldevonischen Flachwasserabfolge (Grazer Paläozoikum, Barrandeikalk, Eifelium) wird die radiometrische Charakteristik eines detailliert aufgenommenen Profils mit "konventionellen" sedimentologischen Untersuchungsparametern in Beziehung gebracht, um den Zusammenhang zwischen dem natürlichen Gamma-Strahlungshaushalt und der lithologischen (lithogenetischen) Charakteristik zu diskutieren.

Literatur

HECKEMANN, W. & KRÄMER, F. (1989): Radiometrie und Sedimentationscharakteristik der Trifels-Schichten (sT) im Raum Wilgartsweien (Pfälzer-Wald).- Oberrhein. geol. Abh., 35: 245-257, 6 Abb., Stuttgart.

AUTOMIKRITBILDUNG AN STEILEN KARBONATHÄNGEN (TRIAS, DOLOMITEN)

Lorenz KEIM

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck,
Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Automikrite sind aus dem Meerwasser in situ ausgefällte Mikrite und bilden eine sehr häufige Komponente im Aufbau von Karbonatplattformen. Eine Menge von Daten hat gezeigt, daß diese Art der Karbonatfällung durch Mikroben ausgelöst bzw. durch die Anwesenheit von Schwämmen erleichtert wird. Untersuchungen an Rezentvorkommen, bspw. am Lizard Island von Australien, haben erwiesen, daß Höhlensysteme in den Riffen bevorzugte Orte der Bildung von Automikriten sind und noch in Tiefen von 100-250 m, weit unterhalb der photischen Zone, mikrobielle Tätigkeit vorhanden ist (REITNER 1993).

Die Südtiroler Dolomiten sind seit den bahnbrechenden Arbeiten von RICHTHOFEN (1860) und MOJISOVICS (1879) weltweit eine der Schlüsselstellen im Studium von Paläoriffen und spektakulären Faziesänderungen. Durch die relativ milde Deformation während

der alpinen Orogenese in diesem Bereich der Südalpen blieben ursprüngliche Faziesverteilungen und Schichtgeometrien nahezu vollständig erhalten. Zahlreiche Studien haben sich mittlerweile mit der Sedimentologie, Paläogeographie und Diagenese dieser triassischen "Riffe" beschäftigt. Diese Arbeiten konzentrieren sich zumeist auf die kalkigen Cipitblöcke, da mit Ausnahme einzelner buildups (Latemar, Marmolada) die Plattformen nahezu vollständig dolomitisiert sind. Die Cipitkalke sind Meter bis mehrere Meter große, isolierte Blöcke, die durch ihre Einbettung in Beckensedimenten aus Calciturbiditen, Vulkanoklastika, Mergeln und Tonstiefen von den Dolomitisationsprozessen weitgehendst verschont blieben. Über das Herkunftsgebiet dieser Blöcke - ob innere Plattform, Rand oder Slope - und dem Versuch der Rekonstruktion der Plattformen via dieser Cipitblöcke gibt es unterschiedlichste Meinungen (vgl. BIDDLE 1981, BRANDNER et al. 1991, RUSSO et al. 1997).

Im folgenden beschreiben wir die Lithofazies von in situ gebildeten Mikriten (Automikrit) an den vollständig intakten Plattformhängen des Sellastocks (Ladin-Karn). Das Sellamassiv ist eine atollähnliche Plattform von etwa 7-8 km Durchmesser, zeigt radiale Progradation und ist bis zu 600 m mächtig. Im Gegensatz zur starken Progradation (1-2 km) aggradiert die Plattform sehr wenig und die topsets erreichen nur Mächtigkeiten zwischen 50 und 80 m. Trotz Dolomitisation sind in den Sedimenten primäre Texturen noch relativ gut erhalten. Die Gesteine setzen sich zur Hauptsache aus bräunlich gefärbten Mikriten, unregelmäßig-wellig geformten Biogenstrukturen (Mikrobenmatten?) und aus Hohlraumfüllungen mit mehreren Zementgenerationen, teilweise auch mit Internsediment, zusammen. An Biogenen sind nur Schwämme, Algen, vereinzelt Korallen und nicht näher bestimmbare Schalenfragmente zu erkennen. Die Mikrite selbst sind aus Pellets aufgebaut, die vor allem durch ihr klumpiges Gefüge (clotted microfabric) charakterisiert sind. Die bräunliche Farbe deutet auf organische Restsubstanz und zeigt bei der Überprüfung auf Fluoreszenz gelbes Aufleuchten. Die Hohlräume in dieser Pelletmatrix sind mit marinen, ebenso bräunlich gefärbten, bis zu mehreren Millimetern dicken, radiallyfibrösen Zementkrusten ausgekleidet; der Resthohlraum ist nur teilweise mit hellem Blockzement verfüllt. Die Existenz von großen Hohlräumen in einer Matrix aus Pelletschlamm deutet auf die bereits vorhandene Semilithifizierung der Pellets und somit auf eine in situ Fällung aus dem Meerwasser. Die Gefügemerkmale dieser Automikrite unterscheiden sich grundsätzlich von den Allomikriten, also Mikriten, die auf Zerfallsprodukte von Biogenen bzw. Resedimentationsprozesse zurückgehen.

Die Proben mit der Automikritfazies stammen aus den Hangsedimenten, deren Bildungsraum den bisher vorliegenden Daten zufolge zwischen 30 m und über 220 m Wassertiefe lag. Die Automikrite und die vergesellschafteten Organismen bilden dm bis m-dicke Bänke an den steilen, durchschnittlich zwischen 25° und 35° einfallenden Cliniformen, deren Morphologie durch Schüttung von Karbonatdetritus und Megabrekzien geprägt ist (KENTER, 1990). Es scheint, daß die während der Ruhephasen mikrobiell gefällten Mikrite zur Hangstabilisierung beitragen. Die Automikrite sind jedoch nicht in der Lage, eine Eigenmorphologie im Sinne von mud mounds aufzubauen und die planare Schichtung der durch die Detritusschüttungen kontrollierten Cliniformen zu unterbrechen.

Bei Vergleich dieser Automikrite mit den Cipitblöcken zeigen sich bemerkenswerte texturale Ähnlichkeiten, sodaß für das Herkunftsgebiet der Cipitkalke eher der Slope als die Plattform selbst in Betracht zu ziehen ist. Die Hauptproduktionsstätte der triassischen buildups in den Dolomiten lag wahrscheinlich an den Karbonathängen selbst, womit die in vielen Fällen ungleich große Mächtigkeit der Slopes im Verhältnis zur inneren Plattform zu erklären wären.

Literatur

BIDDLE, K.T. (1981): The basal Cipit boulders: indicators of Middle to Upper Triassic buildup margins, Dolomite Alps, Italy. - Riv. Ital. Paleont. Strat., 86: 779-794.

- BRANDNER, R., FLÜGEL, E. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1991): Biotic and microfacies criteria of carbonate slope builders: implications for the reconstruction of source areas (Middle Triassic: Mahlknecht Cliff, Dolomites). - *Facies*, **25**: 279-296.
- KENTER, J.A.M. (1990): Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric. - *Sedimentology*, **37**: 777-794.
- MOJSISOVICS, E. v. (1879): Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien: Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen. - 551 pp. (A. Hölder) Wien.
- REITNER, J. (1993): Modern cryptic microbialite/metazoan facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia): formation and concepts. - *Facies*, **29**: 3-40.
- RICHTHOFEN, F. v. (1860): Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, St. Cassian und der Seiser Alpe in Südtirol. - 327 pp. Gotha.
- RUSSO, F., NERI, C., MASTANDREA, A. & BARACCA, A. (1997): The Mud Mounds Nature of the Cassian Platforms of the Dolomites. A case History: the Cipit Boulders from Punta Grohmann (Sasso Piatto Massif). - *Facies*, **36**: 35-36.

DIE TEKTONISCHE STELLUNG DER HALLSTÄTTER-SCHICHTFOLGE DES NASSWALD-HALBFENSTERS - NEUERGERBNISSAUF DER GRUNDLAGE VON STRATIGRAPHISCHEN, FAZIELLEN UND CONODONT COLOUR ALTERATION INDEX (CAI) UNTERSUCHUNGEN (OBER-TRIAS, NÖRDLICHE KALKALPEN)

Richard LEIN¹ & Hans-Jürgen GAWLICK²

¹Institut für Geologie der Universität Wien, Geozentrum Althanstraße, A-1090 Wien; ²Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften, Peter Tunner Straße 5, A-8700 Leoben

Eingeschaltet zwischen Mürzalpen-Decke und Schneeberg-Decke tritt im Bereich des Naßwaldbaches in einem Halbfenster eine isolierte Lamelle aus Tonschiefern und Hallstätter Graukalken auf, dessen tektonische Stellung bis heute unklar ist.

Von CORNELIUS (1936) wurde diese Serie als aufrechte Schichtfolge gesehen. Die Tonschiefer an der Basis der Serie wurden von ihm dementsprechend als karnisch gedeutet, die darüberfolgenden Kalke (fossilbelegt) als norisch angesehen. Auf Grund dieser stratigraphischen und faziellen Entwicklung wäre an eine Herkunft dieses Schichtpaketes vom Rücken der Mürzalpen-Decke zu denken (vgl. TOLLMANN 1985). Als andere Möglichkeit kann der Inhalt des Naßwald-Halbfensters als Fortsetzung der in Hallstätter-Graukalk-Fazies entwickelten, invers gelagerten Proles-Decke gedeutet werden. In diesem Falle wären die basalen Tonschiefer Zlambachmergel.

Neue stratigraphische und fazielle Untersuchungen bestätigen die inverse Lagerung der Hallstätter Kalk-Folge.

Temperaturüberprägungsuntersuchungen mit Hilfe der Conodont Colour Alteration Index (CAI) Methode ergaben für die Hallstätter Kalk-Folge CAI-Werte von CAI 1.5-2.0. Damit ist die Herkunft der Serie vom Rücken der Mürzalpen-Decke auszuschließen, da die Mürzalpen-Decke im Bereich des oberen Mürztales eine einheitlich hohe Temperaturüberprägung mit CAI-Werten von CAI 5.0 bis CAI 6.0 aufweist (GAWLICK, KRYSSTYN & LEIN 1994). Dagegen weisen die Hallstätter Graukalke der Proles-Decke mit CAI-Werten von CAI 1.5-2.0 eine generell niedrigere Temperaturüberprägung auf. Auf Grund der identischen lithologischen und faziellen Entwicklung der Schichtfolgen, ihrer jeweils inversen Lagerung sowie einer gleichartigen Temperaturüberprägung wird die Hallstätter Serie des Naßwald-Halbfensters der Proles-Decke zugeordnet.

Am Beispiel der bis heute unklaren tektonischen Stellung des Naßwald-Halbfensters kann gezeigt werden, daß nur mit Hilfe von detaillierten stratigraphischen, faziellen und Diagenese- bzw. Metamorphoseuntersuchungen auch tektonisch sehr umstrittene

oder unklare Probleme gelöst werden können.

Literatur

- CORNELIUS, H.P. (1936): Erläuterungen zur geologischen Karte des Raxgebietes. - 1-54, Geol. B.-A., Wien.
- GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1994): CAI-Paleotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps - a general view. - *Geol. Rdschau*, **83**: 660-664, Berlin.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2. - 1-710, (Deuticke) Wien.

LOFERITISCHE RELIKTGEFÜGE IN MARMOREN VOM TYP SÖLK/GUMPENECK

Gyöngyi LELKES, Harald LOBITZER & Beatrix MOSHAMMER

Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

Im Sinne des Titels von Projekt ÜLG-38 „Nutzungsoptionen ausgewählter österreichischer Vorkommen von hochreinen Karbonatgesteinen (Kalkstein, Marmor, Dolomit z. T.)“ wurden zahlreiche Marmorvorkommen im Hinblick auf ihre potentielle Abbauwürdigkeit geprüft (Lagerstätten-Geometrie und -Substanz, lithologische Variabilität bzw. Qualitätsverteilung, Umweltkonflikte) sowie lithologisch repräsentative Proben im Labor hinsichtlich technologisch relevanter Parameter, wie Geochemie, Weißgrad, Gefüge und Mineralbestand untersucht.

In der Folge soll in aller Kürze ein Nebenprodukt unserer lagerstättenkundlichen Untersuchungen diskutiert werden, nämlich die - vielleicht etwas gewagte und noch keineswegs endgültig abgesicherte - Deutung von bis zu >1 m mächtigen Einschaltungen feinkörniger laminiertes Dolomitmarmore in die Kalk/Dolomitmarmor-Folgen vom Typ Sölk/Gumpeneck im Gebiet Kochofen-Sölk-Gumpeneck-Walchen-Donnersbachtal (ÖK 128, 129) als ehemalige intertidale Sedimente vom Typ der Loferite. Das würde weiters bedeuten, daß die Dolomit/Kalkmarmor-Folgen, z. B. der ehemaligen Marmorabbaue der Weißen Wand im Walchental und auch der Gumpeneck-Marmor am locus classicus und dessen weiterer Umgebung, als ehemalige zyklisch gebankte lagunäre Sedimente angesehen werden könnten, wobei die weitaus dominierenden mittel/grobkörnigen Kalkmarmore demnach dem subtidalen Glied C eines Fischer-Zyklus entsprächen.

Bereits bei Lupenvergrößerung sind in den Dolomitmarmor-Laminiten nicht selten schichtparallel angeordnete Hohlraumgefüge zu beobachten, die zwanglos als reliktsche Fenstergefüge/birdseyes gedeutet werden können, wie sie für Loferite typisch sind. Dünnschliff-Untersuchungen mittels Kathodenlumineszenz-Mikroskop bestärken diesen Eindruck, wenngleich auch reliktsche stromatolithische Algengefüge nicht mehr nachweisbar sind.

Untersuchungen im Polarisationsmikroskop und REM erweisen die Dolomitmarmor-Laminite als meist gut kornsortiert und feinkörnig, wobei die sub- und/oder anhedral ausgebildeten Dolomitkristalle Korngrößen von 0,04-0,09 mm aufweisen und meist nicht verzwilligt sind. Die Zementausfüllungen der Hohlraumgefüge („birdseyes“) bestehen entweder aus gröberkörnigem Kalkspat um die 0,3 mm oder aber aus Einkristallen, wobei die Kristalle entweder klar sind oder durch opake Einschlüsse getrübt, bzw. auch zoniert sein können („clear rim-cloudy center“); Druckzwillinge sind häufig. Quarz-Xenoblasten (bis zu ~0,2 mm) und winzige Helliglimmer-Schüppchen sind nicht selten in den lamellaren Dolomitmarmoren bzw. auch in den Paragenesen der Fenstergefüge zu beobachten; in letzteren ist auch Plagioklas nicht selten. In der Matrix der Dolomitmarmor-Laminite ist gelegentlich fein-disperse organische Substanz (Graphit) anzutreffen sowie meist nur akzessorisch Chlorit, idio- bis hypidioblastischer Feldspat (Albit und Plagioklas), Phlogopit und Pyrit bzw. Limonit pseudomorph nach Pyrit.

Geochemisch zeigen die Dolomitmarmor-Laminite ein sehr einheitliches und weitgehend unauffälliges Bild. Der SiO₂-Gehalt ist

meist sehr gering (<0,1-1 %), kann aber im Einzelfall 7,2 % betragen. Auch die mit AAS analysierten Spurenelemente zeigen i. a. ein recht einheitliches Spektrum: Meist bzw. immer unter der Nachweisgrenze: Ag, Cd, Co, Mo, V und Hg; einmal 6 ppm Mo; Hg konnte in 2 Analysen in geringsten Mengen von 0,03 bzw. 0,06 ppm nachgewiesen werden (Mercury Analyzer AMA-254). Folgende Spurenelemente sind (fast) immer nachweisbar und zeigen nur geringfügige Schwankungen (in ppm): Cr 12-20, Cu 4-6, Ni oftmals unter Nachweisgrenze bzw. 6-11, Pb 13-18, Zn 5-20 und As 0,17-0,85.

Vereinzelte Rollstücke im Schuttkörper der Weißen Wand lassen sich wohl zwanglos als metamorphe Pendants zum Glied A eines Fischer-Zyklus deuten. Es handelt sich dabei um Breccien, die entweder eine Glimmerschiefer-Matrix mit eingebetteten angularen Marmor-Komponenten zeigen, oder aber eine feinkörnige Dolomit-Matrix in der angularen Marmorlasten bis zu cm-Größe schwimmen. In letzterer Matrix lassen sich noch orientierte Strukturen erahnen, die von feinkörnigem Graphit, Quarz und Hellglimmer verstärkt werden und wohl eine Deutung als reliktsche Stylolithen zulassen.

Nahe der Basis des Profils Walchen-Weiße Wand sind schwarze laminierte bituminöse Stinkmarmore aufgeschlossen, die jedoch kaum dolomitisch sind (MgO 2,56 %), jedoch stärker kieselig (SiO₂ 3,61 %) und vor allem erhöhte Gehalte von S (0,17 %) und Cu (8 ppm) zeigen; weiters einen extrem hohen Gehalt an As von 7,62 ppm!

Die Hauptmasse der zwar im dm-Bereich bzw. bis mehrere Meter sehr grob-gebankten Kalk- und Dolomitmarmore der Weißen Wand zeigt oftmals extrem hohen Weißgrad von 90-95 % mit Extremwerten bis 97 % (feinkörniger „porzellanartiger“ Dolomitmarmor). Erhöhte Kiesegelhalte sind abschnittsweise nicht selten. Am Salzleck stehen weiße zuckerkörnige Kieselkalkmarmore an (SiO₂ 18,26 %), die mit 23 ppm Pb und 3,54 ppm As geochemisch sehr auffällig sind; letztere Werte sind gelegentlich auch in anderen kieseligen Marmoren des Gumpeneck-Bereiches erhöht (z. B. an der Forststraße zur Gumpenaln auf ca. 1630 m SH: Pb 32 ppm, As 2,07 ppm). Es ist bemerkenswert, daß die Marmore von Walchen-Weiße Wand engere Anklänge an die Sölker Marmore sensu strictu zeigen (rosarote Varietäten, grüne Glimmer-Bestege auf den Schichtflächen, etc.) als die Marmore des Gumpeneck-Bereiches. Es muß jedoch erwähnt werden, daß im klassischen Gebiet der Sölker Marmore Dolomitmarmor-Laminite bislang (? aus primär-faziellen Gründen) nicht eindeutig nachgewiesen werden konnten.

Hinsichtlich der Alterseinstufung der Gumpeneck- und Sölker-Marmore können unsere Daten zur Zeit keine neuen Argumente beibringen. Loferite sind ja bekanntlich sowohl im Paläozoikum der Karnischen Alpen (Gamskofel-Kalk der Gamskofel-Südwand, Givet und Spinotti-Kalk der Hohen Warte-Nordwand, Eifel-Givet), als auch insbesondere in der Trias der Nördlichen Kalkalpen weit verbreitet (insbes. Hauptdolomit, lagunärer Dachsteinkalk, aber auch in der Mitteltrias und im Karn). Weiterführende Untersuchungen - wie etwa lithologische Serienvergleiche, aber auch ein Vergleich der Isotopen-Signaturen - könnten vielleicht weitere Anhaltspunkte für eine stratigraphische Interpretation bieten. Vorkommen von loferitischen Dolomit-Laminiten sind eventuell auch in den Marmorfolgen der Seidlwinkltrias - etwa im Bereich des Hochtors an der Glocknerstraße - oder auch als Einschaltungen im Angertal-Marmor zu erwarten.

LITHO-STRATOTYPEN DER NÖRDLICHEN KALKALPEN

Harald LOBITZER

Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

Anläßlich der "Round Table Session on Cooperation in the Field

of Earth Sciences within the Framework of the Pentagonale (Budapest, April 9-10, 1991)" wurde vom Verfasser ein Projekt mit dem Arbeitstitel "Mesozoic Stratotypes of the Alpine-Carpathian-Dinaric Realm" vorgeschlagen und in die kleine Gruppe der finanzierungswürdigen Themen aufgenommen. Da jedoch die "Pentagonale" (jetzt "Central European Initiative"-CEI) über keinerlei operatives Budget verfügt, mußte versucht werden, andere finanzielle Möglichkeiten für die Geländearbeiten zu finden. Dazu bot sich schließlich der sehr bescheidene finanzielle Rahmen der bilateralen Kooperation der GBA mit den Geologischen Diensten der "Reformländer" Tschechien, Slowakei, Ungarn und Slowenien an, wodurch - ergänzt durch eine sehr aktive Mitarbeit von mehreren deutschen Kollegen - die Durchführung einiger weniger "Schmalspur-Projekte" angegangen werden konnte.

Zielsetzung des Projekts ist eine moderne Bearbeitung ausgewählter lithostratigraphischer Einheiten an deren klassischen Lokalitäten, woraus eine Neudefinition bzw. Revision der Schichtkomplexe (Gruppen, Formationen, Members) resultieren sollte. Zur Zeit stellt die grandiose "Faziesanalyse" (TOLLMANN 1976) die einzige relativ moderne Zusammenschau dar, berücksichtigt aber naturgemäß kaum den Wildwuchs an neuen litho-stratigraphischen Namen, die insbesondere in den Karpatenländern aufgestellt wurden. Diese "Parallel-Nomenklaturen" resultieren aber zweifellos nur zu einem sehr geringem Anteil dem Bedürfnis "eigene" nationale Schichtbezeichnungen zu manifestieren, sondern sind überwiegend eine Konsequenz unzureichender bzw. überhaupt fehlender Neudefinitionen der Schichtbezeichnungen an den klassischen Lokalitäten der Nördlichen Kalkalpen. Diese fast schon babylonische Sprachverwirrung erschwert zunehmend Schichtvergleiche zwischen den ostalpinen und westkarpatischen Schichtfolgen und damit verbunden die Arbeit an großräumigen palinspastischen Konzepten. Selbstverständlich sollte neben der Bearbeitung klassischer lithostratigraphischer Profile bzw. den leider nicht seltenen klassischen Aufschlüssen ohne Liegendes und Hangendes (z. B. Oberalmer Schichten und viele andere!) auch danach getrachtet werden, laterale Faziesverzahnungen zu berücksichtigen (z. B. Roßfeld-Sch. vs. Lackbach-Sch.) und abzuwägen, ob und wie eine Schichtbezeichnung sinnvoll zu untergliedern ist (inklusive Designierung von "Para-Lithostratotyp-Profilen", etc.). Vorbildlich erscheinen diesbezüglich die gut koordinierten Aktivitäten bei der Bearbeitung österreichischer Gosau-Vorkommen zu sein (NHM - Uni. Wien - Uni. Innsbruck - GBA und bayerische Kollegen).

Von Seite der GBA sind derzeit u. a. folgende Arbeitsschwerpunkte im Gange, wobei jeweils kleine Arbeitsteams zusammenarbeiten:

- Lias von Adnet und des Hierlatz: Mikro/Ultrafazies, Geochemie, Foraminiferen, Ammoniten, Muscheln, Schnecken, Brachiopoden.
- Oberalmer-Schichten und alpidische Barmsteinkalk-Zwischenlagen: Mikro/Ultrafazies, Calpionelliden, Aptychen, Foraminiferen, Dasycladaceen.
- Tressensteinkalk/Plassenkalk: Abklärung des stratigraphischen Umfanges; ?Berrias-Anteil.
- Gosau-Vorkommen von Weissenbach bei Aussee: Abklärung der Stratigraphie der Mergelfolgen, der Rudisten-Korallen-Brachiopodenkalke, der Breccienhorizonte sowie des neu entdeckten Kohleflözes.

Die Litho-Stratotypen der Nördlichen Kalkalpen vom permischen Haselgebirge bis ins Alttertiär sind von Tethys-weiter Relevanz. Ein Projekt dieser Größenordnung benötigt Zeit, Geld und aufwendige Koordinationsarbeit zur Etablierung und Betreuung mehrerer interdisziplinärer Arbeitsgruppen bis hin zur repräsentativen Veröffentlichung einer einheitlich strukturierten Zusammenschau der Ergebnisse. Letztere - wohl am besten in Form eines reich illustrierten Stratigraphischen Atlaswerkes - sollte anläßlich des nationalen Großvorhabens "Internationaler Geologenkongress 2004" angestrebt werden.

Alle Kollegen, die an diesem Projekt Interesse zeigen, sind aufgerufen Anregungen einzubringen, wobei bei entsprechendem positivem Echo möglichst bald ein weiterer organisatorischer Schritt gesetzt werden sollte.

SEDIMENTOLOGIE UND BIOSTRATIGRAPHIE DER OLIGOZÄNEN/UNTERMIOZÄNEN QOM- FORMATION AUS DEM ZENTRALIRAN

Oleg MANDIĆ¹, Mathias HARZHAUSER², Jürgen SCHLAF¹, Werner E. PILLER³, Ulrike WIELAND⁴, Frithjof SCHUSTER⁴, Ali HAMEDANI⁵, Fritz F. STEININGER² & James NEBELSICK⁴

¹Institut für Paläontologie, Universität Wien, Althanstr. 14, A-1090 Wien, ²Forschungsinstitut Senckenberg, Senckenberganlage 25, D-60325 Frankfurt/Main, ³Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz, ⁴Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Tübingen, Sigwartstr. 10, D-72076 Tübingen, ⁵Department of Geology, University of Esfahan, Esfahan, Iran

Im Rahmen eines FWF/DFG Projektes zur Paläobiogeographie des östlichen Mediterran bis westlichen Indopazifik wurden zwei geologische Profile im marinen Oligozän und Untermiozän (Qom-Formation) des Zentralirans aufgenommen.

Die Profile liegen im Vorland des durch die Subduktion der Arabischen Platte unter die Iranische Platte entstandenen Zagrosorogens. Paläogeographisch entspricht dieser Raum dem nördlichen Rand der Neotethys welcher im Zuge der regionalen orogenetischen Veränderungen im Laufe des Untermiozäns allmählich trocken gelegt wird. Es herrschen die Flachwasserbedingungen eines Kontinentalschelfes. Innerhalb dieses Schelfs lassen sich zwei zum Orogenstreichen parallel verlaufende und durch einen eoänen Vulkanzug voneinander begrenzte Ablagerungsräume trennen: das Isfahan-Sirjan (fore-arc) Becken im Südwesten und Qom (back-arc) Becken im Nordosten. Die Sedimente der Qom-Formation zeigen beiderseits eine grundsätzlich ähnliche Entwicklung. Es wechsellagern biogene Kalke, Sande und Mergel mit lokalen Einschaltungen von Evaporiten und vulkanischen Tuffen. Diese Abfolge überlagert transgressiv die bunten, kontinentalen Klastite der Lower Red Formation und wird ihrerseits von ähnlichen Sedimenten der Upper Red Formation überlagert.

Im Profil 40 km NNE-Abadeh (Isfahan-Sirjan Becken) lässt eine ca. 150 m mächtige marine Abfolge mindestens zwei Transgressionen erkennen. Die erste ist durch den dominierenden terrigenen Einfluß, die zweite durch das Einsetzen der starken biogenen Kohlenstoffproduktion und Entwicklung einer mächtigen Kalkserie charakterisiert. Die untere terrigenreiche Serie beinhaltet zwei 30 m mächtige Abfolgen von rötlichen sandigen nummulitischen Sandsteinen welche zum Hangenden hin in Korallenpatches- und Lepidocyclinen-führende grünlichgraue Mergel übergehen. Solche Entwicklung läßt sich mit der schwankenden Wassertiefe des Ablagerungsraumes innerhalb der photischen Zone erklären. Nummuliten (*N. fichteli* und *N. sublaevigatus*) lassen eine biostratigraphische Einstufung ins Mittel Rupelium bis ins mittel Chattian (P19-P22) zu, welche gut mit der Planktondatierung ins Mittel Oligozän des mergeligen Bereichs (Fred RÖGL, mündl. Mitt.) übereinstimmt. Die darauffolgende Kalkabfolge zeigt starke laterale Mächtigkeitsschwankungen, besteht in ihrem zentralem Teil aus einem ca. 50 m durch Lepidocyclinenmergel-Zwischenlagen charakterisierten basalen Abschnitt und einen 40 m mächtigen massigen Biogenkalk im Top. Der Transgressionshorizont konnte lateral auch über dem als Paläorelief hochragenden Untergrund (dunkle Radiolitidenkalke) verfolgt werden. Aufgrund einer typischen Molluskenvergesellschaftung mit *Globularia gibberosa* (GRAT.) und *Ampullina crassatina* (LAM.) werden diese Kalke vorläufig ebenfalls ins Oligozän eingestuft.

Die Qom-Formation N-Chalehghareh (25 km SW-Kashan) besteht aus einer ca. 300 m mächtigen Abfolge von biogenen Kalken, Sanden und Mergeln welche im obersten Profilbereich mit Evaporiteinschaltungen durchsetzt wird. Die Fazies wie auch die Mächtigkeiten der einzelnen Sedimentpakete zeigen starken lateralen Wechsel, der auf einen sehr flachen Ablagerungsraum hindeutet. Die Abfolge beginnt transgressiv über der Lower Red Formation

mit ca. 50 m Corallinaceenkalken gefolgt von einer ca. 70 m mächtigen Wechsellagerung von Lepidocyclinen/Bryozoen Mergeln mit biogenen Kalkbänken folgt. Die nächsten 60 m aus laminierten bis kreuzgeschichteten Mergel und Mergelkalke sind durch dünne Lagen potamidischer Gastropoden gekennzeichnet, die einen deutlichen Hinweis auf das intertidale Milieu des Sedimentationsraumes geben. Flach subtidalen Charakter zeigen die Faunenelemente der nächsten 100 m mergeliger Kalke und Mergel mit Turritelliden-Anhäufungen und tief grabenden Bivalventypen in Lebenstellung. Dieses Paket führt in seinem obersten Bereich eine in der Mächtigkeit lateral stark schwankende Gipslage. Das Top der Qom-Formation wird hier durch ein markantes Sedimentpaket aus Mergeln und Biogenkalken charakterisiert. Dieser ist besonders durch die Anreicherungen von bemerkenswerten Resten (verkalkte, Siphonalröhren mit max. 4 cm Durchmesser und 35 cm Länge) der Tereidinen Bivalve *Kuphus arenarius* (L.) gekennzeichnet. Die typische Miogypsina/Miogypsinoidea Vergesellschaftung dieses Pakets lässt seine Einstufung ins Aquitanium zu (Fred RÖGL, mündl. Mitt.). Die obersten Bänke sind durch Verkarstungserscheinungen geprägt über denen die bunten Klastite der Upper Red Formation folgen.

FAZIES UND GEOCHEMIE DER BITUMENMERGEL DER KAINACHER GOSAU (ST. PANKRAZEN FORMATION, OBERKREIDE, ÖSTERREICH)

Gerd RANTITSCH, Barbara RUSSEGGER & Fritz EBNER

Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität Leoben,
Peter-Tunner-Strasse 5, A-8700 Leoben

Oberkretazische Bitumenmergel (Bitumenmergel Member der St. Pankrazen Formation) an der Basis der Kainacher Gosau (Obersanton bis Maastricht) wurden faziell und geochemisch charakterisiert. Diese Bitumenmergel werden durch das Wechselspiel zwischen interner Bioproduktion, externem detritären Eintrag und episodischen oder periodischen marinen Vorstößen geprägt. Diese Faktoren können auf kleinstem Raum lateral und vertikal stark variieren, so daß nur ein generelles Fazieschema erstellt werden kann. Die regionale Interpolation der faziellen Ausprägungen kann, zumal durch schlechte Aufschlußverhältnisse erschwert, zu keinen endgültigen Ergebnissen führen. Durch die Kombination fazieller und geochemischer Untersuchungen läßt sich somit ein Modell der Bildung und Erhaltung organisch-reicher Sedimente der Kainacher Gosau erstellen. Die Faziesausprägung des Bitumenmergel Member entspricht dabei dem klassischen Modell eines Mergelsees. Das gute Kohlenwasserstoffpotential der Bitumenmergel läßt sich durch ein Produktivitätsmodell erklären. Hier bewirkt die Bioproduktion in der Wassersäule eine eingeschränkte Belüftung des Bodenwasser. Trotz des laminierten Gefüges der Sedimente können aufgrund von Biomarker, der TOC/S-Beziehungen und der vereinzelt auftretenden Bioturbation nur dys- bis suboxische Sauerstoffverhältnisse angenommen werden. Die Erhaltung der organischen Substanz und das Kohlenwasserstoffpotential der Bitumenmergel wird im wesentlichen durch drei Faktoren bestimmt: Der detritäre Eintrag in den See steuert das Angebot an Nahrungsstoffen und dadurch die Bioproduktion. Regionale und zeitliche Faktoren bewirken wechselnde Einträge und dadurch unterschiedliche Depositionstypen. Aus den geochemischen Daten muß ein homogenes Liefergebiet angenommen werden. Das eingeschränkte Sauerstoffangebot im Bodenwasser verhindert eine vollständige Zersetzung der organischen Substanz. Der dritte prägende Faktor ist die Sedimentationsrate. Die Untersuchungen zeigen, daß höhere Sedimentationsraten das Erhaltungspotential der organischen Substanz wesentlich verbessern. An der Basis des Bitumenmergel Member ist das höchste Kohlenwasserstoffpotential erhalten. Nach oben zu nimmt dieses Potential ab. Dies wird durch einen Rückgang

der Bioproduktivität erklärt und zeigt sich in der Abnahme des unverdünnten TOC-Gehaltes von 3,2 % auf 1,9 %. Feinklastika der hangenden Deltafazies und der Hauptbecken Formation besitzen kein Kohlenwasserstoffpotential. Das geochemische Signal reagiert rasch auf Änderungen der einwirkenden Faktoren. Dies bietet die Möglichkeit, die zeitliche Dynamik der Bitumenmergel zu untersuchen. In den Detailprofilen, in denen jede Bank erfaßt wurde, zeigt sich innerhalb der Bitumenmergel in den meisten Parameter eine Zyklizität der Parameter mit einer Zykluslänge (Periode) von 20 bis 40 cm. Diese Zyklizität könnte aufgrund geochemischer und mineralogischer Hinweise durch den Wechsel feuchter und trockener Klimaphasen gesteuert werden. Es ergibt sich ca. 1 ka als Zeitdauer für die beobachtete (klimatisch gesteuerte) Zyklizität. Publierte Daten zeigen, daß solche Zykluslängen für Seesedimente durchaus realistisch sind. Die Isochronie der Basisbildungen am Ostrand der Kainacher Gosau (limnische Fazieszone) mit den alluvialen Sedimenten am Nordrand des Beckens (rote Basiskonglomerate) ist zu bezweifeln. Schwermineralfunde innerhalb der limnischen Fazieszone geben Hinweise auf den Einfluß eines mesozonalen Kristallinereichs. Dieser Befund könnte durch die beginnenden Hebung des Gleinalm Kristallins erklärt werden. Da innerhalb der alluvialen Basisbildungen Belege eines metamorphen Hinterlandes fehlen könnte die limnische Fazieszone mit der St. Pankrazen Formation als stratigraphisch jüngere Abfolge datiert werden.

DIE PALÄOGENEN ROTALGENKALKE ÖSTERREICHS

Michael RASSER¹ & Werner E. PILLER²

¹Institut für Paläontologie, Universität Wien, Althanstrasse 14, A-1090 Wien; ²Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität, Heinrichstrasse 26, A-8010 Graz

Im Rahmen eines zweijährigen Projektes sollen die Rotalgenkalke des österreichischen Paläogens bearbeitet werden. Nur sieben der 29 bekannten Vorkommen sind nach modernen geologischen und/oder paläontologischen Gesichtspunkten bearbeitet, weitere sechs wurden erst kürzlich bekannt und sind daher noch nicht einmal dokumentiert.

Aufgrund des schlechten Bearbeitungsstandes werden diese Vorkommen zunächst faziell und, soweit nötig und möglich, biostratigraphisch bearbeitet. Vorrangige Zielsetzung des Projektes ist die Erstellung eines Kataloges der österreichischen Paläogenvorkommen und ihrer Rhodophyceen (Familien: Corallinaceae, Peyssonneliaceae, Solenoporaceae). Darauf aufbauend ist eine paläoökologische und paläobiogeographische Rekonstruktion der Ablagerungsräume geplant.

Folgende Lokalitäten werden im Projekt bearbeitet:

Molassezone:

Lithothamnienkalk, O-Eozän; Steyregg (Linzer Sande, Oligozän).

Waschbergzone:

Haidhof (Bruderdorf Fm., U-Paleozän); Michelstetten (Bruderdorf Fm., Paleozän); Waschberg (Waschberg Fm., U-Eozän).

Helvetikum:

Sünseralpe (Nummulitenkalk, M-Eozän); Bad Haslach (Nummulitenkalk, Rhodophyceenführung fraglich, Eozän); Frauengrube, Haunsberg (Unterer Lithothamnienkalk, U-Eozän); Gschlieflgraben (Lithothamnienkalk, O-Eozän).

Inneralpine/parautochthone Molasse:

Miesberg (Oberaudorfer Schi., O-Eozän); Bad Häring (Häringerschichten, U/M-Oligozän); Embachberg (Oligozän); Radstadt (umgelagerte Gerölle, U-Eozän); Kirchberg am Wechsel (O-Eozän); Wimpassing (O-Eozän).

Kalkalpine Gosaubecken:

Abtenau (Kambühlkalk, O-Paleozän); Wörschach (Kambühlkalk, Paleozän); Mooshuben (Kambühlkalk, O-Paleozän); Priggliitz

(Grünbacher Gosau, Kambühlkalk, O-Paleozän); Willendorf (Grünbacher Gosau, Rhodophyceenführung fraglich, O-Eozän). Gießhübl (Kambühlkalk, O-Paleozän); Kambühl (Kambühlkalk, O-Paleozän);

Neufunde von oberpaleozänem Kambühlkalk in Gosaubecken am S-Rand der Schneebergdecke und in der Mürtzaler Decke: Eberstein, Ochsenboden, Buchalpen, Krampen, Neuberg, Burg;

Zentralalpine Gosaubecken:

Klein St. Paul (Dobranberg Fm., M-Eozän).

KLIMA, VERWITTERUNG UND SEDIMENTATION IM PERM SÜDTIROLS IM SPIEGEL LAKUSTRINER SEDIMENTE

Christoph SPÖTL

Institut für Geologie und Paläontologie; Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Der Raum der heutigen Südtiroler Dolomiten und angrenzender Gebiete war im Perm Schauplatz intensiver vulkanischer Tätigkeit. Der Bozener Quarzporphyr, das Produkt dieses Vulkanismus, bildet eine bis zu 2 km mächtige Abfolge, die von Andesiten an der Basis bis zu rhyolithischen Ignimbriten am Top reicht.

Die vulkanische Abfolge läßt sich durch zwischengelagerte Sedimente zeitlich gliedern, wenn auch der absolute zeitliche Umfang dieser vulkanischen Ruhephasen nicht bekannt ist. Untersuchungen an Aufschlüssen im Etschtal haben gezeigt, daß es in diesen Ruhephasen zu intensiver Verwitterung der Vulkanite und Ablagerung in vulkanotektonisch gebildeten Senken kam. Innerhalb der Profile läßt sich eine Entwicklung von konglomeratischen debris flows alluvialer Fächer über sheet floods bis hin zu rhythmisch abgelagerten, feinstklastischen See-Sedimenten erkennen. Letztere dürften mehreren Endseen entstammen, da sie sich nicht lateral korrelieren lassen. Untersuchungen des Komponentenbestandes zeigen, daß ausschließlich vulkanisches Material erodiert wurde. Umso unerwarteter ist daher der hohe Karbonatgehalt der lokal bis zu 45 m mächtigen lakustrinen Abfolge, die i. w. stromatolithische Bildungen darstellt. Onkoidlagen und caliche-ähnliche Strukturen treten nur untergeordnet in der beckenrandnahen Fazies auf. Auffallend ist ferner der stets vorhandene Kieselsäure-Gehalt der monotonen, organisch-reichen Seesedimente, der sich nicht selten in Form diskreter, mm bis wenige cm-dünner chert-Lagen manifestiert. Vollkörperlich erhaltene Palynomorphe in diesen cherts stammen von einer lokalen, vermutlich seerandnahen Flora, die ein semiarides Klima indiziert.

Insgesamt ergibt sich das Bild eines lithologisch einheitlichen vulkanischen Hinterlandes, das intensiver mechanischer und chemischer Verwitterung unter semiariden Bedingungen anheim fiel, aufgezeichnet im Archiv der lakustrinen Sedimente. Wir haben somit den eher seltenen Fall eines gut bekannten, quasi-geschlossenen Erosions-Sedimentations-Systems, sodaß versucht werden kann, jene Gesteins-Wasser-Interaktionsprozesse nachzuvollziehen, die dazu führten, daß als Produkte der Vulkanit-Verwitterung Karbonat- und Kieselsäure-reiche, feinklastische Sedimente gebildet wurden.

KOHLENWASSERSTOFFREIFE UND THERMISCHE GESCHICHTE TERTIÄRER SEDIMENTE NE-SLOWENIENS

Thomas RAINER

Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität Leoben, Peter-Tunner-Strasse 5, A-8700 Leoben

Der Nordosten Sloweniens ist durch zahlreiche +/- EW streichende post-mesozoische Störungsbündel gekennzeichnet. Diese trennen Sedimentbecken mit unterschiedlicher tertiärer Sedimentations- (Erosions-) geschichte und häufig auch unterschiedlicher thermaler Überprägung. Im bearbeiteten Gebiet liegen vier durch Störungen getrennte Sedimentbecken, die sich, aufgrund ihres tertiären Sedimentinhaltes in Paläogen- oder Neogenbecken unterteilen lassen. Die beiden südlicheren Becken begannen sich bereits im Eger auszubilden (Paläogenbecken). Die beiden nördlicher gelegenen Becken hingegen sind mit karpatischen und post-karpatischen Sedimenten gefüllt und werden hier als Neogenbecken bezeichnet. Um die thermische Geschichte der tertiären Beckenfüllungen zu rekonstruieren, wurden Vitritreflexionsmessung, Rock-Eval-Pyrolyse und numerische 1D-Beckenmodellierung als Untersuchungsmethoden eingesetzt. Zu diesem Zwecke wurden im Gebiet des Matzelgebirges, welches die drei südlicheren Becken umfaßt, Gesteinsproben aus Oberflächenaufschlüssen gesammelt. Diese tertiären, hauptsächlich feinklastischen Sedimente, enthielten entweder makroskopisch erkennbares organisches Material oder aber man konnte aufgrund ihrer dunklen Färbung einen hohen Gehalt an organischem Material annehmen. Das nördlichste Becken, vom Nordrand des Matzelgebirges bis in die südliche Steiermark hinein reichend, wurde durch die Bearbeitung einer Bohrung (Somat) untersucht.

Durch Vitritreflexionsmessungen konnte im durch eine starke karpatische Absenkung gekennzeichneten Neogenbecken des Matzelgebirges eine Inkohlungsanomalie nachgewiesen werden. Die bis zu 800 m mächtigen karpatischen Sedimente sind in diesem Bereich zur Boc-Antiklinale geformt, in deren Kern Karpat-Sedimente mit Vitritreflexionswerten bis zu 1,36 %Rr auftreten. Die am Nordrand dieses Beckens aufgeschlossenen badenischen Sedimente hingegen zeigen eine Vitritreflexion von <0,4 %Rr. Numerische Heat-Flow-Modellrechnungen ergaben karpatische Heat-Flow-Maxima von >200 mW/m², wobei bis ins Unterbad ein verstärkter Wärmefluß erkennbar war. Durch Fission-Track Untersuchungen (DUNKL), wurde das Ende der thermalen Überprägung mit 14,1 +/- 0,9 m. a. (m. Baden) datiert. Den südlichen Rand dieses Beckens definiert das Donat-Störungsbündel, welches als Trennlinie zum südlich anschließenden Paläogenbecken fungiert. Die in diesem auftretenden Sedimente aus dem Eger und Eggenburg sind durch eine Vitritreflexion von durchwegs <0,9 %Rr, häufig sogar <0,4 %Rr gekennzeichnet. Die Eger-Sedimente des südlichsten Beckens zeigen eine Vitritreflexion <0,5 %Rr. Um zusätzliche Information über das organische Material zu erhalten, wurde an ausgewählten Proben die Bestimmung des TOC (Total Organic Carbon)-Gehaltes und Rock-Eval-Pyrolyse durchgeführt. Das organische Material ist eine Mischung aus den Kerogentypen 2 und 3. Typ 2 entspricht autochthon abgelagertem marinem Material, Typ 3 stammt von höheren terrestrischen Pflanzen. Der TOC-Gehalt ist bei den Mergeln, Silt- und Sandsteinen durchwegs <1%. Dieser Umstand zeigt, daß die untersuchten Sedimente ein eher armes Muttergesteinspotential aufweisen. Thermische Reifeparameter, wie die Vitritreflexion, sowie Tmax und der Production Index aus der Pyrolyse zeigen, daß die karpatischen Sedimente im Bereich der Boc-Antiklinale im oberen Bereich des Erdölfensters oder bereits darüber liegen. Das Kerogen wurde somit schon zum Großteil zu Kohlenwasserstoffen umgeformt, die aufgrund einer fehlenden impermeablen Abdeckung („Falle“) in die Atmosphäre entwichen. Eine zukünftige Aufheizung dieser sehr reifen Sedimente könnte kaum mehr Kohlenwasserstoffe mobilisieren. Die Reife der Sedimentgesteine der beiden südlicher gelegenen Paläogen-Becken befindet sich am Beginn des Erdölfensters.

Das nördlichste Becken ist durch eine rasche karpatische Absenkung charakterisiert, wobei sehr hohe (karpatische) Wärmeflüsse (> 300 mW/m²) herrschten. Die Vitritreflexion steigt von 0,32 %Rr in 203 m Tiefe auf 2,44 %Rr in 803 m an. Die thermische Reife der Sedimente in einer Tiefe zwischen etwa 400-600 m liegt im Bereich des Erdölfensters. Das organische Material liegt als Kerogentyp 2 vor.

Der hohe karpatische Wärmefluß im Bereich der heutigen Boc-Antiklinale wäre durch den u. /m. miozänen Vulkanismus, der in der Region des Bacherngebirges auftrat, erklärbar. Die den Südrand des Beckens bildende Donat-Störung wurde im post-Pannon durch die Lavanttal-Störung abgeschnitten und um 15-20 km nach SE versetzt (KAZMÉR 1996). Führt man diese Versetzung wieder zurück, so kommt die Anomalie südlich der Bacherngebirge/Kozjak-Region zu liegen, wo von SACHSENHOFER et al. (1997) Inkohlungsanomalien vergleichbaren Alters bearbeitet wurden. Neben einer vulkanischen Wärmequelle ist auch ein Zusammenhang mit einem raschen Aufstieg des Bacherngebirges (Grundgebirge) und einem dadurch erhöhten geothermischen Gradienten als Ursache der Inkohlungsanomalie diskutierbar.

Literatur

- KAZMÉR, M., FODOR, L., JOSZA, S., JELEN, B., HERLEC, U. & KUHLEMANN, J. (1996): Late Miocene paleogeography of Slovenia and the southern Alps: A palinspastic approach. - (In: G. AMANN et al. (Eds.): Tektonik-Strukturgeologie), 212-214, (Facultas-Universitätsverlag) Salzburg.
- SACHSENHOFER, R. F., DUNKL, I., HASENHÜTTL, C. & JELEN, B. (in press): Miocene thermal history of the southwestern margin of the Styrian Basin: coalification and fission track data from the Pohorje/Kozjak area (Slovenia).

EIN FORSCHUNGSVORHABEN IM STEIRISCHEN NEOGENBECKEN - DAS WEST STEIRISCHE BECKEN UND SEINE VERBINDUNG ZU PARATETHYS UND MEDITERRAN

Karl STINGL

Institut für Geologie & Paläontologie, Karl-Franzens-Universität
Graz, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz

Projekt WESBA (West Styrian Basin) zielt auf die Beckenfüllung des miozänen West Steirischen Beckens (Ottangium - Karpatium - Badenium). Das West Steirische Becken ist ein Teilbecken des Steirischen Beckens welches ein Randbecken des Pannonischen Beckens darstellt. Paläogeographisch ist die Beckenfüllung ein Teil der zentralen Paratethys, die Position des Beckens ist aber sehr nahe dem Ablagerungsraum des Mediterrans.

Das Untersuchungsgebiet ist eine der wenigen Stellen wo Verzahnungen von terrestrischen und marinen Sedimenten aufgeschlossen sind und ermöglicht daher die stratigraphische Korrelation mariner und terrestrischer Ablagerungen als auch die Untersuchung der Faktoren, die die Ausbildung der Verzahnungen bewirken.

Die regionale Lithostratigraphie ist aus vielen ungeordneten Regionalbezeichnungen der Sedimente zusammengesetzt. Über 30 regionale lithostratigraphische Bezeichnungen sind bekannt. Faziesinterpretationen stammen aus den 50ziger Jahren oder älter und entsprechen nicht mehr dem heutigen Stand der Forschung. Auch moderne Ablagerungsmodelle basieren auf diesen alten Interpretationen.

Die Fauna der Sedimente ist, abgesehen von wenigen Foraminiferenbearbeitungen aus den 50ziger Jahren, unerforscht. Nanoplankton und Mollusken wurden nie intensiv bearbeitet. Gerade in den letzten Jahren haben sich aber die bio- und chronostratigraphischen Zonierungen deutlich verschoben und geändert ohne daß dies Einfluß auf das West Steirische Becken gehabt hätte. Neueste geodynamische Modelle und Vorstellungen greifen aber gerade auf diese überalterten Daten zurück. Auch diese Diskrepanz zwischen moderner Beckenanalyse auf der Basis alter stratigraphischer Daten soll WESBA füllen.

Die Aufgaben von WESBA bestehen daher in der Erstellung einer neuen Litho- Bio- und Chronostratigraphie als auch der Erarbeitung neuer paleogeographischer/sequenzstratigraphischer Modelle.

Das Projekt steht im engen Zusammenhang mit einer im Aufbau befindlichen Arbeitsgruppe zur Korrelation von regionalen Para-

tethys- und Mediterranablagerungsräumen und soll die unbedingt notwendigen Basisdaten liefern, um solche Korrelationen erfolgreich durchzuführen.

Das Forschungsprojekt WESBA baut auch auf den Ergebnissen von über zehn Jahren Forschung im Steirischen Becken an der Universität Graz auf.

SANTON-UNTERCAMPAN IM GEBIET SÜDLICH VON GOSAU: STRATIGRAPHIE, TEKTONIK, SEQUENZSTRATIGRAPHIE UND FORAMINIFEREN

Michaela TRENKWALDER¹, Karl KRAINER¹, Diethard SANDERS¹ & Michael WAGREICH²

¹ Institut für Geologie und Paläontologie; Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck; ² Institut für Geologie, Universität Wien, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

Das Oberkreide-Becken von Gosau-Rußbach weist am Südrand große Mächtigkeits- und Faziesunterschiede auf, bedingt durch synsedimentäre Störungen. Die Untere Gosau Subgruppe mit einer etwa 1000 m mächtigen mergeligen Beckenfazies geht hier lateral in die Untersberg Formation (karbonatische Küstenfazies des "Untersberger Marmors") mit einer Mächtigkeit von 30 bis 50 m über. Darüber folgt ein Reliefausgleich mit Tiefwassersedimenten der Ressen Formation. Im Rahmen einer Diplomarbeit, gefördert durch ein Stipendium der Universität Innsbruck, wird dieser Bereich neu aufgenommen und mikropaläontologisch detailliert untersucht. Dabei stehen folgende Fragestellungen im Vordergrund:

- **Kartierung im Bereich des Süd- und Ostrandes des Beckens**
Kontakte Untersberg Formation zu Unterer und Oberer Gosau und Beckenuntergrund

- **Tektonik & Strukturdaten**

synsedimentäre Störungen am Beckenrand
Spaltenfüllungen im Untergrund

- **Biostratigraphie** (v.a. Foraminiferen): Santon-Campan-Grenzbereich gekennzeichnet durch beschleunigte Evolution von Planktonforaminiferen (Ersteinsetzen von *Globotruncanita* und *Globotruncana*-Gruppe, Aussterben von *Dicarinella*- und *Sigalia*-Gruppe) und kalkigem Nannoplankton (Ersteinsetzen von *Broinsonia parca*-Gruppe, Evolution von *Holococcolithen*, Aussterben von *Marthasterites furcatus*).

- **Palökologie und Paläozoographie mit Foraminiferen und Ostrakoden**

rasche Abtiefung im Unterocampan von seichtem Neritikum ins obere bis mittlere Bathyal

Foraminiferen-Vergesellschaftungen an einer Sequenzgrenze
Faunen-Vergesellschaftung im Grenzbereich tropischer/gemäßigter Zone

Einfluß kühler Meeresströmungen am Nordrand der Tethys?

- **Sequenzstratigraphie**

Sequenzgrenze am Top der Hochmooschichten - Sandkalkbank (Highstand System Tract) mit Konglomeraten und subaerischer Exposition am Beckenrand, dann Lowstand System Tract (?) und Transgressive System Tract mit Bibereckschichten. Foraminiferen an einer Sequenzgrenze. Geometrie der Bibereckschichten im TST
Begleitende Untersuchungen zur Biostratigraphie (v. a. Ammoniten, Inoceramen, Nannoplankton) und Magnetostratigraphie des Obersantons-Untercampans werden im Rahmen des IGCP-Projektes 362 durchgeführt.

DIE GENESE DER "HOHLEN GERÖLLE" IM SATTNITZKONGLOMERAT

Genia WINKLER

Institut für Geologie & Paläontologie, Karl-Franzens-Universität
Graz, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz

Das Sattnitzkonglomerat (Österreich / Kärnten) ist eine neogene alluviale Ablagerung. Hier finden sich partiell gelöste Gerölle mit internen Hohlräumen. Schnittlageneffekte erwecken den Anschein, daß es sich um "Hohle Gerölle" handelt.

Das kalzitisch zementierte Konglomerat ist, neben Kristallin-, Quarz-, Sandstein- und Vulkanitklasten, hauptsächlich aus karbonatischen Geröllen aufgebaut. Die Grobfraction schwimmt in einer mittel- bis grobsandigen Matrix aus Karbonatbruchstücken, Phyllosilikaten, Schwermineralen, Quarz, etc.

Selektiv gelöste Gerölle sind poröse, rekalkitisierte Dolomite. In verbliebenen Rändern lassen sich verschiedene dolomitische Vorläufergefüge nachvollziehen. Teilweise sind auch Rückschlüsse auf den Primärkalzit möglich. Bevorzugt werden Dolomite angegriffen, die aus mikritischen Kalken entstanden sind.

Neben angegriffenen Dolomiten existieren weitere Umkristallisations- und Lösungserscheinungen (zu *chalky* Mikrit umgewandelter Sparit, Geopetalstrukturen, Drucklösungsphänomene, etc.). Durch Lösung entstandene und erweiterte Poren der Grundmasse und Hohlräume angelöster Gerölle werden von einer späten Kalzitgeneration ausgefüllt. Diese wird als *cave deposit* interpretiert.

Sämtliche Gefügemerkmale weisen auf ein meteorisch vadoses System hin. Änderungen des Diageneseregimes haben nicht stattgefunden.

Die große Heterogenität der Ablagerung begünstigt die Ausbildung selektiver und asymmetrischer Lösungsmuster und Umkristallisationen. Diese Bildungen erfolgen durch meteorische Wässer, die während Infiltrationsereignissen an Gesteinsinhomogenitäten zurückgehalten werden.

Nach Erreichen des Sättigungsgrades an CaCO₃ der Lösung und CO₂-Entgasung wird die späte Kalzitgeneration während Trockenphasen ausgefällt.

Dedolomitisierung (Rekalzitisierung) ist ein oberflächennahes diagenetisches Phänomen, das mit Verwitterungsprozessen im Zusammenhang steht (e. g. EVAMY 1967, KENNY 1992).

Literatur

EVAMY, B. D. (1967): The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitization. - *Sedimentology*, 2: 164-170, Amsterdam.

KENNY, R. (1992): Origin of disconformity dedolomite in the Martin Formation (Late Devonian, Northern Arizona). - *Sed. Geol.*, 78: 137-146, Amsterdam.

MOLLUSKENASSOZIATIONEN IN DER NÖRDLICHEN BUCHT VON SAFAGA (ROTES MEER, ÄGYPTEN) UND IHR POTENTIAL ZUR CHARAKTERISIERUNG SEDIMENTÄRER FAZIES

Martin ZUSCHIN & Johann HOHENEGGER

Institut für Paläontologie der Universität Wien, Althanstraße 14,
A-1090 Wien

Die flachmarine subtropische Bucht von Safaga wird charakterisiert durch ein komplexes Muster sedimentärer Fazies, die generell reich an Mollusken sind. Dreizehn quantitative Proben (jede mit einem Volumen von 29 dm³) von verschiedenen Probenorten (2 von Riffhängen, 4 von Korallensand, 2 vom schlammigen Sand, 2 vom Schlamm, 1 von sandigem Seegras, 1 von schlammigem Seegras,

1 vom Mangrove - Kanal) zwischen Wassertiefen vom flachen Subtidal bis 40 m wurden in Bezug auf ihren Molluskengehalt > 1 mm hin untersucht. Unter Ausschluß von Fragmenten wurden mehr als 26000 Individuen gezählt und 622 Taxa unterschieden. Das häufigste Taxon, *Rissoina cerithiiformis*, hat einen Anteil von knapp über 5 % am Gesamtmollusken - Gehalt in den Proben. Der Hauptteil der Fauna besteht aus Mikromollusken (kleine Adulte und Juvenile). Die Anzahl der Individuen und der Taxa sowie die Diversitätsindizes sind sehr hoch in den Proben vom Korallensand, von den Riffhängen und aus dem Seegras und deutlich niedriger in denen der Mangrove, vom schlammigen Sand und Schlamm. Unter den Bivalven dominieren epifaunale (byssate und zementierte) Suspensionsfresser auf Riffhängen, infaunale Suspensionsfresser im Schlamm und infaunale Sedimentfresser im schlammigen Sand und Seegras. Korallensande werden von infaunalen Suspensions- und Sedimentfressern dominiert.

Verschiedene Clusteranalysen gruppieren die Proben entsprechend den sedimentären Fazies in bezug auf 1) taxonomische Zusammensetzung, 2) Individuenzahlen, Anzahl der Taxa und Diversitätsindizes, 3) Diversitätsindizes allein und 4) Ernährungsstrategien und Substratbeziehungen der Bivalven. Zwischen den Faunen der verschiedenen sedimentären Fazies gibt es unterschiedliche Be-

ziehungen: Die Seegrasfauna zeigt starke Ähnlichkeiten zur Korallensandfauna und zur Fauna der Riffhänge in bezug auf Anzahl der Individuen, Anzahl der Taxa, Diversitätsindizes und Gastropodenassoziationen. Hingegen zeigt sich eine starke Ähnlichkeit zur Fauna aus den schlammigen Sanden in bezug auf Bivalvenassoziationen und Ernährungsstrategien von Bivalven. Die Mangrovefauna ist ähnlich zu der im Korallensand bezüglich der taxonomischen Zusammensetzung und der Ernährungsstrategien der Bivalven, zeigt aber andererseits starke Ähnlichkeiten zu den Faunen der feinkörnigen Sedimente bezüglich Anzahl der Individuen, Anzahl der Taxa und Diversitätsindizes. Die Riffhangfauna zeigt starke Ähnlichkeiten zur Fauna der Korallensande in jeglicher Hinsicht, außer den Substratbeziehungen der Bivalven, welche sie von allen anderen Faziesbereichen klar abgrenzt.

Korrespondenzanalysen und Faktoranalysen unterstützen diese Resultate, indem sie die Beziehung der Seegrasbivalven und der Bivalven aus dem schlammigen Sand, sowie zwischen Seegrasgastropoden und Gastropoden in Korallensanden und am Riffhang bestätigen.

Basierend auf den Resultaten der statistischen Analysen wurde die Fauna in verschiedene Assoziationen gegliedert, von welchen jede eine sedimentäre Fazies charakterisiert.

3. Österreichisches Sedimentologen-Treffen Seewalchen am Attersee; 14. November 1998

Organisation: Michael RASSER & Michael WAGREICH

Kurzfassungen

FAZIES UND BIOSTRATIGRAPHIE DER WEISSENBACHALM-GOSAU BEI BAD AUSSEE – VORLÄUFIGE ERGEBNISSE

BARON-SZABO, R., HRADECKÁ, L., LOBITZER, H., OTTNER, F.,
SACHSENHOFER, R., SCHLAGINTWEIT, F., SIEGL-FARKAS, A.,
SVÁBENICKÁ, L., SZENTE, I. & ZORN, I.

Eine kurze Erwähnung findet das kleine Gosauvorkommen der Ausseer Weissenbachalm bereits in der berühmten Pionierarbeit von SEDGWICK & MURCHISON (1831) „A Sketch of the Structure of the Eastern Alps“, während die erste kursorische Bearbeitung auf PETERS (1852, Abh. GRA, 1) sowie REUSS (1854) zurückgeht. Abgesehen von der monographischen Bearbeitung der arten- und individuenreichen Foraminiferenfauna durch TOLLMANN (1960, Jb. GBA, 103), dem wir auch eine Übersichtskartierung dieses Gebietes verdanken, findet die Ausseer Weissenbachalm-Gosau lediglich gelegentliche Erwähnung als Fossilfundpunkt (z. B. in HAUER 1858, STUR 1871, REDTENBACHER 1873, BEAUVAIS 1982) sowie in Exkursionsführern (z. B. KOLLMANN & SUMMESBERGER 1982).

Unsere Arbeitsgruppe hat nun begonnen, dieses fossilreiche (aber leider sehr Ammoniten-arme) Gosauvorkommen detailliert zu bearbeiten; die hier präsentierten Ergebnisse haben lediglich vorläufigen Charakter.

Über einem schlecht Korngrößen sortierten Basiskonglomerat (nicht bearbeitet) steht an der südlichen Hangseite des Weissenbachs eine über 30m mächtige Serie grauer weicher Kalkmergel an, während entlang der Forststraße N des Weissenbachs graue biomikritische Kalke anstehen, die von KOLLMANN & SUMMESBERGER (1982) treffend als Rudisten-Korallen-Brachiopoden-Fazies bezeichnet wurden. Ebenfalls am Hang nördlich des Weissenbachs steht ein

ca. 80 cm mächtiges Kohlen(ton)flöz an, das direkt einem hier gut geschichtetem Konglomerat auflagert, das dem oberen Konglomerathorizont im Sinne von PETERS (1852) entsprechen könnte. Die Kohle zeigt eine Vitritreflexion von 0,44% Rr (Glanzbraunkohlenstadium) und liegt damit am unteren Rand von Reflexionswerten benachbarter Gosauvorkommen. Die Palynomorphen-Assoziation ist reich an schlecht erhaltenen Normapolles. Die Gesamtmineralanalyse der Kohle zeigt etwas Quarz, relativ viel Gips, etwas Pyrit und Kaolinit. Im Kohleton ist viel Kalzit vorhanden, auch etwas Gips und ein sehr hoher Pyritanteil.

Über dem Basiskonglomerat setzen mit scharfer, diskordanter Grenze die über 30 m mächtigen und durchgehend aufgeschlossenen grauen Mergel ein, aus deren (vermeintlichem) Liegendabschnitt TOLLMANN (1960) eine ungemein reiche Foraminiferenfauna beschrieb. Gesamtmineralanalysen zeigen nun, daß die basalen Mergel einen höheren Quarz-, Plagioklas- und Muskowitanteil sowie etwas Gips aufweisen und sowohl nanno-, als auch foraminiferensteril sind. Die gesamte hangend folgende feinklastische Serie wird von Kalkmergeln repräsentiert, die einen ziemlich einheitlichen Mineralbestand aufweisen, der auf eine eher gleichmäßige Karbonatproduktion schließen läßt. Geringe Mengen an Quarz, Muskowit, Plagioklas, Kalifeldspat, Kaolinit und Chlorit weisen auf geringfügigen terrestrischen Einfluß hin. Eine Besonderheit stellen korallenführende Mergel dar, die erhöhten Gipsanteil sowie eine sehr gut erhaltene Vergesellschaftung von Normapolles und Farnsporen aufweisen. Die Nannofossil-Assoziation erlaubt eine Einstufung in die Nannozone CC 13 B (O.-Turon - U.-Coniac), während die Foraminiferen-Assoziation festlandnäheres Neritikum im Sinne von WAGREICH & FAUPL (1994) mit Wassertiefen von ca. 10-20 m anzeigt; dafür spricht auch das Ostracoden-Spektrum. Vereinzelt Funde von Scolecodonten sowie auch von *Botryococcus*.

1.-4. Österreichisches Sedimentologentreffen in Seewalchen: 1996, 1997, 1998, 1999

Der mittlere Kalkmergelbereich kann der Nannozone CC 14 zugeordnet werden (M.-Coniac – unt. O.-Coniac). Die Foraminiferen-Assoziation zeigt mit einem Plankton:Benthos-Verhältnis von 40:60 % bereits Ablagerungsbedingungen des mittleren Neritikums, d.h. Wassertiefen von ca. 30-100 m an.

Die hangenden Kalkmergel sind in den unteren Anteil der Nannozone CC 15 zu stellen, d. h. Oberconiac bzw. Coniac/Santon-Grenzbereich. Die sehr gut erhaltene und artenreiche Foraminiferenfauna wird von Plankton (ca. 60 %) dominiert. Es finden sich aber auch mehrere benthische Indexfossilien der Gattung *Gavelinella*. Paläobathymetrisch sprechen die Foraminiferen-, aber auch die Ostracoden-Assoziationen für Tiefneritikum, d. h. Wassertiefen bis zu etwa 200 m. Die festlandsferneren Palynomorphen-Assoziationen zeigen gute Erhaltung sowie neben Normapollens und Farnsporen auch Dinoflagellaten-Zysten.

Entlang der Forststraße stehen östlich der Weissenbachalm bzw. nördlich des Weissenbachs graue mikritische Kalksteine an, die gelb anwittern, knollig aufgelöst und oft stark rekristallisiert sind. Diese „Riffschuttkalke“ („Rudisten-Korallen-Brachiopoden-Kalk“) stellen bislang – trotz ihres immensen Fossilreichtums – ein stratigraphisches Problem dar. Die mikrofazielle Bearbeitung zeigt praktisch ausschließlich stratigraphische Durchläufer. Lediglich die Solenoporacee *Parachaeetes lichenoides* ELLIOTT könnte auf Turon (??) hinweisen. Die ziemlich reiche Bivalvenfauna umfaßt u. a. *Vaccinites sulcatus* (DEFrance 1821), *V. inaequicostatus* (MÜNSTER 1840), *Plagioptychus cf. toucasi* MATHERON 1842 sowie ? *P. cf. paradoxus* MATHERON 1842. Diese Vergesellschaftung läßt eine Einstufung älter als Coniac unwahrscheinlich erscheinen (?Santon?). Die Korallenvergesellschaftung ist wenig divers und bildete eine lockere Biozönose und sicher keine massive Riffstruktur. Die individuenreiche und wohl sehr artenarme Brachiopodenfauna fand bislang keinen Bearbeiter. Weiters fanden sich Serpel-Aufwüchse sowie zwei Seeigel.

Tufflage und der umgelagerten Tuffite ist das Auftreten der keinen fluviatilen Transport vertragenden akkretionären Lapilli, die Schwermineralspektren, Korngrößenverteilungen und diverse Sedimentstrukturen. Die primäre Falloutlage ist gut sortiert und besitzt einen Korngrößenanteil < 63 µm zwischen 60 und 85 %.

Die Glastuffe sind unterschiedlich zu smektistischen Tonmineralen mit wechselnd illitischem und chloritischem Anteil umgewandelt. Besonders häufig tritt diese Bentonitisierung in cm- bis dm-Mächtigkeit an der Basis der primären Tufflage (Basisbentonit) auf.

Der Gesamtchemismus der von einem rhyolithisch/dazitischen Magma derzeit noch unsicherer Herkunft ableitbaren Tuffe ist aufgrund der starken Alteration, der Sedimentbeimengungen und äolischer Frachtsonderung kaum zur Identifizierung des Liefergebietes geeignet. Ein gutes Maß für den Grad der Alteration, die durch Abfuhr von SiO₂ und der Alkalien und Zunahme von Al₂O₃ und MgO bestimmt wird ist, ist der Glühverlust.

Altersdatierungen, die bisher nur an den dafür anscheinend zu stark alterierten magmatischen Biotiten durchgeführt wurden, brachten keine Ergebnisse. U/Pb-Datierungen an Zirkonen und Apatit/Zirkon Spaltspurendatierungen werden zur Zeit getestet. Bei einem Versagen absoluter Datierungsmethoden bieten sich für eine Tephrochronologie primärer Tufflagen nur folgende Parameter an:

- die Gehalte von Elementen, die keinem Korngrößen- und Alterationseffekt unterliegen,
 - der Bestand und Chemismus (Mikrosonde) primärer Phänokristalle, isolierter Glaskomponenten und von Glaseinschlüssen in Phänokristallen,
 - die rasterelektronenoptische Charakterisierung pyroklastischer Partikel und
 - die Morphometrie und Zusammensetzung akkretionärer Lapilli.
- Die Untersuchungen sollen im Rahmen des Projektes „Tuffe im Miozän am Alpenostrand: Ansatz für eine Tephrochronologie“ weiter fortgesetzt werden.

TUFFE IM MIOZÄN DES STEIRISCHEN BECKENS

Fritz EBNER & Heinrich MALI

Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften

Im Zuge der Inventur heimischer Rohstoffe wurden Tuffe/Tuffite (Glastuffe mit unterschiedlichem Grad der Bentonitisierung) im Miozän des Steirischen Beckens und entlang der Norischen Linie von über 100 Fundpunktgruppen bekannt. Optionen für mögliche technische Verwertungen liegen in den Bereichen „Bentonit“ und „Puzzolan“. Die stratigraphische Einstufung der Tuffe mit Karpat/Baden erfolgt nur indirekt und ist nur dann zwingend, wenn sie tatsächlich mit dem Steirischen miozänen Vulkanismus in Zusammenhang stehen.

Am Beispiel eines im Rahmen eines FWF-Forschungsbündels (Kohlenbecken von Voitsberg/Köflach) im Detail untersuchten Tuffniveaus (Lobmingberg Member der Stallhofen Fm.) wird die Petrographie, Geochemie und Sedimentologie einer dieser primär aus feinem vulkanischen Glas bestehenden Tufflagen dokumentiert und Fragen ihrer Eruptions- und Anreicherungsmechanismen, Alteration zu Bentonit und Eignung für eine Tephrochronologie diskutiert.

Das bis 5 m mächtige Lombmingberg Member wurde mit messerscharfer Grenze über einem siltig/sandigen niederenergetischen Basis-Member der Stallhofen Fm. abgelagert. Eine regional beständige Mächtigkeit von 60 cm zeigt ein liegender Abschnitt mit Lagen akkretionärer Lapilli. Darüberliegende mit Sedimentmaterial eines metamorphen Hinterlandes vermengte Tuffe/Tuffite sind unterschiedlich mächtig (bis 420 cm) und häufig durch die nachfolgende fluviatile Entwicklung (sandige Kiese) des Eckwirt Members erosiv reduziert. Wichtig für die Unterscheidung der primär als Fallablagerung in einem Stillwasserraum abgesetzten basalen

OSTRACODEN ALS

ENVIRONMENTINDIKATOREN - FALLSTUDIE BAD DEUTSCH ALTENBURG (E-RAND DES WIENER BECKENS, OBERBADENIUM)

Martin GROSS & Werner E. PILLER

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens
Universität Graz

Die Hainburger Berge (Unterostalpin, Hochtatrikum) bilden zusammen mit den Kleinen Karpaten den Ostrand des Wiener Beckens ca. 40 km östlich von Wien. Hainburger und Brucker Pforte vermitteln zum östlich anschließenden Pannonischen Becken. Durch die randliche Position sind die badenischen Sedimente in diesem Gebiet faziell stark differenziert. Ein umfangreiches Bohrprogramm im Rahmen der Voruntersuchungen zur Errichtung des Donaukraftwerkes Hainburg bietet die Möglichkeit die Beziehungen unterschiedlicher Environments auf engstem Raum zu studieren. Ostracoden, die in nahezu allen aquatischen Milieus auftreten, reagieren durch ihre vorwiegend benthonische Lebensweise und damit enge Bindung an den Lebensraum sensibel auf Änderungen im Ökosystem (Salinität, Bathymetrie, terrigene Beeinflussung, etc.). Anhand der Faunenassoziationen dieser Mikrofossilgruppe soll eine paläökologische Analyse durchgeführt werden (FWF-Projekt 12229 GEO).

Die Bohrprofile lassen eine Fortsetzung (obertags z. B. am Kirchberg und Pfaffenberg) aufgeschlossener) mitteltriadischer Kalke und Dolomite (KRISTAN-TOLLMANN & SPENDLINGWIMMER 1978) unter der quartären Bedeckung gegen NW erkennen. Im SW ist dieser Karbonatporn von einer NW-SE-streichenden Störung („Deutsch Altenburger Bruch“, GANGL 1988) begrenzt. Auf dieses Relief transgredieren mit basalem Aufarbeitungshorizont (v. a. Dolomit-

gerölle, teilweise von Corallinaceen umkrustet) oberbadenische Sedimente. Corallinaceen, Foraminiferen und Ostracoden weisen auf vollmarine Bedingungen hin. Direkt an der vom Karbonatsporn gebildeten Hochzone entwickeln sich einige Meter mächtige Corallinaceenkalke mit untergeordneten Sand- und Mergellagen. Südwestlich der Hochzone gelangen vorwiegend mergelige Sedimente ("Badener Tegel") zur Ablagerung. Starke klastische Schüttungen (Fandelta?) aus dem Hinterland zeigen beckenwärts (NW bis SW) an Mächtigkeit abnehmende Sandpakete an. Frühere Untersuchungen der Ostracodenfauna (DANIELOPOL et al. 1991) weisen ebenfalls auf diesen fluviatilen Sedimenteintrag hin. Das NE-Areal ist durch Corallinaceenkalk-Mergel-Wechselfolgen charakterisiert. Sandige Partien sind in diesem Bereich geringmächtig entwickelt.

Die vorläufige Auswertung der Ostracodenfaunen aus einer 96,40 m tiefen Bohrung (HA 66) zeigt ein für das Badenium der zentralen Paratethys typisches Artenspektrum mit vorwiegend vollmarinen Formen des litoralen bis epineritischen Bereiches. Vertreter tieferer Ablagerungsräume konnten nur vereinzelt nachgewiesen werden. In allen Proben dominieren Arten der Gattung *Aurila* Pokorny, die bevorzugt in seichten, randlichen, eher sandigen Arealen auftreten (CERNAJSEK 1972). Die Korngröße und Häufigkeit der Leithakalkbänke nimmt gegen das Hangende ab. Diesen Trend zeichnet auch der Rückgang des Anteiles von *Aurila* Pokorny nach und unterstützt damit die Interpretation einer zunehmenden Vertiefung des Ablagerungsraumes.

Literatur

- CERNAJSEK, T. (1972): Zur Palökologie der Ostrakodenfaunen am Westrand des Wiener Beckens. - Verh. Geol. B.-A., 172/2: 237-246, Wien.
- DANIELOPOL, D.L., PILLER, W.E. & HUBER, T. (1991): *Pseudolimnocythere hainburgensis* n. sp. (Ostracoda, Loxoconchidae) aus dem Miozän (Badenium) des Wiener Beckens. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1991, 8: 458-469, Stuttgart.
- GANGL, G. (1988): Geologische und hydrogeologische Voruntersuchungen zum Bau des Kraftwerkes Hainburg. - Mitt. Baugeol. Geomech., 1: 233-247, Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & SPENDLINGWIMMER, R. (1978): Crinoiden im Anis (Mitteltrias) der Tatrigen der Hainburger Berge (Niederösterreich). - Mitt. Österr. Geol. Ges., 1975, 68: 59-77, Wien.

GAMMASTRAHLUNGSSCHARAKTERISTIK DER "KAPFENSTEINER SCHOTTER" (OBERMIOZÄN, STEIRISCHES BECKEN/ÖSTERREICH)

Martin GROSS, Bernhard HUBMANN & Johannes REISINGER

Inst. für Geologie & Paläontologie, Universität Graz; E-mail: johannes.reisinger@kfunigraz.ac.at

Limnisch-fluviatile Sedimente des Pannoniums (Obermiozän) bilden flächenmäßig weite Anteile des am Alpenostrand gelegenen Oststeirischen Neogenbeckens.

Nach einem bis an die Beckenränder nachgewiesenen Vorstoß des "Pannonischen Sees" (= Teil der ausgestüften zentralen Paratethys) leiten regressive Tendenzen das Progradieren kiesig-sandiger Mäanderflüsse in distaler Beckenposition (Gnaser Teilbecken) ein. Sedimente dieser Entwicklung, die von grobklastischen Rinnenfüllungen und begleitenden Feinklastika der Überschwemmungsebene aufgebaut werden, bilden kartographisch nicht trennbare Einheiten, die in der Literatur unter dem Begriff "Kapfensteiner Schotter" zusammengefaßt werden.

An Hand einer architekturelement-analytisch aufgenommenen Aufschlußfront wird die Gammastrahlungscharakteristik dieser fluviatilen Sedimente dargestellt.

In äquidistanten Profilen aufgenommene Gammalogs werden mit Grenzflächen, externer und interner Geometrie sowie lithofaziellen Veränderungen korreliert. Mittels rasterförmiger Meßpunktanordnung erfolgt die Erfassung der internen Variabilität der

Gammastrahlung der einzelnen Sedimentkörper sowie deren Diskriminierung untereinander.

NUMERISCHE SIMULATION UND MASSENBILANZIERUNG VON EROSIONSPROZESSEN

Achim KAMELGER

Geologisch-Paläontologisches Institut, Univ. Basel, Bernoullistr. 32, CH-4056 Basel, Email: kamelger@ubaclu.unibas.ch

In den letzten Jahren wurde zunehmend versucht, die Dynamik von Erosionsprozessen mittels numerischer Simulation zu erfassen. Die Aktualität dieses Themas zeigt sich an der Vielzahl neuer Publikationen und Tagungen, die sich mit diesem Themenkreis befassen ("Erosion processes and landform evolution", 1997, Bonn; "Elementare geologische Prozesse", 1997, Jülich; "EUG-9 Tagung: European Union of Geosciences", 1997, Strasbourg; Symposium: "Climatic, Oceanographic and Tectonic Forcing of Sedimentary Systems"; "Modern Modelling Trends in Tectonics"; "Basin Evolution and 3D-Models"; "Mechanics of the mountain belts", 1995, Lausanne).

Die Schwerpunkte der Forschungsarbeiten reichen von Modellrechnungen für große Gebiete (BEAUMONT, FULLSACK et al. 1992, KOOI & BEAUMONT 1994, SLINGERLAND, HARBAUGH et al. 1994, TUCKER & SLINGERLAND 1996, JEAN BRAUN & VAN DER BEEK 1997, HAY 1997, ADAMS 1980) bis zu sehr detaillierten, auf kleine Gebiete beschränkte Erosionsmodelle. Zudem wurde verschiedentlich versucht, die Erosionsprozesse an Modellen im Labor zu untersuchen (SCHUMM 1977, SCHUMM 1981).

Ziel meiner Arbeit ist es, aufbauend auf diesen Studien, anhand von Modellrechnungen mit synthetischen Geländemodellen sowie mit ausgewählten alpinen Ablagerungsräumen die räumliche und zeitliche Bedeutung einzelner, an der Erosion beteiligter Prozesse, zu quantifizieren. Insbesondere soll eruiert werden, ab welcher Gebietsgröße die beteiligten Prozesse für die geomorphologische Gesamtentwicklung einer Landschaft von besonderem Einfluss sind.

Für kurzfristige und kleinräumige Aspekte spielen vor allem Lithologie und Klima eine Rolle, während für die langfristige geomorphologische Entwicklung einer Landschaft vor allem die tektonische Vertikalbewegung ausschlaggebend ist.

Aufgrund des Vergleiches von Simulationsresultaten mit den realen Daten kann das Modell verbessert werden, um letztlich bessere Erkenntnis über den durch Klimaveränderungen, tektonische Vorgänge und anthropogene Einflüsse veränderten Sedimentaustrag zu gewinnen.

Literatur

- ADAMS, J. (1980): "Contemporary uplift and erosion of the Southern Alps, New Zealand: Summary." - Geological Society of America Bulletin, 91: 1-114.
- AHNERT, F. (1970): "Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins." - American Journal of Science, 268: 243-263.
- AHNERT, F. (1994): "Equilibrium, scale and inheritance in geomorphology." - Geomorphology, 11: 125-140.
- BEAUMONT, C., FULLSACK, P. et al. (1992): Erosional control of active compressional orogens. - (In (Ed.): McCAY, K.R.: Thrust Tectonics), 1-18, (Chapman & Hall) London
- BRAUN, J. & SAMBRIDGE, M. (1997): "Modelling landscape evolution on geological time scales: a new method based on irregular spatial discretization." - Basin Research, 9: 27-52.
- HAY, W.W., SHAW, C.A. et al. (1989): "Mass-balanced paleogeographic reconstructions." - Geol. Rundsch, 78(1): 207-242.
- KIRKBY, M. (1990): "The landscape viewed through models." - Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Supplement-Band 79: 63-81.
- KIRKBY, M.J. (1986): Mathematical models for solutional development of landforms. - (In (Ed.): TRUDGILL S.T.: Solute Processes), 439-495, (John

1.-4. Österreichisches Sedimentologentreffen in Seewalchen: 1996, 1997, 1998, 1999

- Wiley & Sons) Chichester.
- KOOI, H. & BEAUMONT, C. (1994): Large-Scale Geomorphology: Classical Concepts Reconciled and Integrated with Contemporary Ideas via a Surface Process Model.
- MEADE, R. H. (1988). Movement and storage of sediment in river systems. - (In (Eds.): LERMAN, A. & MEYBECK, M.: Physical and Chemical Weathering in Geochemical Cycles), 165-179, (Kluwer Academic Publisher) Dordrecht.
- RINALDO, A., DIETRICH, W.E. et al. (1995): "Geomorphological signatures of varying climate." - *Nature*, **374**: 632-635.
- SCHUMM, S. (1981). "Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications." - *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, **31**: 19-29.
- SCHUMM, S. A. (1977): *The fluvial system*. - (John Wiley & Sons) New York.
- SLINGERLAND, R., HARBAUGH, J.W. et al. (1994): *Simulating clastic sedimentary basins*. - New Jersey, Prentice Hall.
- TUCKER, G. E. & SLINGERLAND, R. (1996): "Predicting sediment flux from fold and thrust belts." - *Basin Research*, **8**: 329-349.

DROWNING EINER KARNISCHEN KARBONATPLATTFORM (O-TRIAS, DOLOMITEN)

Lorenz KEIM

Institut für Geologie/Paläontologie, Universität Innsbruck,
Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Das Wachstumsvermögen von Karbonatplattformen wird gesteuert durch Faktoren wie Licht, Temperatur, Salinität und Nährstoffangebot. Die Geometrie von Plattformrändern wie bspw. Aggradation, Progradation, backstepping, drowning, empty bucket oder subaerische Exposition läßt sich im wesentlichen auf das Zusammenwirken von zwei Parametern zurückführen: accommodation (potentieller Ablagerungsraum) und supply (Sedimentzufuhr) (SCHLAGER 1993). Neben eustatischen und tektonisch gesteuerten, regionalen Meeresspiegelschwankungen spielt die Veränderung von Umweltfaktoren bei der Ausbildung von Ablagerungssequenzen eine wichtige Rolle. Beispiele aus der geologischen Vergangenheit zeigen, daß sowohl subaerische Exposition als auch Versenkung unter die photische Zone (drowning) das Absterben von Riffen und Karbonatplattformen bewirken. Die Ursachen von drowning sind vielfältig, scheinen aber häufig mit reduziertem Wachstumsvermögen durch Umweltstress zusammenzuhängen (HALLOCK & SCHLAGER 1986).

Am Fallbeispiel einer karnischen Karbonatplattform der Südtiroler Dolomiten soll das Wachstumsende des Riffkörpers durch veränderte Umweltbedingungen im Vorfeld des Raibler Ereignisses diskutiert werden. Am Fuße des Piz Lavarella (3055 m, östl. Dolomiten) ist ein progradierender Plattformrand aufgeschlossen, der mit den Beckensedimenten der Cassian Formation verzahnt. Die Hangschichten sind maximal 20° geneigt und weisen die typisch tangential auslaufenden Clinoformen eines unteren Hanges auf. Die Beckensedimente sind im wesentlichen aus Tonschiefern bis Kalkmergeln, mudstones und Karbonatdetritusschüttungen aufgebaut, die sich in Zyklen mehrerer Ordnungen unterteilen lassen (MASETTI et al. 1991). Die Karbonatplattform wird von Sedimenten der Raibler Gruppe überlagert, die sich aus Muschelschillbänken, bio- und lithoklastischen pack-grainstones, die z. T. stark pflanzenführend sind und schwarzen Tonschiefern wechselagernd mit bituminösen, feinlaminierten Dolomiten zusammensetzen.

Die heutige Morphologie des Riffkörpers verdeutlicht den Wachstumsstillstand der Karbonatplattform und zeigt einen "eingefrorenen", karnischen Paläohang. Die obersten Clinoformen werden von gut geschichteten, mehreren dm bis wenigen Metern mächtigen Dolomitbänken überlagert. Diese Bänke füllen zu Beginn vorhandene Reliefunterschiede am Riffhang auf und umhüllen

in Folge einzelne Hangblöcke, wobei sich sogar überhängende Karbonatlagen bilden. Die relieffüllenden Bänke und "Hüllgesteine" sind gekennzeichnet durch stark eingeschränkte Faunenassoziation und bestehen hauptsächlich aus bioturbaten wackepelletal packstones, z. T. reichhaltig an Ostrakoden, algal filamental bindstones (Codiacean bindstones) und microbial bindstones. Die Karbonatbänke sind über den gesamten Riffhang vorhanden und zeigen kaum bathimetrisch bedingten Faziesunterschiede. Mikrobielle Karbonatfällung scheint für die rasche Lithifizierung und demnach auch die Ausbildung von steil bis überhängenden Schichten verantwortlich zu sein. Gelegentlich dominiert ein *in situ* Gerüstwerk aus Codiaceen Filamenten die Gesteinszusammensetzung. Trotz des gegebenen, steilen Karbonathanges fehlen in diesen gut gebankten "Hüllgesteinen" jegliche Anzeichen von Umlagerungsprozessen, die üblicherweise im unteren Abschnitt eines progradierenden Riffkörpers auftreten.

Die relieffüllenden Dolomitbänke dokumentieren das Wachstumsende der Karbonatplattform noch vor der Bedeckung mit Sedimenten der Raibler Gruppe. Eine mögliche Erklärung für das Absterben des Riffkörpers ist in veränderten Umweltbedingungen wie Überdüngung (nutrient excess) zu suchen. Der vermehrte Eintrag von Nährstoffen könnte mit den Sedimenten der Raibler Gruppe zusammenhängen, die in der näheren Umgebung des Lavarella Riffes stark siliziklastisch entwickelt sind. HALLOCK & SCHLAGER (1986) zeigten, daß sich gerade im Vorfeld eines siliziklastischen Eintrages der Nährstoffgehalt stark erhöht. Eine weitere Ursache für den Wachstumsstillstand der Plattform könnte in eingeschränkter Wasserzirkulation liegen, die durch das allseitige Zuwachsen der Beckenränder verursacht wird. Die Schwarzschiefer und bituminösen Laminite über dem Riffkörper deuten auf anoxische Bedingungen hin.

Literatur

- HALLOCK, P. & SCHLAGER, W. (1986): Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. - *Palaios*, **1**: 389-398.
- MASETTI, D., NERI, C. & BOSELLINI, A. (1991): Deep-water asymmetric cycles and progradation of carbonate platforms governed by high-frequency eustatic oscillation (Triassic of the Dolomites, Italy). - *Geology*, **19**: 336-339.
- SCHLAGER, W. (1993): Accommodation and supply - a dual control on stratigraphic sequences. - *Sed. Geology*, **86**: 111-136.

ZUM NACHWEIS MASKIERTER SEQUENZGRENZEN IN FLACHWASSERKARBONATEN AM BEISPIEL DES TRIASSISCHEN "PANTOKRATORKALKES" VON HYDRA (GRIECHENLAND)

Leopold KRYSZYN¹ & Richard LEIN²

¹ Institut für Paläontologie, Univ. Wien, Althanstr. 14, 1090 Wien, ² Institut für Geologie, Univ. Wien, Althanstr. 14, 1090 Wien

Von der Insel Hydra wird eine die höhere und Mittel- und Obertrias (Ladin-Rhät) umfassende progradierende Karbonatplattform beschrieben (RÖRMERMANN 1968, RICHTER & FÜCHTBAUER 1981, SENOWBARI-DARYAN & SCHÄFER 1983, ANGIOLINI et al. 1992). Ungewöhnlich an diesem Vorgang konsequenter Progradation, unbeeinflusst von Schwankungen des Meeresspiegels, ist dabei das Fehlen des für die westliche Tethys so typischen Raibler Terrigenintervalles, durch welches sonst die mittel- und obertriadischen Karbonatplattformen in zwei gut getrennte Stockwerke zerlegt werden. Auffallenderweise werden von Hydra aber innerhalb der als durchlaufend postulierten Flachwasserentwicklung ("Pantokratorkalk" nach SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN 1982 und ANGIOLINI et al. 1992) pelagische Einschaltungen mit obertriadischen Plattformconodonten beschrieben (DÜRKOOP et al. 1986), die

üblicherweise nur aus tiefmarinen Beckensedimenten bekannt sind. Diesem Widerspruch gingen wir nach.

Eine detaillierte Fazieskartierung erbrachte ein differenziertes, von den bisherigen Erklärungsmodellen abweichendes Bild. Prinzipiell sind auch in Hydra zwei Stockwerke unterscheidbar, die jeweils eine Faziesdifferenzierung von Plattformrand-nahen (im SW) zu Plattform-internen Bereichen (im NE) aufweisen. Diese beiden Stockwerke sind lithologisch schwer unterscheidbar, aber an Hand der bloß punktförmig auftretenden kleinräumigen pelagischen Sedimentvorkommen (Spalten- bzw. Höhlenfüllungen) kartierungsmäßig gut trennbar, wobei die Verbreitung letzterer paläogeographisch der Ausdehnung der Riffentwicklung im oberen (= zweiten) Stockwerk entspricht. Erschwert wird die Unterscheidung der beiden Plattformen durch das Fehlen von Residualsedimenten entlang der Trennfuge. Die oberkarnischen pelagischen Sedimente könnten aber Füllungen eines während der Emersionsphase angelegten Höhlensystems gedeutet werden. Unabhängig davon durchzieht ein kleinräumiges, mehrere Zehnermeter tief in die Unterlage eingreifendes Verkarstungssystem die untere (= erste) Karbonatplattform, welche mit vadosen Silten verfüllt ist. Die Grenze zwischen den beiden Karbonatplattformen ist offensichtlich so unauffällig, bzw. so gut maskiert, daß sie von allen bisherigen Bearbeitern übersehen wurde. Ihr Nachweis gelingt im wesentlichen indirekt, einerseits durch die sedimentären Produkte der ersten subaerischen Verkarstungsphase (vadose Milien) und andererseits durch die allerdings nur lokal erhaltene pelagische Überlagerung einer kurzen Flutungsphase vor der Wiederausbreitung einer neuen (= zweiten) Karbonatplattform.

Im Vergleich mit den Nördlichen Kalkalpen entspricht der untere, durch Conodonten als ladinisch bis unterkarnisch datierte Karbonatkomplex der Wettersteinkalk-Plattform und der obere Komplex der Dachsteinkalk-Plattform, wobei die durch die Auftauchphase bedingte Schichtlücke mit der Reingrabener Wende zusammenfällt. In beiden räumlich entfernten Regionen treten demnach idente Phänomene zeitgleich auf. Eine Phase hoher Karbonatproduktion im Unterkarn folgt eine Periode der Trockenlegung und Verkarstung, die allerdings nicht flächig, sondern nur in Form von Karsthohlräumen nachweisbar ist. Bei der nachfolgenden Flutung der trockengelegten (unteren) Plattform hinkt zunächst die Karbonatsedimentation dem Anstieg des Meeresspiegels nach. Während dieser kurzfristigen Abtiefung wurden Teile des Plattformrandes geflutet und es gelangten punktuell pelagische Sedimente zum Absatz.

Vergleichbare Verhältnisse sind wahrscheinlich auch aus anderen Abschnitten der Erdgeschichte mit lang anhaltender Produktion von Seichtwasserkarbonaten zu erwarten.

Literatur

- ANGIOLINI, L. et al. (1982): - Riv. Ital. Paleont. Strat., **98/2**: 137-180.
 DÜRKOOP, A. et al. (1986): - Facies, **14**: 105-150.
 RICHTER, D. K. & FÜCHTBAUER, H. (1981): - Z. dt. geol. Ges., **132**: 451-501.
 SCHÄFER, P. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1982): - Facies, **6**: 147-164.
 SENOWBARI-DARYAN, B. & SCHÄFER, P. (1983): - Geologica et Paleontologica, **17**: 179-205.

DAS KREIDE-TERTIÄR PROFIL IN CERBARA (NORDUMBRIEN, ITALIEN)

Christine LATAL

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-
Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

Im Rahmen des FWF-Projektes P 12643-GEO wird das Kreide-Tertiär (K/T) Profil von Cerbara (43°36,18' N; 12° 33,67' E), Nordumbrien, Italien, magnetostratigraphisch und zyklotrastigraphisch bearbeitet.

Im nordöstlichen Apennin liegt die K/T-Grenze im mittleren Teil

der pelagischen Scaglia Rossa Formation (Oberkreide bis Eozän). Die Formation wird aus vorwiegend roten, homogenen Kalken und mergeligen Kalken aufgebaut, mit dünnen Zwischenlagen aus Ton. Im unteren Teil der Formation und im frühen Mitteleozän treten Hornsteine innerhalb der Kalke auf. Die Scaglia Rossa Formation ist ein pelagischer Coccolithen-Foraminiferen-Kalk, der in einem absinkenden epirogenen Becken, eingeschlossen zwischen der Karbonatplattform der Adriatischen Platte im Norden, Osten und Süden und der Plattform des Ligurischen Ozeans im Westen, abgelagert wurde (MONTANARI et al. 1989). Extensionsbewegungen und Reaktivierung jurassischer Störungen zeigen sich im episodischen Vorkommen von kalkigen Turbiditen und synsedimentären Rutschungen. Die Scaglia Rossa Formation zeigt drei sedimentäre Faziesbereiche, eine proximale turbiditische, eine distale turbiditische und eine turbiditfreie Fazies (MONTANARI et al. 1989). Das Ereignis an der K/T-Grenze trat jedoch in einer tektonischen Ruhephase mit pelagischer Sedimentation auf. Die Paläotiefe des Scaglia Rossa Beckens wird mit einer Maximaltiefe von 4500 m und einer Minimaltiefe von 1500 m angegeben, sodaß die Scaglia Rossa Formation ein tieferes bathyales bis abyssales Environment widerspiegelt (MONTANARI 1991).

Das Profil von Cerbara, ungefähr 30 km nördlich von Gubbio, liegt wie das Profil von Gubbio in der turbiditfreien Fazies der Scaglia Rossa Formation. Es ist ca. 30 m lang, wobei die Kreide ca. 23 m umfaßt. Im Gelände konnten im Profil einige kleinere Störungen beobachtet werden, die Gesteine der Umgebung sind teilweise verfalltet.

Die Kreide wird aus den für die Scaglia Rossa Formation typischen homogenen roten Kalken mit Bankmächtigkeiten von 5 - 30 cm aufgebaut. Die K/T-Grenze wird repräsentiert durch eine ungefähr 3 cm dicke Tonschicht, bestehend aus einer grünen und einer roten Lage. Im Tertiär gehen die Kalke in mergelige Kalke über mit Bankmächtigkeiten von 5 - 20 cm. Zwischen den Kalkbänken sind zumeist dünne Tonlagen (wenige mm) eingeschaltet. Auffällig ist eine starke Styolithisierung der Kalkbänke, meist parallel zur Bankung.

Für die magnetostratigraphische und zyklotrastigraphische Bearbeitung des Profils wurde aus jeder Kalkbank ein orientierter Bohrkern und zusätzlich aus den etwas dickeren (1-2 cm) Tonzwischenlagen nicht orientierte Proben entnommen.

Erste Messungen magnetischer Parameter wurden durchgeführt; an allen Bohrkernproben wurde die natürliche remanente Magnetisierung (NRM) und die magnetische Suszeptibilität gemessen. An den Proben ungefähr jeder 2. Bank wurde die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) zur Erfassung des Gefüges der magnetischen Minerale im Gestein bestimmt. Weiters wurden 23 Testproben thermisch abmagnetisiert.

Die Remanenzrichtungen der Hochtemperaturkomponente der thermisch abmagnetisierten Proben weisen eine Abweichung von fast 40° von West bis Nordwest auf, wobei die Proben in mehrere Gruppen unterteilt werden können. Im Oberkreideprofil der "Furlo Upper Road", 15 km östlich von Cerbara, ergaben die magnetostratigraphischen Untersuchungen ebenfalls Bereiche mit einer Rotation der Deklination bis zu 60° (ALVAREZ & LOWRIE 1984). Diese Bereiche werden als kohärente Rutschmassen interpretiert (ALVAREZ et al. 1984). Solche Rutschkörper ohne merkliche innere Deformation, die um eine Achse senkrecht zur Schichtung während der Bewegung rotiert sind, können in Profilen häufig nur durch die Richtungsänderung der paläomagnetischen Deklination erkannt werden (ALVAREZ et al. 1985).

Neben dem Verhalten der Remanenzrichtungen spiegeln auch die AMS-Daten des K/T-Profiles von Cerbara denselben Trend, nämlich eine Rotation um 40° wider. Diese Rotation der Schichtflächen in der Vertikalen um fast 40° wurde mittels zweier unabhängiger Meßmethoden erfaßt. Dadurch können die paläomagnetischen Daten konsistent rückrotiert und die im Gelände nicht ersichtliche tektonische Verstellung somit vollständig korrigiert werden.

Literatur

- ALVAREZ, W. & LOWRIE, W. (1984): Magnetic stratigraphy applied to

1.-4. Österreichisches Sedimentologentreffen in Seewalchen: 1996, 1997, 1998, 1999

- synsedimentary slumps, turbidites, and basin analysis: The Scaglia Limestone at Furlo (Italy). - Geol. Soc. America Bull., **95**: 324-336.
- ALVAREZ, W., COLACICCHI, R., MONTANARI, A. (1985): Synsedimentary slides and bedding formation in Apennine pelagic limestones. - Journal of Sedimentary Petrology, **55**: 720-734.
- MONTANARI, A., LUNG, S.C., ALVAREZ, W. (1989): Synsedimentary tectonics in the Late Cretaceous-Early Tertiary pelagic basin of the northeastern Apennines. - (In: (Eds.): CREVELLO, P., WILSON, J.L., SARG, R. & REED, F.: Controls on Carbonate Platform and Basin Development), SEPM Special Publication no. **44**: 380-399.
- MONTANARI, A. (1991): Authigenesis of impact sherooids in the K/T boundary clay from Italy: new constraints for high-resolution stratigraphy of terminal cretaceous events. - Journal of Sedimentary Petrology, **61**: 315-339.

ZUR TEKTONISCHEN STELLUNG DES HOCHKÖNIG – NEUERGERNISSE AUF DER GRUNDLAGE VON STRATIGRAPHISCHEN, FAZIELLEN UND CONODONT COLOUR ALTERATION INDEX (CAI) DATEN (NÖRDLICHE KALKALPEN)

Richard LEIN¹, Hans-Jürgen GAWLICK², Martin SCHAUER³ & Sebastian THUM¹

¹ Institut für Geologie der Universität Wien, Geozentrum Althanstrasse, 1090 Wien; ² Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften: Prospektion und Angewandte Sedimentologie, Peter-Tunner Strasse 5, 8700 Leoben; ³ Institut für Paläontologie der Universität Wien, Geozentrum Althanstrasse, 1090 Wien

Das Dachsteinkalk-Riff des Hochkönigs in den südlichen Salzburger Kalkalpen gilt tektonisch allgemein als Teil des Tirolikums (z. B. TOLLMANN 1985 – cum lit.) und wird demnach als Teil des die obertriassische Dachsteinkalkkarbonatplattform nach Süden hin begrenzenden Riffgürtels gesehen. Demgegenüber stellen GAWLICK, KRYSSTYN & LEIN (1994) den Hochkönig mit seiner hohen Temperaturüberprägung mit CAI-Werten von CAI 6.0 und höher tektonisch zum Juvavikum.

In dieser Arbeit wird eine flächige Conodont Colour Alteration Index (CAI) Karte des gesamten Bereiches Hochkönig – Blühnbachtal – Hagengebirgsüdrand vorgestellt, die auf mehr als 180 flächig gestreuten Conodontenproben beruht. Dabei konnten in dieser Region zwei sich im Ausmaß ihrer Temperaturüberprägung stark unterscheidende Bereiche festgestellt werden: Die Obertrias Sedimente des Hochkönigs und des Hagengebirgssüdlandes (Riffgesteine, Vorriffgesteine, pelagische Einschaltungen) weisen mit CAI-Werten von CAI 6.0 und höher eine einheitlich hohe Temperaturüberprägung auf. Im Bereich der Hallstätter Zone und der Werfener Schuppenzone im Blühnbachtal stehen hoch temperaturüberprägte Schichtfolgen mit CAI-Werten von CAI 6.0, z. T. auch CAI 7.0, sehr niedrig temperaturüberprägten Schichtfolgen mit CAI-Werten von CAI 1.0 und CAI 1.5-2.0 gegenüber, welche von uns als meist ortsfremde tektonische Einheiten (meist Hallstätter Schichtfolgen) angesehen werden. Daneben sind in der Schichtfolge des Hochkönig-Südlandes auch Sprünge in der Temperaturüberprägung bzw. eine Temperaturinversion festzustellen, die wahrscheinlich tektonisch bedingt sind:

1. Die unterkarnischen Leckkogelschichten weisen eine einheitliche Temperaturüberprägung mit CAI-Werten von CAI 5.0 bis CAI >5.0 auf.
2. Die über den Leckkogelschichten folgenden tuvalischen Plattenkalke zeigen CAI-Werte von CAI 5.5.
3. Die norischen und rhätischen Plattform- und Slopesedimente (Dachsteinkalk und Mannwandschichten) zeigen einheitlich hohe CAI-Werte von CAI 6.0 und höher.

Die Vorstellung einer kontinuierlichen Abnahme der

Temperaturüberprägung innerhalb der kalkalpinen Schichtfolge bzw. des kalkalpinen Deckenstapels vom Liegende ins Hangende bzw. von Süden nach Norden i. S. von KRÁLIK et al. (1987) kann durch die auftretenden CAI-Werte nicht bestätigt werden. Die Temperaturüberprägung innerhalb der heute vorliegenden tektonischen Einheiten muß aufgrund der CAI-Werte vor deren Platznahme erfolgt sein. Es handelt sich somit nicht um eine von Süden in den kalkalpinen Deckenstapel hineinreichende, sondern um eine transportierte Metamorphose.

Literatur

- GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1994): CAI-Paleotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps - a general view. - Geol. Rdschau, **83**: 660-664, Berlin.
- KRÁLIK, M., KRUMM, H. & SCHRÄMM, J.M. (1987): Low grade and Very Low Grade Metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke Zone: Illit-Crystallinity Data and Isotopic Ages. - (In (Eds.): FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P.: Geodynamics of the Eastern Alps), 164-178, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2. - 1-710, (Deuticke) Wien.

WACHSTUMSANALYSE EINER MITTELTRIADISCHEN KARBONATPLATTFORM IN DEN WESTLICHEN DOLOMITEN (SÜDALPEN)

Florian MAURER

Institut für Geologie der Universität, Althanstr. 14, 1090 Wien

Die Kombination von geologischer Detailkartierung (1:10.000) und Korrelation von Plattform- und Beckenkarbonaten an Aufschlüssen seismischen Maßstabs in den westlichen Dolomiten (Schlern- und Rosengartengebiet) ermöglicht eine dreidimensionale Rekonstruktion des Wachstums einer mitteltriadischen (oberanisch – oberladinischen) Karbonatplattform über einen Zeitraum von fünf Ammonitenzonen.

Als Hauptkorrelationswerkzeug wurden Tuffitlagen (*“pietra verde”*) herangezogen, die sich sowohl in den Beckensedimenten (Buchensteiner Schichten), als auch in den Slopesedimenten (Schlerndolomit) verfolgen lassen und eine radiometrisch erfaßte Abgrenzung des Plattformwachstums (< 4.7 Ma) erlauben (BRACK et al. 1996).

Die Plattform zeigt ein starkes Vertikalwachstum von ca. 600 – 700 Metern im Oberanisch und basalen Unterladin (Reitzi und Secedensis Zone), einen Übergang in Progradation (Curionii Zone) und eine rasche Progradation von über drei Kilometern im Oberladin (Gredleri und basale Archelaus Zone). Bis zum Wachstumsende (oberladinisches Vulkanitereignis) erreicht die Plattform eine Gesamtmächtigkeit von über 850 Meter und eine Gesamtprogradation von ca. 5,5 Kilometern (Abb.1).

Die für die initiale Aggradation (Reitzi und Secedensis-Zone) errechneten Sedimentationsraten bewegen sich zwischen 250 und 300 Bubnoffs (m/Ma bzw. mm/1000a); in der oberladinischen Progradationsphase bewegte sich der Plattformrand mit einer Rate von ca. 2200 Bubnoffs (über 2 m/1000a) beckenwärts.

Vulkanische Ascheneruptionen (Ablagerung von *pietra verde*-Tuffen) scheinen einen wesentlichen Impact auf die Karbonatproduktion gehabt zu haben; ein starker Rückgang von Flachwasserdetritus am Toe of Slope nach einem Aschenausfall läßt eine starke Hemmung der Karbonatproduktion durch dieses physikalische Ereignis vermuten. Auch die Entstehung von Klinoformen wird damit in Verbindung gebracht.

Als wesentlicher Steuerungsfaktor für die Wachstumsgeometrie der Plattform können Veränderungen des relativen Meeresspiegels gesehen werden. So wird die rasche Aggradation im Oberanisch/ Unterladin als Transgressive Systems Tract interpretiert; ein sich

allmählich einstellender Meeresspiegelhochstand schuf die Voraussetzung für eine rasche Progradation im Oberladin (Highstand Systems Tract).

Die Meeresspiegelschwankungen in der Mitteltrias der Südalpen sind in hohem Maße tektonisch kontrolliert. Dies wird durch die unterschiedlichen Sedimentmächtigkeiten altersäquivalenter Karbonatplattformen im basalen Unterladin deutlich. Während die Plattformen der westlichen Dolomiten (Schlern/Rosengarten, Geisler, Latemar) im Anis/Ladin-Grenzbereich eine Mächtigkeit von 300 Metern erreichten, wuchsen Äquivalente in den östlichen Südalpen (Cenera, Bivera/Clapsavon) aufgrund der erhöhten Subsidenz bis zu einer Mächtigkeit von 500 Metern empor. Da diese Plattformen im basalen Unterladin ertranken, können die dort produzierten Sedimentmengen als Grenzwerte für das

Wachstumspotential angesehen werden.

Aus dem mitteltriadischen Beispiel wird deutlich, daß sich sequenzstratigraphische Analysen in tektonisch betonten Regimen (z. B. alpine Trias) nicht zur Erarbeitung von Kurven mit globalen Meeresspiegelschwankungen eignen.

Literatur

BRACK, P. & RIEBER, H. (1993): Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: New biostratigraphical data and correlations of boundary sections from the Southern Alps. - *Eclogae geol. Helv.*, **86**: 415-527.

BRACK, P., MUNDIL, R., OBERLI, F., MEIER, M. & RIEBER, H. (1996): Biostratigraphic and radiometric age data question the Milankovitch characteristics of the Latemar cycles (Southern Alps, Italy). - *Geology*, **24**: 371-375.

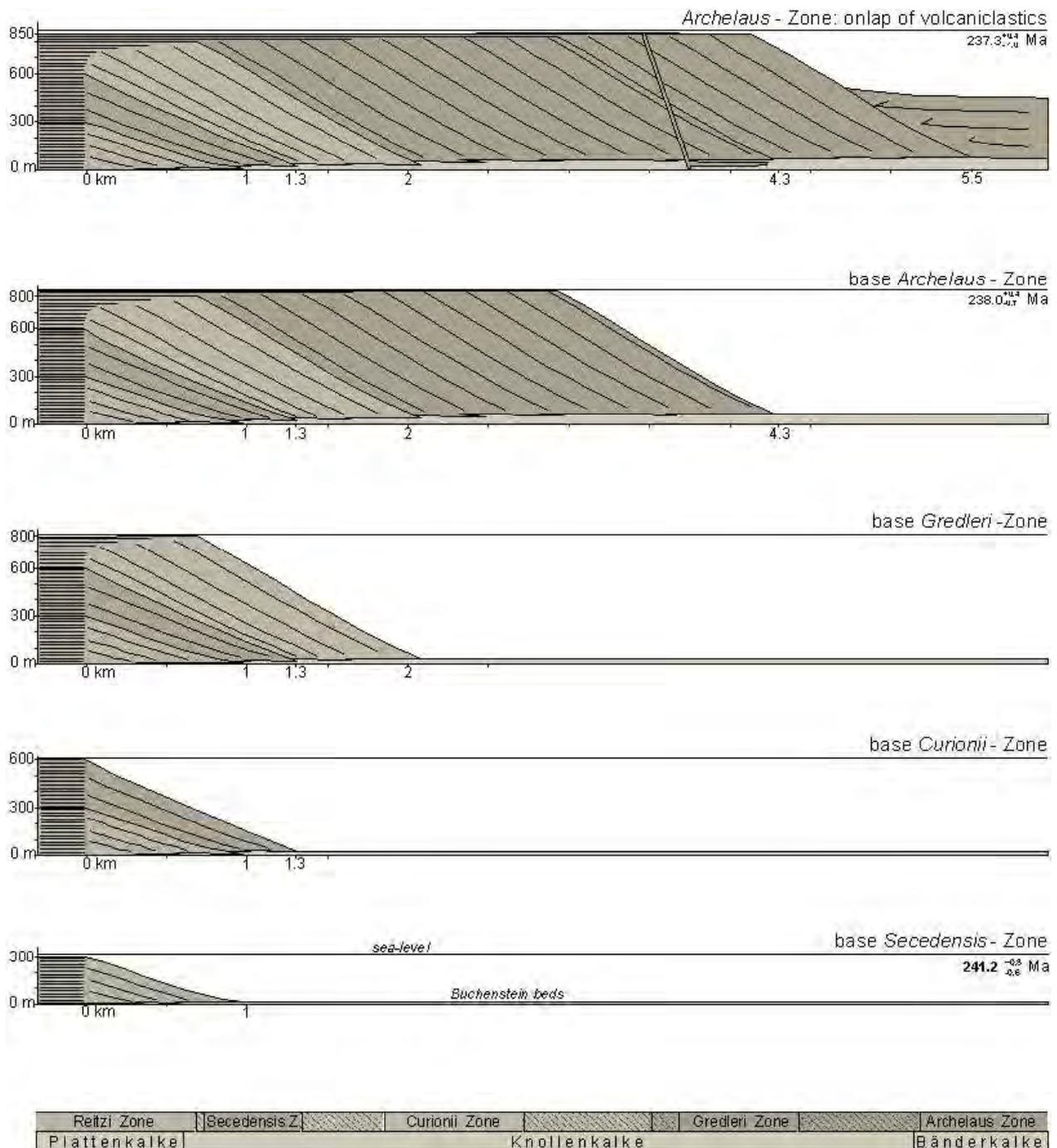


Abb. 1: Entwicklung der Schlern/Rosengarten-Karbonatplattform über einen Zeitraum von fünf Ammonitenzonen; biostratigraphische Gliederung nach BRACK & RIEBER (1993), radiometrische Daten nach BRACK et al. (1996).

HÖHLENLEHME DER RETTENBACHHÖHLE UND SCHWEBSTOFFE IN QUELLEN DES NATIONALPARKES KALKALPEN OÖ

Franz OTTNER¹ & Harald HASEKE²

¹ Institut für Angewandte Geologie Univ. f. Bodenkultur Wien,
² Nationalpark Kalkalpen

Im Rahmen des Karst Forschungs Programmes (HASEKE et al. 1997) wurden Feinkornsedimente der Rettenbachhöhle bei Windischgarsten und Schwebstoffe von Quellen und Flüssen des Nationalparkes Kalkalpen beprobt und untersucht (OTTNER 1998). Es wurde die mineralogische und tonmineralogische Zusammensetzung, die Korngrößenverteilung sowie die Menge der Schwebstoffe bestimmt. Trotz der wenigen zur Verfügung gestandenen Proben und der zum Teil sehr geringen Probenmengen, konnte aber eine grosse Vielfalt in der qualitativen und quantitativen mineralogischen Zusammensetzung der Schwebstoffproben gefunden werden. Wie für das hauptsächlich aus Trias- und Jurakalken bzw. aus Hauptdolomit aufgebaute Einzugsgebiet zu erwarten ist, kommen in beinahe allen Gewässern des Nationalparkes die beiden Karbonatminerale Kalzit und Dolomit in unterschiedlichen Mengen vor. Quarz ist als Durchläufer in allen Proben zu finden. Schichtsilikate treten in wechselnden Quantitäten in vielen Schwebstoffen auf.

So weisen z. B. die Schwebstoffe der einem Karströhrensystem entspringenden „Maulaflöchquelle“ sehr hohe Schichtsilikateanteile auf, was auf hohen erosiven Eintrag aus den Almböden des Einzugsgebietes hinweisen könnte. In einer Probe der Grossweissenbachquelle dagegen konnten neben dem dominierenden Dolomit überhaupt keine Schichtsilikate nachgewiesen werden. Das Einzugsgebiet dieser beständigen Kluftquelle ist ein dolomitisches, von Mischwald bestocktes Vorbergmassiv.

Die mineralogische Zusammensetzung der Schwebstoffe steht in einem engen Zusammenhang mit der Korngrößenverteilung: Während Nichttonminerale wie Quarz, Kalzit, Dolomit etc. in erster Linie in den gröberen Fraktionen auftreten, machen Tonminerale wie Smektit, Illit, Kaolinit etc. den überwiegenden Anteil der Tonfraktion <2 µm aus (CHAMLEY 1989). Die mineralogische Zusammensetzung der Schwebstoffe spiegelt meist die geologisch-morphologische Situation des Einzugsgebietes des Flusses wider. Insbesondere kann auf Erosions- und Umlagerungsvorgänge natürlicher oder anthropogener Natur geschlossen werden (CHAMLEY 1989, WEAVER 1989).

Allerdings sind dazu Langzeitbeobachtungen erforderlich, um den Jahresgang bei unterschiedlicher Wasserführung erfassen zu können. Innerhalb des Nationalpark-Karstprogrammes werden dzt. vierteljährliche Beprobungen durchgeführt, an einigen ausgewählten Quellen und in der Rettenbachhöhle zusätzlich „Ereigniskampagnen“ (Kurzperioden mit Intensivbeprobung) bzw. automatische Parametererfassungen mit DKM-Stationen.

Die mineralogische Zusammensetzung der Höhlenlehme ist relativ einheitlich, mit Ausnahme des Kalzit/Dolomit Verhältnisses: Während die Proben in den hinteren Bereichen der Rettenbachhöhle eine sehr ausgeprägte Dolomitdominanz zeigen, ist in den Tonen des Höhlenvorderteiles eine eindeutige Kalzitvormacht festzustellen. Die Tonminerale zeigen zwar in der quantitativen Verteilung geringe Unterschiede, können aber qualitativ als eher einheitlich bezeichnet werden. Neben durchschnittlich 30 % Chlorit, 30 % Illit und 15 % Kaolinit ist der überraschend hohe Anteil von etwa 20 % Vermikulit auffällig.

Vom Muttergestein der Rettenbachhöhle - dem Wettersteinkalk - wurde durch Lösung des Kalzites mit EDTA der unlösliche Rückstand gewonnen und untersucht. Als Ausgangssubstrat für die Höhlenlehme kommt der Wettersteinkalk nur zu einem geringen Teil in Frage, weil sich die mineralogische Zusammensetzung des unlöslichen Rückstandes (75 % Illit, 21 % Kaolinit und 4 % Chlorit) gänzlich unterscheidet und der Anteil am Gesamtgestein nur 0,07 % ausmacht.

Der Grossteil der Höhlenlehme dürfte somit aus Oberflächensedimenten bestehen, die pedogenetischen Prozessen unterworfen waren (Paläoböden) und in die Karsthohlräume umgelagert wurden. Die Bodenverluste der Sengsengebirgs-Hochflächen waren vor allem in der kurzfristigen Periode der Almbewirtschaftung zwischen 1850 und 1930 beträchtlich.

In der Hinteren Rettenbach Quelle (die bei Hochwasser teilweise aus der Rettenbachhöhle gespeist wird) zeigen die Schwebstoffe tonmineralogisch eindeutig eine „Höhlenlehmzusammensetzung“, die auf eine Remobilisierung und Ausschwemmung von Höhlenlehmen aus der Rettenbachhöhle hinweisen.

Literatur

- CHAMLEY, H. (1989): Clay Sedimentology. - 623 S., Springer Verlag, Berlin, New York.
- HASEKE and partners (1998): Nationalpark Kalkalpen (Upper Austria): Karst research Program. The Nationalpark Karst Program 1994-1998. - 53.S., unveröff. Studie i.A. des Nationalparkes Kalkalpen, Molln-Salzburg. Homepageversion im Internet: <http://ftp-waldoek.boku.ac.at/kalkalp/>
- OTTNER, F. (1998): Analyse und Interpretation ereignisbezogener Schwebstoff Frachten ausgewählter Quellwässer. - Nationalpark Karstprogramm, Teilprojekt 3.2./97. Unveröff. Studie im Auftrag des Nationalparkes Kalkalpen, 32 S., Wien.
- WEAVER, C.E. (1989): Clays, Muds, and Shales. - Developments in Sedimentology, 44: 1-818, (Elsevier) Amsterdam.

NEUE DATEN ZUR THERMISCHEN GESCHICHTE DES DRAUZUGES (OSTALPEN)

Gerd RANTITSCH & Barbara RUSSEGER

Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität Leoben,
email: rantit@unileoben.ac.at

Der ursprüngliche Ablagerungsraum des Drauzuges wurde durch die postorogene strike-slip-Tektonik in die Lienzer Dolomiten, in die Gailtaler Alpen und in die Nord-Karawanken fragmentiert. In diesen Einheiten wurde versucht durch organisch petrologische, organisch geochemische, tonmineralogische und mikrothermometrische Untersuchungen die mesozoische Paläogeothermie des Drauzuges zu erfassen. Dies kann dazu beitragen geodynamische Prozesse zu erkennen und paläogeographische Beziehungen zu rekonstruieren. Dieser Beitrag soll die vorliegende Datenlage präsentieren und erste Interpretationen zur Diskussion stellen.

Das Inkohlungsbild des Drauzuges zeigt innerhalb der Gailtaler Alpen und der Lienzer Dolomiten in der Obertrias eine generelle Zunahme der Vitritreflexion von Osten nach Westen. Dieser Trend wird von einigen markanten Anomalien am Nordrand dieser Einheiten (Nordschenkel der Weißensee Synklinale, Westende der Lienzer Dolomiten) überlagert. Die sehr einheitliche Vitritreflexion in der Obertrias der Nord-Karawanken entspricht den Reflexionswerten am Ostende der Gailtaler Alpen.

Spätdiagenetisch geprägte Illite mit Halbwertsbreiten von 0,44 bis 1,20 °Δ 2θ ohne signifikante Smektitanteile charakterisieren die karnischen Raibler Schiefer. In der höheren Trias (Nor) sind Illit/Smektit-Mixedlayer-Phasen stabil. Raibler Schichten aus den Nordkarawanken zeigen im Vergleich zu den Gailtaler Alpen höhere Smektitanteile. Am Nordrand der Gailtaler Alpen ist die Illitkristallinität höher als in den internen Bereichen.

Kohlenwasserstoffhaltige Flüssigkeitseinschlüsse, die in authigenen Quarzen im Hauptdolomit des Drauzuges eingeschlossen sind, wurden durch fluoreszenzmikroskopische und gaschromatographische Methoden als niedrigmolekulares Gaskondensat charakterisiert. Durch mikrothermometrische Untersuchungen konnten deren Bildungsbedingungen mit 130 bis 180 °C bei einem Druck von 35 to 70 Mpa abgeschätzt werden. In Erzmineralen (Sphalerit und Bleiglanz) der Pb/Zn-Vererzungen des Drauzuges konnten erstmals Kohlenwasserstoffphasen gaschromatographisch nachgewiesen werden. Deren chemische Zusammensetzung ent-

spricht dem Chemismus der in den Quarzkristallen eingeschlossenen Fluids. Variable Methangehalte in den Einschlüssen werden durch lokale Variationen in der thermischen Überprägung erklärt. Daher wird für beide Fluidpopulationen eine gemeinsame Herkunft angenommen. Die ermittelten Bildungstemperaturen sind höher als die durch ein thermisches Beckenmodell abgeschätzten maximalen Formationstemperaturen.

Aus diesen Daten ergibt sich ein erstes Modell der mesozoischen Paläogeothermie im Drauzug. In diesem Modell kann hinsichtlich der thermischen Überprägung eine Anbindung der Nord-Karawanken an das Ostende der Gailtaler Alpen erkannt werden. Die heute nördlich davon befindliche mesozoische Bedeckung der Gurktaler Decke lässt sich in diese Zonierung einbinden. Die als thermische Anomalien erkannten Bereiche des Drauzuges werden durch ein mittelkretazisches bis tertiäres hyperthermisches Fluidereignis erklärt.

FAZIESANALYSE EINES GEMISCHT SILIZIKLASTISCH-KARBONATISCHEN SCHELFS IM EXTERNEN BEREICH EINES OROGENS (SANTON, SÜDPYRENÄEN, SPANIEN)

Diethard SANDERS¹ & Josep Maria PONS²

¹ Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, A-6020 Innsbruck, Austria. ² Departamenta de Geologia, Unitat de Paleontologia, E-08193 Bellaterra (Barcelona), Espagna

In der Basturs Formation (Santon p.p., Südpirenäen, Spanien) zeigt ein Aufschluss subparallel zum ursprünglichen Schichtstreichen zwei gegenläufige proximal-distal Schelfgradienten zu einer Vertiefung auf dem Schelf. Der östliche Aufschluss besteht aus einer Wechsellagerung von Schelfmergeln mit Flachwasserkalken, der westliche Aufschluss zeigt eine Wechsellagerung von Schelfmergeln, Flachwasserkalken und hybriden Areniten. Der zwischen dem östlichen und dem westlichen Abschnitt gelegene, zentrale Abschnitt besteht grösstenteils aus Schelfmergeln, die örtlich in Rutschmassen und Rutschfalten verformt sind. Während der Späten Kreide bildeten sich im Vorland und am Rücken von Überschiebungs-Antiklinalen im externen Bereich des Pyrenäen-Orogens Karbonatplattformen und siliziklastisch-karbonatische Schelfe, die von Tiefwasserbereichen mit Turbiditen und Mergeln umgeben waren. Die Basturs Formation überlagert eine Karbonatrampenfolge (Montagut Formation; Turon-Coniac), und wird ihrerseits von tieferen Mergeln (Podoga Subformation; Santon-Campan) und, entlang einer tief eingeschnittenen Winkeldiskordanz, von flachmarinen Areniten der Aren Formation (Maastricht) überlagert.

Die Basturs Formation besteht aus einer Wechsellagerung von Schelfmergeln mit vier, einigen Zehnermeter dicken Intervallen von Flachwasserkalken. Die Schelfmergel sind knollig, im Bruch bläulich, und enthalten meist Lacazina, Einzelkorallen, einzelne Stockkorallen, Seeigel, einzelne Rudisten und andere Muscheln, Armfüssler und Schnecken. Örtlich sind wellige Bänke aus bioklastischen Kalken eingeschaltet, die an ihrer Basis Kolkmarken zeigen. Jedes der Intervalle der Flachwasserkalke besteht aus einem Stapel von oben-flach Zyklen die von unten nach oben aus einer Korallen-Rudisten Konstruktion, einem Rudistenbiostrom und, am Top, einem Bankstoss von bioklastischen Kalkareniten bestehen. Innerhalb eines Zyklus ändern sich die Dicke und spezifische Ausprägung der Fazies von proximal (Ost) zu distal (West). Die beschriebenen Zyklen werden örtlich von bis über 10 Meter dicken oben-grob Bankstössen von bioklastischen Kalkareniten vertreten. Jedes der Intervalle von Flachwasserkarbonaten besteht aus einem unteren Teil A, in dem die Zyklen nach oben dünner werden und eine allgemeine Verringerung der Ablagerungstiefe anzeigen, und einem oberen Teil B in welchem die Zyklen dicker werden und

eine Vertiefung anzeigen.

Im westlichen Aufschlussabschnitt ist der Teil B der Flachwasserkalk-Intervalle nicht vorhanden. Im westlichen Abschnitt besteht die Basturs Formation aus Mergeln und Flachwasserkalken wie beschrieben, und aus glaukonitführenden, siliziklastisch-bioklastischen Areniten die wellige Bankung und hügelige Kreuzlamination zeigen. Bankstösse dieser hybriden Arenite überlagern den Teil A der Intervalle der Flachwasserkalke an scharfer Grenze, und gehen nach oben insgesamt graduell in die Schelfmergel über, die wiederum an einem raschen vertikalen Übergang von Flachwasserkarbonaten überlagert werden. Die Arenit-Bankstösse werden nach Westen dicker und keilen gegen Osten aus, indem die jeweils unterste Bank am weitesten gegen Osten ausgreift, die höheren Bänke aber zunehmend weiter westlich durch Ausdünnen, Vermergeln und eine Abnahme des mittleren Korndurchmessers in die seitlich benachbarten, zeitgleichen Schelfmergel übergehen. Der zentrale Aufschluss besteht grösstenteils aus Schelfmergeln, die örtlich in Rutschmassen und Rutschfalten verformt sind.

Die Vergenzen der Rutschfalten zeigen zwei Hanggradienten an, einen westlich einfallenden und einen östlich einfallenden. Die beschriebenen Beziehungen zeigen, dass im Aufschluss zwei proximal-distal Gradienten vorliegen, (1) ein Ost-West proximal-distal Gradient im östlichen Aufschlussbereich, und (2) ein West-Ost proximal-distal Gradient im westlichen Abschnitt. Dazwischen lag eine relative Vertiefung, in welcher Schelfmergel abgelagert wurden, die je nach lokaler Hangneigung in Rutschfalten mit westlicher bzw. östlicher Vergenz verformt wurden. Die Faziesarchitektur der Basturs Formation wird als Ergebnis von Meeresspiegelschwankungen gedeutet. Die Karbonatschelfe progradierten während eines Meeresspiegelhochstandes bis -falles. Die Sequenzgrenzen sind als Typ II Sequenzgrenzen ausgebildet. Während des Meeresspiegelanstiegs kam es zum Rückschreiten der Karbonatschelfe bei gleichzeitigem Vorrücken der Schelfmergel, bzw. im Westen zur Ablagerung der hybriden Arenite und deren Rückschreiten. Während des Meeresspiegelhochstandes wurden grossenteils Schelfmergel abgelagert.

EIN KARBONAT-"MIKROSCHELF" AM TOP EINER SUBMARINEN RUTSCHMASSE (SANTON, COLLADES DES BASTURS, SÜDPYRENÄEN)

Diethard SANDERS¹ & Josep Maria PONS²

¹ Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, A-6020 Innsbruck, Austria. ² Departamenta de Geologia, Unitat de Paleontologia, E-08193 Bellaterra (Barcelona), Espagna

Während der Ablagerung der Basturs Formation (Santon p.p., Collades des Basturs, Südpirenäen) kam es am Dach einer submarinen Rutschmasse zur Ausbildung eines einige Hundert Meter breiten Karbonat-"Mikroschelfes" dessen Abfolge aus mehreren oben-flach Zyklen besteht, welche entlang einer Seite des Karbonat-Mikroschelfes eine Umkehr des regionalen proximal-distal Gradienten anzeigen.

Die Basturs Formation ist eine bis einige Hundert Meter dicke Abfolge die im wesentlichen aus einer Wechsellagerung von Schelfmergeln mit vier, mehrere Zehnermeter dicken Abfolgen von Flachwasserkalken besteht. In den Intervallen der Flachwasserkalke lässt sich ein deutlicher proximal-distal Gradient feststellen. Für den östlichen und den zentralen Aufschlussbereich der Collades des Basturs ist Ost "regional proximal" und West "regional distal". Eines der Intervalle der Flachwasserkalke zeigt nahe seinem distalen Ende die konkave Ausbruchsnische einer Rotationsrutschung; die Rutschmasse selbst kam einige Zehnermeter unterhalb des Abrisspunktes zum Stehen. Die Ausbruchsnische ist mit Schelfmergeln verfüllt. Am Dach der Rutschmasse findet sich ein im Aufschluss grob keilförmig umrissener Körper

von Flachwasserkalken, der nach Osten und nach Westen mit Schelfmergeln verzahnt. Die dickere Seite des Keils von Flachwasserkalken ist gegen Osten (regional proximal) hin, das ausdünnende Ende nach Westen (regional distal) hin orientiert. Im paläomorphologisch wahrscheinlich höchsten Bereich der Rutschmasse liegt der Körper aus Flachwasserkalken knapp über den Kalken, die der unterliegenden Rutschmasse angehören; gegen Westen und gegen Osten hin, also zu den paläomorphologisch tieferen Bereichen der Rutschmasse und ihrer Umgebung, liegt unterhalb der Basis des Flachwasserkalk-Keils ein zunehmend dickeres Intervall von Schelfmergeln.

Der Keil aus Flachwasserkalken ist einige Hundert Meter lang, einige Zehnermeter dick, und besteht aus Korallen-Rudisten Kalken, Rudistenkalken und bioklastischen Kalkareniten. Diese Lithologien sind vertikal in oben-flach Zyklen angeordnet. Von unten nach oben besteht ein Zyklus aus einem hügelartigen Intervall von Korallen-Rudisten Kalken, einem vergleichsweise dünnen, seitlich weit anhaltenden Intervall von Rudistenkalken und einem bis mehrere Meter dicken Intervall aus bioklastischen Kalkareniten, deren Komponenten zum Top hin besser sortiert und besser gerundet werden. Die Korallen-Rudisten Hügel sowie die sie überlagernden Rudistenkalke keilen sowohl nach Osten (regional proximal) als auch nach Westen (regional distal) hin sichtbar aus, und verzahnen mit den Schelfmergeln. Die Intervalle der bioklastischen Kalkarenite greifen seitlich bis mehrere Zehnermeter weit über die Korallen-Rudisten Hügel und die Rudistenkalke aus, und bestehen aus einem Bankstoss von sigmoidalen bis schief-tangentialen Bänken, die an ihrem distalen Ende einen deutlichen downlap auf die unterlagernden Schelfmergel zeigen.

Der beschriebene Körper von Flachwasserkalken wird als ein Karbonat-„Mikroschelf“ interpretiert, der sich am Dach der Rotationsrutschung ausbildete. Die Ausbildung des Karbonat-„Mikroschelfs“ geht auf eine durch die submarine Rutschung hervorgerufene, lokale Erhebung des Meeresbodens zurück, wobei die vergleichsweise tiefer gelegene Umgebung der Rutschmasse (Bereich der Ausbruchsnische, und Bereich der unverformten Sedimente in regional distaler Richtung vor der Rutschung) dem morphologisch höheren Bereich der Rutschmasse gegenüberstand. Das Wasser über der Rutschmasse war seicht genug, um die Ansiedlung einer karbonatproduzierenden Lebensgemeinschaft und im weiteren die Ausbildung eines Karbonat-„Mikroschelfes“ zu ermöglichen. Die asymmetrische Morphologie der Rutschung spiegelt sich in der keilförmigen Asymmetrie des Karbonat-Mikroschelfes wider. Die infolge der Rutschung verursachte Vertiefung des Meeresbodens nahe der Ausbruchsnische führte zu einer örtlichen „proximal-distal Umkehr“ innerhalb des regionalen Gradienten. Diese proximal-distal Umkehr zeichnet sich in der äusseren, asymmetrischen Form sowie in den Ablagerungsgeometrien des Karbonat-Mikroschelfes ab.

SEDIMENTOLOGISCHE UND MIKROFAZIELLE UNTERSUCHUNGEN EINER OBERTRIADISCHEN KARBONATPLATTFORM IN DEN JULISCHEN ALPEN/SLOWENIEN

Ute SATTLER

Institut für Geologie, Universität Wien, Althanstr. 14, A-1090
Wien, E-mail: a9100789@unet.univie.ac.at

SCHLAGER (1981) definierte das Ertrinken von Riffen und Karbonatplattformen (= Drowning) als Event bei dem der Anstieg des relativen Meeresspiegels größer ist als die Akkumulationsrate der Flachwasserkarbonate. Die Riffe und Karbonatplattformen geraten dadurch unter die photische Zone, wodurch die Karbonatproduktion eingestellt wird. Zahlreiche Drowning-Events wurden quer durch die Erdgeschichte beschrieben. In Anbetracht der enormen Produk-

tionsraten von Riffen und Karbonatplattformen, erscheinen langanhaltende, langsame geologische Prozesse, wie durchschnittliche Beckensubsidenz, als mögliche Drowning-Ursache unwahrscheinlich. Mögliche Gründe für das Ertrinken von Riffen und Karbonatplattformen sind nach SCHLAGER:

- 1) Rapider Anstieg des relativen Meeresspiegels ausgelöst durch regionale Tektonik (relativer Meeresspiegelanstieg ist größer als die Akkumulationsrate der Riffe und Plattformen).
- 2) Eingeschränktes Wachstum des Benthos, durch Veränderung der Umweltbedingungen.

Ein vorangehendes Auftauchen der Seichtwasserentwicklung ist ein häufig beschriebenes Phänomen, daß ein nachfolgendes Drowning ermöglichen kann.

In der tiefen Obertrias der Julischen Alpen ist ein abrupter Fazieswechsel von Seichtwasserkalken zu pelagischen Plattenkalken weit verbreitet (SCHLAF et al. 1997). Eine dieser Abfolgen (am Razor, 2601 m) soll in dieser Arbeit sedimentologisch und mikrofaziel untersucht werden. Das Liegende dieser Schichtfolge wird von karnischen Riffkalken gebildet.

Darüber folgt eine bis zu 150 m mächtige, lagunäre Entwicklung. Bei den gut gebankten Karbonaten handelt es sich um Loferite und grapestonefazielle Onkoid-Bindstones, die peritidales Flachwasser anzeigen. Caliche-Pisoide und Krusten, Tepee-Strukturen, mit rotem Mergel-verfüllte Hohlräume, „vadose Silte“ sowie black pebbles weisen auf oftmaliges Auftauchen von Teilen der Lagune hin. Die Lagunenkalke werden mit einer Faziesdiskontinuität von Plattenkalken überlagert. Die sehr scharfe Grenzfläche zeigt kein Relief. Bei den Plattenkalken handelt es sich um allodapische Pack-Grainstones, mit reicher pelagischer Fauna (Ammoniten, Conodonten, Filamente), die intern sowohl Bioturbation, als auch Lamination und Gradierung erkennen lassen. Neben den pelagischen Elementen beinhalten die Plattenkalke auch Seichtwasserkomponenten, wie Rindenkörner und Riffklasten. Der liegendste Bereich ist außerordentlich reich an Makrofossilien, vor allem Brachiopoden und Ammoniten, die in zwei dünnen Horizonten gehäuft auftreten. Insgesamt zeigen die Plattenkalke einen deutlichen Faziesprung zu tieferem, pelagisch beeinflussten Environment. Conodonten belegen ein Einsetzen der Schichtfolge im mittleren Oberkarn. Aufgrund des Fehlens von Fossilien des tiefen Oberkarns muß mit einer zeitlichen Lücke von mindestens 1,5 Ma (= 1 Ammonitenzone) zwischen unterlagernder Karbonatplattform und pelagischer Auflage gerechnet werden. Die nur 10 m mächtigen Plattenkalke umfassen eine kalkulierte Zeitdauer von 3 Ma (= 2 Ammonitenzonen), und sind daher stark kondensiert. Zum Hangenden hin geht die Serie in Riffschuttkalke (8 m mächtig) über, die schließlich von einer weiteren 70 m mächtigen Riffentwicklung („Razor-Riffe“, RAMOVŠ 1986) überlagert werden. Im Gipfelbereich des Razor folgt eine weitere pelagische Einschaltung in Form von Spaltenfüllungen von roten Mikriten, die Halobien und Ammoniten des höchsten Oberkarn führen.

Der abrupte Fazieswechsel von lagunären Seichtwasserkalke zu tiefermarin abgelagerten Plattenkalken weist auf ein Ertrinken der Karbonatplattform hin. Die in der Einleitung erwähnten, beiden Drowning-Ursachen erscheinen für die Abfolge am Razor unwahrscheinlich:

- 1) Bei einem massiven Anstieg des relativen Meeresspiegels sind retrogradierende Riffe über der Lagune zu erwarten, welche fehlen.
- 2) In den hangenden Bänken der Lagunenkalke konnte anhand der Mikrofazies, keine Veränderung der Umweltbedingungen festgestellt werden, welche ein Ertrinken der Plattform bei kontinuierlicher Subsidenz ermöglicht hätte.

Nach lithofaziellen Vergleichen mit dem Wettersteinkalk der Nördlichen Kalkalpen erfolgte das Absterben der karnischen Karbonatplattform in den Julischen Alpen zeitgleich mit einem Regressionsereignis, das in den Nördlichen Kalkalpen zur völligen Unterbrechung der Flachwasserkarbonatproduktion führte (Reingrabener Wende, SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER 1974). Allerdings läßt sich ein, durch Regression bedingtes Auftauchen der Plattform am Razor nicht belegen, da Verkarstungserscheinungen sowie mikro-

fazielle Anzeichen meteorischer Diagenese (Caliche Pisoide, "vadose Silte", gravitative Zemente) in der hangendsten Bank der Lagunenkalke fehlen.

Literatur

- RAMOVŠ, A. (1986): Paläontologisch bewiesene Kam/Nor-Grenze in den Julischen Alpen. - Newsl. Strat., 16: 133-138.
- SCHLAF, J., KRYSŤYN, L. & LEIN, R. (1997): Sequenzstratigraphie obertriadischer Karbonatplattformen aus den Julischen Alpen (Slowenien). - 12. Sedimentologentreffen, Köln, Kurzfassungen, p. 211.
- SCHLAGER, W. (1981): The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. - Bull. Geol. Soc. Amer., 92: 197-211, Boulder.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 66/67: 165-193, Wien.

HÖHLENSINTER ALS KLIMA-ARCHIVE

Christoph SPÖTL¹, Augusto MANGINI², Stephen J. BURNS³,
Rudolf PAVUZA⁴, Karl KRÄINER¹, Norbert FRANK², Karl
RAMSEYER³, Walter KUTSCHERA⁵

¹ Institut für Geologie u. Paläontologie Univ. Innsbruck,

² Heidelberger Akademie der Wissenschaften, Univ. Heidelberg,

³ Geologisches Institut Univ. Bern, ⁴ Karst- und Höhlenkundl.

Abt. Naturhist. Museum Wien, ⁵ VERA, Univ. Wien

Gross angelegte internationale Untersuchungen an Tiefseebohrkernen und polaren Eiskernen haben das Wissen und Verständnis um globale Klimaschwankungen der jüngsten geologischen Vergangenheit revolutioniert. Grosser Handlungsbedarf besteht jedoch für die terrestrischen Paläoklima-Forschung in Gebieten mittlerer und niederer Breiten. Laminierte Seesedimente stellen dort ein nahezu ideales Archiv dar, doch ist deren Anwendung räumlich auf Gebiete außerhalb der quartären Großvereisungen und zeitlich auf die letzten paar Zehntausend Jahre beschränkt (Radiokarbon Messbereich). Gerade in Gebirgsgebieten wie den Ostalpen ist es daher sehr schwierig, gute Klima-"proxy"-Daten

aus Zeiten vor dem Würm-Hochglazial zu erhalten.

Höhlen und die darin gebildeten Sedimente stellen ein viel versprechendes Archiv dar, das Umweltparameter über sehr lange Zeiten aufzeichnen und vor der Erosion bewahren kann. Im Rahmen eines FWF-Forschungsprojektes werden Kalksinter aus ausgewählten ostalpinen Höhlen untersucht. Zur chronologischen Einstufung einzelner Stalagmiten und Bodensinter kommt dabei für Österreich erstmalig die hochpräzise Thermionen-Massenspektrometrie (basierend auf dem U-Th Ungleichgewicht), kurz TIMS genannt, zur Anwendung. Die Methode erlaubt es, Karbonatproben ab etwa 0.01 ppm U absolut zu datieren, wobei die maximale Reichweite bei etwa einer halben Million Jahre liegt. Es wird so vorgegangen, dass innerhalb einzelner Speleotheme mehrere TIMS Messungen vorgenommen werden, um Aussagen über den genauen zeitlichen Umfang der betreffenden Sinterbildung und deren Wachstumsdynamik zu erhalten. Parallel dazu werden hochauflösend die stabilen O- und C-Isotopenwerte gemessen und eine detaillierte petrographische Untersuchung des Materials durchgeführt. Die zu erwartenden Ergebnisse erlauben in mehrfacher Hinsicht Rückschlüsse auf Umweltveränderungen im Bereich oberhalb der Höhle: (a) Die Tatsache, dass sich während eines bestimmten Zeitfensters Sinter bilden konnten, beweist das Vorhandensein von flüssigem Wasser zu dieser Zeit (vgl. Glazialzeiten). (b) Es ist bekannt, dass warm-feuchte Klimabedingungen und die damit einhergehende ausgedehnte Bodenbildung Karstprozesse beschleunigen, was sich in relativ hohen Wachstumsraten der Speleotheme in den Höhlen darunter widerspiegelt. (c) Die O-Isotopenzusammensetzung des Speleothem-Kalzits ist primär eine Funktion des O-Isotopenwertes des mittleren Jahresniederschlages im Einzugsgebiet der Höhle und dieser ist wiederum primär durch die Lufttemperatur kontrolliert. Somit können aus den zeitlich präzise eingehängten stabilen Isotopenzeitreihen säkulare Temperaturänderungen detektiert werden. Der große Vorteil der Speleotheme besteht nicht zuletzt darin, dass das aufgezeichnete Isotopensignal dem Jahresmittelwert entspricht und die kurzfristigen Temperaturschwankungen bedingt durch die große Verweildauer in den langsam fließenden Karstkanälen effektiv ausgefiltert wird.

Vorläufige Daten aus einigen alpinen Höhlen (Obir, Spannagel) werden vorgestellt.

4. Österreichisches Sedimentologen-Treffen Seewalchen am Attersee; 13. November 1999

Organisation: Werner PILLER & Bernhard HUBMANN

Kurzfassungen

KLIMASIGNALE IN TROPFSTEINEN EIN BEISPIEL VON PEGGAU, STEIERMARK UND DER PIATRA HÖHLE, DOBROGEA, RUMÄNIEN

BOJAR, A.-V.¹, LASCU, C.² & BOJAR, H.-P.³

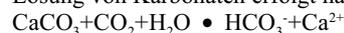
¹ Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz; ² Institutul de Speologie, Str. Frumoasei 11, Bucuresti, Romania;

³ Landesmuseum Joanneum, Referat für Mineralogie, Raubergasse 10, A-8010 Graz

Karbonatische Gesteine bedecken etwa 20 % der kontinentalen Oberflächen und zählen dadurch zu den wichtigsten sedimentären

Ablagerungen. Karbonate werden von Wasser relativ einfach attackiert und in Lösung gebracht. Dies führt zur Ausbildung von Lösungshohlräumen, sogenannte Karstbildungen. Wasser enthält in geringen Mengen CO₂, welches aus der Atmosphäre oder dem pflanzlichen Stoffwechsel bezogen wird.

Lösung von Karbonaten erfolgt nach folgender Reaktion:



Wasser und gelöstes Karbonat durchdringen das Gestein entlang von Rissen und Schwächezonen. Im Bereich von Karsthohlräumen gelangt das Wasser wieder an die Atmosphäre. Dadurch entweicht HCO₃⁻ in Form von CO₂ aus dem Wasser. Dies führt zur Fällung von Karbonat und damit zur Formung von Sinterbildungen und Tropfsteinen. Typische Wachstumsraten werden mit 0.05 bis 0.1 mm pro Jahr angegeben (HARMON et al. 1975).

Die durchschnittliche Wassertemperatur in Karstsystemen ist

keinen großen jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen und entspricht ca. dem jährlichen Mittelwert des Bodens über dem Höhlensystems (FORD & WILLIAMS 1989).

Der Isotopenverteilungskoeffizient für das System Calcit–Wasser, $a = (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Calcit}} / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Wasser}}$ ist hauptsächlich temperaturabhängig. Bei höheren Temperaturen Calcit wird relativ zu Wasser an ^{18}O angereichert. Dadurch ist die Isotopenverteilung in Tropfsteinen ein Mittel um klimatische Schwankungen in der Vergangenheit nachzuweisen (SCHWARCZ 1986). Tropfsteine mit Durchmessern von 17 bis 60 cm wurden senkrecht zur Längserstreckung geschnitten und poliert. Der Probenabstand entlang eines radialen Profils beträgt 5 mm. Die Proben sind am Stabile Isotope Labor der Karl – Franzens – Universität Graz mittels einer vollautomatischen Linie aufbereitet und in einem Delta plus Massenspektrometer auf C und O – Isotope analysiert worden.

Peggau, Steiermark:

Deutlich zu erkennen sind starke Schwankungen der $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Verhältnisse. Zwischen der Sauerstoff und Kohlenstoff Verteilung gibt es keine Korrelation. Dieser Faktor ist ein wichtiges Indiz, daß die $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Verhältnisse durch Temperaturschwankungen und weniger durch Entgasungsungleichgewichte hervorgerufen werden.

Piatra Höhle, Dobrogea, Rumänien

Die analysierten Tropfsteine zeigen starke $\delta^{18}\text{O}$ Schwankungen entlang der analysierte Profile. Diese haben eine Amplitude von ungefähr 2.5 ‰. Die Tropfsteine aus dieser Höhle zeigen 3 bzw. 2 peaks. Diese peaks sind mit dünnen grauen Schichten und gelben Calcit in Verbindung und deuten auf geringe Fällungsraten oder Wachstumsstillstand hin.

Entlang dreier Wachstums Lamellen wurden ca. 60 Proben analysiert. Die statistisch signifikante Korrelation zwischen $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ deuten eine rasche CO_2 Entgasung und Fraktionierung zwischen CO_2 und HCO_3^- während der Calcit Ausfällung an (HENDY 1971, SCHWARCZ 1986; BAR-MATTHEWS 1996). Nichtsdestoweniger führte die Fraktionierung nur zu einer Variation von 0.5 ‰ für $\delta^{18}\text{O}$ und bis 1 ‰ für $\delta^{13}\text{C}$.

Durch die großen Variationen der $\delta^{18}\text{O}$ Isotope können diese Tropfsteine als Paläoklimaindikatoren angewendet werden. Um sie mit anderen Klimaindikatoren und Kälte-/Wärmeperioden zu korrelieren sind U-Th Datierungen notwendig. Eine Änderung von 1 °C in der Fällungstemperatur vergrößert die ^{18}O Fraktionierung von Calcit und Wasser um ca. 0.24 ‰ (HANDY & WILLIAMS 1968, O'NEIL et al. 1969). Eine Variation von 2.5 ‰ wie in diesen Tropfsteinen entspricht demnach einer Schwankung der durchschnittlichen Temperatur von ca. 10 °C.

GENESEN ZYLINDRISCHER STRUKTUREN IN SEDIMENTGESTEINEN

FENNINGER, A.

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz; e-mail: alois.fenninger@kfunigraz.ac.at

Wenngleich zylindrische Strukturen seit dem Präkambrium bekannt sind, wurden sie aufgrund ihres geringen Erhaltungspotentials vor allem aus rezenten bis subrezenten Sedimenten bekanntgemacht. Die Genese derartiger Strukturen ist sehr vielfältig. Prinzipiell können sie jede Raumlage einnehmen und verdanken ihrer Entstehung biologischen oder sedimentologischen Ursachen. Sowohl in ihrer Zusammensetzung (die Größe der Komponenten schwankt von der Ton- bis zur Geröllfraktion) als auch in ihren Dimensionen (mm bis 100-te m) zeigen sie ein sehr breites Spektrum.

Sedimentologisch bedingte zylindrische Strukturen verdanken ihre Entstehung anthropogenen oder geogenen Prozessen; sie werden häufig mit Vorläuferphänomenen wie z. B. Dammbürchen,

Rutschungen, Erdbeben etc. in Zusammenhang gebracht.

Von zahlreichen Theorien über die Genese zylindrischer Strukturen, die in den letzten Jahrzehnten vorgestellt wurden, werden vier herausgegriffen, und zwar solche in Zusammenhang mit Bodenbildungen, in Form von "penetrative calcretes" in semiariden Klimaten, Eiskeilen, sowie "Plugs and Plug Circles" in Permafrost-Gebieten.

Hinzuweisen ist des Weiteren auf konkretionäre Bildungen in Zusammenhang mit kalzitgesättigten Grundwasserströmen.

Die wohl bekanntesten zylindrischen Strukturen stellen Schlammrespektive Sandvulkane dar, die häufig in Zusammenhang mit Rutschungen und Gleitungen und den daraus resultierenden "circular jets" gebracht werden.

Zuletzt sei noch auf Verfüllungen von Strudellöchern verwiesen. Beispiele aus der oberkarbonen Auerniggruppe der Karnischen Alpen und aus rezenten Sedimenten der Mur (Steiermark) werden vorgestellt.

DIE RADIOLARITBECKEN (GENESE, ALTERSSTELLUNG, BREKZIEN) DES MITTEL- UND OBER-JURA IN DEN NÖRDLICHEN KALKALPEN – STAND DER FORSCHUNG UND OFFENE FRAGEN

GAWLICK, H.-J. ¹, WEGERER, E. ¹, SUZUKI, H. ², MISSONI, S. ¹, JANAUSCHEK, W. ¹, PÖTTLER, D. ¹ & DIERSCHKE, V. ³

¹ Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften: Prospektion und Angewandte Sedimentologie, Peter-Tunner-Strasse 5, A-8700 Leoben; ² Department of Earth and Environmental Sciences, Faculty of Science, Yamagata University, Yamagata 990, Japan; ³ Peuntgraben 14, D-97320 Sulzfeld/Main

Die Genese und die sedimentäre Füllung der mittel- bis oberjurassischen Radiolaritbecken in den Nördlichen Kalkalpen ist für das Verständnis der geodynamischen Vorgänge im höheren Jura von entscheidender Bedeutung. Im zentralen Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen ist entlang einer Nord-Süd-Traversal von der Osterhorngruppe im Norden bis zum Tennengebirge im Süden die zeitliche Aufeinanderfolge der Radiolaritbeckenentwicklung gut dokumentiert. Die zeitliche Aufeinanderfolge der Becken- und Schwellenentwicklungen und die sedimentären Beckenfüllungen (Lammer Becken, Trattberg Schwelle und Tauglboden Becken) zeigt den genauen Verlauf dieser Entwicklung.

Da zur Zeit die erste Platznahme des Juvavikums, d. h. des Tiefjuvavikums (= Hallstätter Gesteine) und besonders des Hochjuvavikums (= Kalkhochalpin, z. B. Berchtesgadener Decke, Dachstein Decke) kontrovers diskutiert wird (z. B. Platznahme zur Zeit des Kimmeridgium – BRAUN 1998 – cum lit. (gesamter Göll-Komplex als Juvavikum), der höheren Unter-Kreide – SCHWEIGL & NEUBAUER 1997 – cum lit., des Tithonium – PLÖCHINGER 1996 – cum lit., des Oxfordium – GAWLICK 1996 – cum lit.), ist für die Bestimmung des zeitlichen Rahmens der Platznahme des Juvavikums und dabei besonders des Hochjuvavikums einerseits die stratigraphische Einstufung der im Liegenden auftretenden Radiolarit-sedimente und andererseits eine detaillierte Komponentenbestandsanalyse der in die Radiolarite bzw. Kieselsedimente eingeschalteten Brekzienkörper unerlässlich. Eine Einstufung der Kieselsedimente ist einerseits durch die direkte stratigraphische Einstufung mit Hilfe der Radiolarien und andererseits über Komponentenbestandsanalysen von eingelagerten Brekzienkörpern möglich. Mit Hilfe dieser Untersuchungen ist es dann möglich, die auftretenden Kieselsedimente den aus dem zentralen Mittelabschnitt bekannten Radiolaritbecken zuzuordnen:

- 1) dem Lammer Becken (Callovium – mittleres Oxfordium) im südlichen Bereich und

- 2) dem Tauglboden Becken (?höheres Oxfordium – tieferes Tithonium) im zentralen Bereich und einem
- 3) heute noch weitgehend unbekanntem Becken (?Bathonium – Callovium).

Das W-E streichende Lammer-Becken liegt innerhalb der tirolischen Staufen-Höllengebirgs-Decke. Es wird im Norden von der Osterhorngruppe und im Süden vom Hagengebirge und vom Tennengebirge begrenzt. Der stratigraphische Umfang der 1500 m mächtigen Strubbergsschichten (= Lammer Beckenfüllung) umfaßt tieferes Callovium bis unteres/mittleres Oxfordium (GAWLICK & SUZUKI 1999). Lithologisch und lithofaziell bestehen die Strubbergsschichten aus sehr heterogen zusammengesetzten Sedimenttypen: a) Kalke, Kieselkalke und Radiolarite, b) Mergel und Mergelkalke, Manganschiefer, c) Resedimente, d) grobarenitische, gradierte Folgen und Feinbrekzien und e) polymikte Grobbrekzien und Gleitschollen, f) Manganschiefer.

Das Material der polymikten Brekzienkörper bzw. die Gleitschollen stammen ausschließlich aus dem Kalkhochalpinen Raum (Hallstätter Zone i. w. S. - GAWLICK 1996). Eine detaillierte Analyse des Sedimentationsverlaufes im Lammer Becken zeigt, daß zuerst die Gesteine der distalen Bereiche des Kontinentalrandes, das Meliatikum und der Hallstätter Salzbergfaziesraum, mobilisiert und umgelagert wurden. Danach wurden die Gesteine des Zlambachfaziesraumes und schließlich des Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraumes mobilisiert und in das Lammer Becken umgelagert.

Der Sedimentationsverlauf: Im basalen Abschnitt der Lammer Beckenfüllung werden Kieselkalke, Radiolarite und Mergel abgelagert. Darüber folgen zuerst geringmächtige Turbidite und schließlich verschiedene Typen von Brekzienkörpern, die z. T. komponentengestützt und z. T. matrixgestützt sind. Das Komponentenmaterial der ersten Brekzienkörpergeneration stammt aus dem proximalen Zlambachfaziesbereich (Karn bis Nor). Darüber folgen Brekzien, die neben Komponenten und Megaolistolithen aus dem proximalen Zlambachfaziesbereich (Anis bis Lias) auch einige wenige resedimentierte Komponenten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich führen. Im mittleren Abschnitt der Lammer Beckenfüllung dominieren Megaolistolithe und große Gleitschollen. Zuerst treten Schollen aus Werfener Schichten (Skyth) auf, die überlagert werden von Großschollen, die aus dem proximalen Zlambachfaziesraum stammen (Karn bis Nor). Brekzien, die diese Großschollen überlagern, führen Hallstätter Kalke (Komponenten bis Megaolistolithe) und Komponenten des Meliatikum. Daß diese Brekzien huckepack auf dem Rücken der Schollen aus dem proximalen Zlambachfaziesraum transportiert worden sind, belegt die Überlagerung durch Brekzien, deren Komponentenmaterial aus dem distalen Zlambachfaziesbereich stammt (Karn bis Nor). Der hangende Abschnitt der Lammer Beckenfüllung schließlich ist gekennzeichnet durch die Ablagerung von Brekzien und Großschollen, zuerst aus dem eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesbereich (Karn bis Rhät) mit vereinzelt Komponenten aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich. Über diesen Brekzien und Schollen folgen Großschollen aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich (Skyth bis Lias). Diese Großschollen, die die Größe von Decken erreichen, werden überlagert von Schollen, die aus dem typischen Hallstätter Salzbergfaziesbereich stammen (Anis bis Nor). Gleichzeitig mit der Platznahme der Schollen aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum erfolgt die Platznahme von Schollen aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich, die eine Mitteltemperatur-Hochdruck-Metamorphose aufweisen. Die Sedimentation im Lammer Becken endet im Ober-Oxfordium, gleichzeitig entstehen die Trattberg Schwelle, die als Deckenfront interpretiert wird, und das Tauglboden Becken (Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich bis Unter-Tithonium) weiter im Norden. In das Tauglboden Becken werden Brekzien und Gleitschollen sedimentiert, die von der Trattberg Schwelle stammen und nach Norden geschüttet wurden.

Das sich ab dem Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich bildende Tauglboden Becken liegt im Bereich der inneren Osterhorngruppe, die zum Tirolikum zu stellen ist. Das Tauglboden Becken

weist wie das Lammer Becken eine W-E streichende Achse auf und liegt zwischen der Trattberg Schwelle im Süden und Salzburg im Norden (SCHLAGER & SCHLAGER 1973, DIERSCHKE 1980). Die Füllung des Tauglboden Beckens (Tauglbodenschichten und Oberalmer Schichten) erreicht 1000 m Mächtigkeit. Die Tauglbodenschichten selbst erreichen im Süden (Nordrand der Trattberg Schwelle) Mächtigkeiten bis zu 500 m und umfassen stratigraphisch ?Ober-Oxfordium bis Unter-Tithonium (GAWLICK et al. 1999). Sie bestehen lithologisch und lithofaziell aus: a) Kalken, Kieselkalken und Radiolariten, b) Mergel und Mergelkalken, c) Resedimenten, d) grobarenitischen, gradierten Folgen und Feinbrekzien, e) polymikten Brekzienkörpern und Gleitschollen und f) grauen bis graugrünen Metabentonitlagen.

Man findet als Brekzienkomponenten bzw. große Schollen norischen Dachsteinkalk, Kössener Schichten, rhätischen Dachsteinkalk, Lias-Fleckenmergel bzw. Allgäuschichten, Rotkalke der Adneter Formation, schwarzen und roter Radiolarit. In den höheren Partien treten darüberhinaus Flachwasserkalkkomponenten (Plassenkalk i. w. S.) und feinkörnige Quarzsandlagen auf. Die Komponentengröße der Flachwasserkarbonatkomponenten nimmt dabei von Süden (Sillenköpfe, Königsbachgraben) nach Norden (Krautkasergraben, Hochlenzer) ab. Der Unterschied zu den Brekzien der Strubbergsschichten besteht in der Herkunft der Komponenten. In den Tauglbodenschichten dominiert Komponentenmaterial aus dem Kalkvoralpinen Faziesraum, das von der Trattberg Schwelle stammt.

Weiter im Westen (Berchtesgadener Raum) ist diese Beckenkonfiguration durch die tektonischen Prozesse, die zum heutigen Bau der Nördlichen Kalkalpen geführt haben, zerrissen. Neue Untersuchungen (Brekzienanalysen und Radiolariendatierungen) zeigen, daß die Torrener-Joch-Zone mit Hohem Brett und Jenner dem Lammer Becken entsprechen. Der Hohe Göll und Kehlstein entsprechen der Trattberg Schwelle. Dabei wird der Dürreckerberg als überkippte Falte interpretiert. Das Berchtesgadener-Kühroint-Becken (DIERSCHKE 1980 = Tauglboden Becken) kann somit auf der Basis von Neuergebnissen (Radiolariendatierungen, Brekzienanalysen) untergliedert werden: Der nördliche Teil entspricht wahrscheinlich dem Lammer Becken (Hallein – Berchtesgadener Hallstätter Zone), der zentrale Teil im Bereich Hoher Göll dem Tauglboden Becken, der Teil im Bereich der Torrener-Joch-Zone entspricht dem Lammer Becken. Südlich davon schließt sich ein Becken an, das z. Zt. stratigraphisch noch nicht genau erfaßt wurde. Hier tritt in den Brekzien ausschließlich kalkvoralpines Komponentenmaterial neben jurassischen Flachwasserkomponenten auf (?Tauglboden Becken). In den Berchtesgadener Alpen wird damit das Lammer Becken im Norden und im Süden vom Tauglboden Becken tektonisch begrenzt.

Im Osten, im Salzkammergut kann aufgrund von neuen Untersuchungen (Brekzienanalysen und Radiolariendatierungen) das Gebiet nördlich einer Linie Sandling – Fludergraben dem Tauglboden Becken zugeordnet werden. Im Fludergraben selbst ist dabei der Kontakt zwischen dem Lammer Becken im Süden (mit Brekzienkörpern, deren Material aus dem Hallstätter Faziesbereich stammt) und dem Tauglboden Becken im Norden (mit Brekzienkörpern, deren Material lokaler Natur ist, z. B. Knerzenalm, Ischler Hütte) aufgeschlossen. Das Gebiet Rettenbachgraben, Rötgraben und Ischler Hütte ist dem Tauglboden Becken zuzuordnen. Nach Süden wird das Lammer Becken an der Linie Klausalmgraben (westlich Hallstatt) – Echerntal – Grimming Nordseite von einem Becken begrenzt, in dem die Kieselsedimentation im Bathonium/Callovium-Grenzbereich einsetzt, datiert durch Radiolarien. Im höheren Callovium treten Brekzienkörper mit ausschließlich kalkvoralpinem Komponentenmaterial auf. Lithologisch entspricht diese Sedimentation der im Tauglboden Becken, ist aber deutlich älter. Im Salzkammergut wird wie in den Berchtesgadener Alpen das Lammer Becken vom Tauglboden Becken tektonisch begrenzt. Äquivalente der Trattberg Schwelle können in diesem Raum bisher nicht nachgewiesen werden.

Fragen der geodynamischen Entwicklung und der Platznahme der Radiolaritbecken werden angesprochen und zur Diskussion gestellt.

Offene Fragen werden diskutiert.

Literatur:

- BRAUN, R. (1998): - Nationalpark Berchtesgaden, Forschungsbericht, **40**: 1-192, Berchtesgaden.
DIERSCHKE, V. (1980): - Geotekt. Forsch., **58**: 1-217, Stuttgart.
GAWLICK, H.-J. (1996): - Mitt. Ges. Geol. Berbaustud. Österr., **39**: 119-186, Wien.
GAWLICK, H.-J. & SUZUKI, H. (1999): - N.Jb. Geol.-Paläont. Abh., **211**: 233-262, Stuttgart.
GAWLICK, H.-J., VESCEI, A., STEIGER, T., FRISCH, W. & BÖHM, F. (1999): - Geolog. Rdsch., **87**: 644-657, Berlin.
PLÖCHINGER, B. (1996): - Jb. Geol. B.-A., **139**: 497-504, Wien.
SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M. (1973): - Sedimentology, **20**: 65-89, Amsterdam.
SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997): - Eclogae Geologicae Helvetiae, **90**: 2: 303-324, Zürich.
GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H., VORTISCH, W. & WEGENER, E. (1999): - Terra Nostra, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung, **99/4**: 72-75, Köln.

**INKOHLUNGSUNTERSUCHUNGEN IM
OSTABSCHNITT DER ÖSTLICHEN
FLYSCHZONE IM BEREICH DES
WIENERWALDES UND DEN FLYSCHANTEILEN
NÖRDLICH DER DONAU – ERGEBNISSE EINER
DIPLOMARBEIT**

GMACH, H.

Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften,
Peter-Tunner-Strasse 5, A-8700 Leoben

Die Flyschzone der Ostalpen erstreckt sich als schmales Band zwischen 5 und 25 km Breite am Nordrand der Alpen vom Rheintal 500 Kilometer bis zur Donau bei Wien. Die Sedimente dieser auch als Rheno-Danubische Flyschzone bezeichnete tektonische Einheit wurden von der Unterkreide bis in das mittlere Eozän als Turbitite in die an der Forderfront des alpidischen Orogens gebildeten Flyschtröge des penninischen Ozeans abgelagert, dann aufgrund der nord-gerichteten Bewegung der Nördlichen Kalkalpen im oberen Eocene bis Miozän weit nach Norden transportiert, dabei tektonisch verkürzt, und schließlich über die Sedimente des Helvetikums und der Molassezone geschoben, während sie selbst in den südlichen Anteilen von den Nördlichen Kalkalpen überschoben wurden. Nördlich der Donau setzt sich die Flyschzone obertags im Bisamberg- und Rohrwaldzug fort, während ein Großteil durch die Bildung des Wiener Beckens im Neogen, ein pull-apart Becken an einer nordost-streichenden Störung, eine Absenkung erfahren hat, und heute unter neogenen Sedimentbedeckungen im Untergrund des Wiener Beckens liegt, wo sich der Übergang in die Flyschzone der Westkarpaten vollzieht. Während der schmale Westteil der Flyschzone der Ostalpen bis zum Westen Niederösterreichs mehr oder weniger nur aus einer Decke (Hauptflyschdecke) besteht, verbreitert sich die Flyschzone im Bereich des Wienerwaldes und hat eine weit komplexere Struktur. Es wird zwischen drei Decken unterschieden, die sich sowohl stratigraphisch als auch faziell voneinander unterscheiden. Es sind dies die Greifensteiner Decke im Norden, die Laaber Decke im Süden und die Kahlenberger Decke im Südosten. Als weitere eigene tektonische Einheit wird die Nordrandzone angesehen. Ziel dieser Arbeit war es, die einzelnen Decken hinsichtlich ihrer Inkohlung zu untersuchen, um Versenkungsgeschichte und tektonische Ereignisse rekonstruieren zu können. Hierzu wurden die einzelnen Decken flächenhaft auf organisch reiche Sedimente beprobt und mittels Vitrinitreflexion und Rock-Eval-Pyrolyse auf ihre thermische Reife hin eingestuft. Weiters liegen aus einer in Arbeit befindlichen Dissertation der Tübingerin Britta Trautwein neueste Daten von Apatit-Spaltspuren-Analysen vor, die gleichzeitig und völlig unabhängig zu vergleichbaren Aussagen bezüglich

der Inkohlung führten.

Das nun vorliegende Ergebnis zeigt folgendes Inkohlungsbild: Generell ist eine Zunahme der Inkohlung von Nordenwesten nach Südenosten sichtbar, wobei die Vitrinitreflexionswerte der Sedimente der Greifensteiner Decke von 0,34 bis 0,66 %Ro reichen. Etwas höher sind die Werte in der Kahlenberger Decke, die hier zwischen 0,59 % und 0,67 %Ro liegen. Ein markanter Sprung ist im Südabschnitt des Bisambergzuges, jener Anteil der Kahlenberger Decke nördlich der Donau, sichtbar, wo die Inkohlung mit einem Wert von 0,30 %Ro um Vieles niedriger ist. Die Anteile der Greifensteiner Decke im Bisambergzug sind mit den Werten des Südabschnittes der Greifensteiner Decke südlich der Donau vergleichbar (0,53 %, 0,54 %).

Die Inkohlungswerte der Laaber Decke reichen von 0,76% Ro im Nordwesten bis 1,12 %Ro im Südosten, wobei sich die höchsten Werte unmittelbar vor der Überschiebungsfrent der nördlichen Kalkalpen befinden. Ein Inkohlungssprung zu Gosausedimenten südlich der Überschiebung, die Vitrinitreflexionswerte zwischen 0,60 und 0,72 %Ro aufweisen, zeigt, daß die hohe Inkohlung im Südabschnitt der Laaber Decke auf ein thermisches Ereignis zurückzuführen ist, von dem nur die Laaber Decke beeinflusst wurde.

Die Vitrinitreflexionswerte korrelieren sehr gut mit den T_{max} – Werten der Rock-Eval-Pyrolyse.

Apatit-Spaltspurendatierungen zeigen eine Abkühlung unter 100 °C der Kahlenberger und Laaber Decke zwischen 18,2 ± 1,1 Ma und 26,7 ± 2,8 Ma, während die Greifensteiner Decke durch dieses junge Ereignis nicht überprägt wurde, was in der geringen Inkohlung auch sichtbar ist.

**BECKENBILDUNG UND KOHLENFAZIES:
ERSTE ERGEBNISSE AUS DEM FOHNSDORFER
UND SEEGRABENER TERTIÄR**

GRUBER, W. & SACHSENHOFER, R.F.

Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften,
Peter-Tunner-Strasse 5, A-8700 Leoben

Die Bildung von Kohle steht in engem Zusammenhang mit der Tektonik und der sedimentologischen Entwicklung eines Beckens. Kohlenflöze wurden in Mooren gebildet. Kontrollierende Faktoren bei der Moorbildung sind die Evolution entsprechender Florengemeinschaften, das Klima und die geographische und strukturelle Position des Bildungsraumes. Sowohl für die Bildung eines mächtigen Torfprofils, als auch für einen Abschluß gegen atmosphärischen Sauerstoff ist ein kontinuierlich hoher Grundwasserspiegel erforderlich. Am effektivsten wird dies durch eine mäßige Subsidenzrate erreicht, welche ungefähr der Torf-Akkumulationsrate entspricht. Selbstverständlich hemmt der Eintrag anorganischen Materials die Kohlebildung. Es besteht daher eine enge genetische Beziehung zwischen der Kohle und der Fazies der Nebengesteine. Kohle ist in ihrer Zusammensetzung sehr heterogen, weil sie sowohl die Vielfalt des Ausgangsmaterials als auch die Charakteristika des Ablagerungsraumes widerspiegelt. Aus ihrer mikropetrographischen Analyse kann folglich auf das Ablagerungsmilieu geschlossen werden. Die mikroskopisch unterscheidbaren Kohlenbestandteile (Macerale) lassen sich dabei in die Gruppen Vitrinit, Liptinit und Inertinit gliedern. Interpretiert werden nicht nur die Häufigkeit oder die Form eines bestimmten Macerals, sondern auch aus der Maceralverteilung berechnete Faziesindikatoren. Der Gelifizierungsindex GI als Verhältnis vergelter zu unvergelter Vitrinite liefert, ebenso wie der Grundwasserindex GWI, Aussagen über die Feuchtigkeit im Moor. Für den Vegetationsindex VI werden erhaltene und degradierte Pflanzengewebe ins Verhältnis gesetzt. Er ist ein Maß für den relativen Anteil an Nadelhölzern. Im Folgenden werden die Zusammenhänge zwischen Beckenbildung und Kohlengese am Beispiel des Fohnsdorfer

und Seegrabener Tertiärs diskutiert.

Das schnell absinkende Fohnsdorfer Becken wird durch eine transgressive Abfolge mit fluviatilen (Liegendsschichten) und limnischen Ablagerungen (Hangendschichten) charakterisiert. Das bis 12 m mächtige Glanzbraunkohleflöz markiert den Übergang vom fluviatilen zum limnischen Milieu. Ein ungewöhnlich hoher Schwefelgehalt (bis 10 %), sowie das Auftreten von Congerien deuten eine gewisse Salinität des Sees an. Die Petrographie der Kohle (z. B. gegen das Hangende ansteigende GWI-Werte) steht mit dem Ertrinken des Moores im Einklang. Mehrere GWI-Zyklen im aschereichen oberen Teil des Flözes zeigen, daß die Überflutung des Moores kein kontinuierlicher Vorgang war. VI-Trends belegen, daß die Baumdichte mit zunehmender Überflutung abgenommen hat. Das unmittelbar Hangende des Flözes bildet Congerien-Kalk oder ein algenreicher Sapropelit (Brandschiefer).

Im Tertiärbecken von Seegraben bei Leoben lagert das Kohleflöz nur stellenweise geringmächtigen Konglomeraten auf und ist sonst als Grundflöz ausgebildet. Die Überlagerung bildet eine coarsening-upward Sequenz, die mit (limnischen ?) Mergeln beginnt. Die bis max. 20 m mächtige Kohle unterscheidet sich von jener des Fohnsdorfer Beckens im niedrigen Aschen- und Schwefelgehalt, der nur zum überlagernden bituminösen Tonschiefer hin leicht ansteigt (max. 1 %). Der geringe Schwefelgehalt deutet auf extrem saure Bedingungen. Von Interesse ist auch ein im liegenden Flözabschnitt festgestellter erhöhter Prozentsatz anorganischen Kohlenstoffs, welcher auf epigenetischen Calcit zurückzuführen ist. Syngenetischer Siderit tritt im oberen Teil des Flözes auf. Ergebnisse der mikropetrographischen Analyse liegen zur Zeit noch nicht vor.

Ausblick: Mit der vorliegenden Arbeit wird die enge Verbindung der Kohlebildung mit dem Sedimentationsregime hervorgehoben. Durch geplante strukturgeologische Arbeiten im Bereich Seegraben und mit der Studie des nicht kohleführenden Trofaiacher Beckens soll die Kenntnis des Einflusses des tektonischen Regimes auf die Kohlenfazies weiter vertieft werden.

GUTE KARTEN GEGEN DIE NIEDERTRACHT DER DIAGENESE

HUBMANN, B.

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz; e-mail: bernhard.hubmann@kfunigraz.ac.at

In vielen Fällen erweisen sich Karbonatgesteine in der Dünnschliffuntersuchung als "diagenetisch zu stark überprägt", um einer mikrofaziellen oder stratigraphisch/paläontologischen Fragestellung zu genügen. Möglichkeiten dennoch die gewünschten Details sichtbar zu machen, beginnen beim Einfärben, ätzen, etc. und enden bei der Kathodolumineszenz-Mikroskopie. Nicht selten aber bringen diese durchaus zeitaufwendigen Methoden dennoch nicht den gewünschten Erfolg.

Wenig verbreitet findet die als "white-chart"-Methode beschriebene Praktik in der Dünnschliff-Untersuchung Anwendung. Diese Methodik wurde vor allem an der besseren Erfassung opaker Mineralphasen und der Verteilung organischer Substanzen in "normalen" Karbonatdünnschliffen getestet (DELGADO 1977, FOLK 1987, ZENGER 1979).

Die "Untersuchungsanordnung" ist denkbar einfach: man legt unter das Dünnschliffpräparat ein weißes Papier und beleuchtet dieses mit einer "Gänsehals"-Beleuchtungseinrichtung in einem sehr flachen Einfallswinkel, sodaß an dem Objektträger (nahezu) Totalreflexion eintritt. Ein gutes Beobachtungsbild sollte sich aber nur dann ergeben, wenn der Dünnschliff abgedeckt ist. Ohne nennenswerte "Qualitätseinbuße" fürchten zu müssen, genügt es im allgemeinen, den Dünnschliff zu wenden, so daß das aufgeklebte Gestein auf der unterlegten Papierkarte zu liegen kommt, oder die

Gesteinsoberfläche mit einem durchgehenden Ölfilm (und gegebenenfalls mit einem Deckglas) zu versehen.

Durch die genannte Form der indirekten Beleuchtung, die in ihrer Wirkung an Ergebnisse mit Dunkelfeldkondensatoren erinnert, kann es gelingen, die Korngrenzen der "destruktiven" neomorph/diagenetisch entstandenen Kristalle "auszuschalten". Damit kommt es zu einer Verschärfung der Kontraste ursprünglicher Komponentengrenzen und -internstrukturen.

Je nach "Problemfall" können Untersuchungserfolge verbessert werden, wenn man versucht mit verschieden gefärbten Papierunterlagen zu experimentieren.

Als sehr effizient kann sich auch eine senkrechte Beleuchtung des Dünnschliffes über eine am Objektiv angebrachte Ringbeleuchtung erweisen. Wiederum muß in dieser Anordnung das Gesteinsplättchen mit einem Deckglas oder einen Ölfilm abgedeckt sein.

Literatur

- DELGADO, F. (1977): Primary textures in dolostones and recrystallized limestones: a technique for their microscopic study. - Journ. Sediment. Petrol., 47: 1339-1341.
 FOLK, R.L. (1987): Detection of Organic matter in thin-sections of carbonate rocks using a white card. - Sed. Geol., 54: 193-200.
 ZENGER, D.H. (1979): Primary textures in dolostones and recrystallized limestones: a technique for their microscopic study. - Journ. Sediment. Petrol., 49: 677-678.

HOHLRAUMBILDUNG UND ZEMENTATION IN KONDENSIERTEN ROTSEDIMENTEN AN STEILEN KARBONATHÄNGEN (O-KARBON, ASTURIEN, NW SPANIEN)

KEIM, L. & BRANDNER, R.

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Die Bildung und Erhaltung von Hohlräumen in Karbonatsystemen ist für das Verständnis sedimentärer und diagenetischer Prozesse von entscheidender Bedeutung. Am Beispiel einer jungpaläozoischen Plattform wird die Bildung großer Hohlräumen am oberen Plattformhang diskutiert.

Im Kantabrischen Gebirge NW Spaniens (Provinz Asturien) treten Karbonatplattformen mit ausgeprägten, steilen Hängen auf. Die einzelnen Plattformen wurden während der variszischen Deformation abgesichert und um fast 90° aufgestellt, sodass die Grossgeometrien nur im Luftbild ersichtlich sind. Die Karbonatplattformen sind 1500-2000 m mächtig, zeigen Hangschichtung am natürlichen Böschungswinkel (bis zu 35°) und die intakte Verzahnung mit Beckensedimenten (BAHAMONDE et al. 1997). Eine dieser Plattformen, die Sierra de Cuera, wurde näher bearbeitet (KENTER et al. im Druck) und ist Gegenstand laufender Untersuchungen.

Der Sierra de Cuera Plattformhang kann aus der Zusammensetzung vereinfacht zweigeteilt werden: der obere Abschnitt wird im Wesentlichen aus Algen- und Bryozoen-boundstones aufgebaut, die mit einzelnen Schuttlagen und mehreren Intervallen aus kondensierten Rotsedimenten wechsellagern. Die Rotsedimente treten in Paleo-Wassertiefen bis etwa 200 m auf und sind reich an Fossilien, vor allem Crinoiden, fenestrate Bryozoen, Brachiopoden, Ammoniten, Bivalven, Foraminiferen und Schwammnadeln. Der untere Hangabschnitt ist gänzlich gekennzeichnet durch Schuttungen, deren Material vom Plattformrand und oberen Hang stammt.

Einzelne Intervalle der kondensierten Rotsedimente des oberen Hanges sind bis zu 30 m mächtig und deutlich gebankt. Auffallendstes Merkmal im Aufschluss ist die unregelmäßige, fleckig bis Netzwerk ähnliche Verteilung von roten und grauen Partien. Die Grenzen zwischen beiden Lithosomen sind deutlich ausgebildet. Die Rotsedimente sind mikritisch und als skeletal wacke-

stones bis rudstones zu klassifizieren. Die grauen Anteile werden hauptsächlich von verschiedenen Generationen aus radialfibrösem Faserzement aufgebaut und können bis zu geschätzte 60% Volumanteil einer Bank einnehmen. Innerhalb der Faserzemente „schwimmen“ in beträchtlicher Menge fenestrate Bryozoen, Crinoiden oder Muschelschalen, die genauso in den roten Mikriten auftreten. Dabei reichen viele Biogene von den Rotmikriten ohne Unterbrechung in die nun von den Faserzementen ausgekleideten Hohlräumen und werden von den Zementen selber umkleidet. Die Größe der einzelnen Hohlräume ist relativ konstant und liegt im dm Bereich. Die Hohlräume sind nur zu einem gering Teil mit Internsedimenten gefüllt.

Es erhebt sich nun die Frage, welche Prozesse für derartige Hohlraumbildungen in einem mikritischen Ausgangsmaterial verantwortlich sein können. Das Netzwerk an Hohlräumen in den roten Biomikriten lässt in erster Linie auf Bioturbation, besonders Durchwühlung schliessen. Zur Stützung dieser Hohlräume war jedoch die Umwandlung der Mikrite in einen Firmground nötig. Diese frühe Semi-Lithifizierung am Meeresboden war wahrscheinlich nicht durchgehend im Sediment wirksam, sondern erfasste nur bestimmte Bereiche, ähnlich der fleckhaften submarinen Zementation an steilen Karbonathängen im Subrezentzen der Bahamas (MULLINS et al. 1980).

Die Tatsache, dass in vielen Fällen Organismen wie Bryozoen von den Rotmikriten in die später auszementierten Hohlräume frei hineinreichen, erfordert zusätzlichen die Durchspülung der Hohlräume. Die Durchströmung entsprechender Wassermengen führte zur Vergrößerung der bereits gebildeten Wühlhohlräume und teilweise zur Auswaschung von den Biogenen im Sediment. Mit dem Wasserdurchfluss wurden zwar Bioklasten, aber kaum Sediment in die Hohlräume verfrachtet. Anschließend wurden die Hohlräume mit mehreren Generationen von marinem Faserzement ausgekleidet.

Es ist bemerkenswert, dass die Erhaltung dieser Hohlraumssysteme nur in einem gewissen paläobathymetrischen Abschnitt des Plattformhanges und unter bestimmten Sedimentationsbedingungen möglich war. Die kondensierten Rotsedimente mit den charakteristischen Hohlraumformen am oberen Hang deuten jeweils auf geringe Sedimentationsraten, frühe Lithifizierung und die starke Durchströmung von Wassermengen hin.

Literatur

- BAHAMONDE, J., COLMENERO, J.R. & VERA, C. (1997): Growth and demise of Middle Carboniferous carbonate platforms in the eastern Cantabrian Zones, Asturias, NW Spain. - *Sediment. Geol.*, **110**: 99-122.
- KENTER, J.A.M., HOEFLAKEN, F.V., BAHAMONDE, J., BRACCO GARTNER, G.L., KEIM, L. & BESEMS, R.E. (im Druck): Anatomy and lithofacies of an intact seismic-scale Carboniferous carbonate platform (Asturias, NW Spain): Analogues of hydrocarbon reservoirs in the Pricaspian Basin (Kazakstan). - *SEPM Spec. Publ.*
- MULLINS, H.T., NEUMANN, A.C., WILBER, R.J. & BOARDMAN, M.R. (1980): Nodular carbonate sediment on Bahamian slopes: possible precursors to nodular limestones. - *J. Sed. Petrol.*, **50**: 117-131.

STRATIGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN AM KREIDE-TERTIÄR PROFIL IN CERBARA (NORDUMBRIEN, ITALIEN)

LATAL, C. ^{1,2}, PILLER, W.E. ¹, PREISINGER, A. ³ & SCHOLGER, R. ²

¹ Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz;

² Paläomagnetiklabor Gams, Institut für Geophysik, Montanuniversität Leoben, A-8130 Frohnleiten; ³ Institut für Mineralogie, Kristallographie und Strukturchemie, Technische Universität Wien, Getreidemarkt 9, A-1060 Wien

Im FWF-Projekt „Rhythmic depositions of interplanetary dust in marine sediments“ (P 12643-GEO) werden Untersuchungen an

rhythmisch in Kalken eingelagerten Tonschichten unterhalb und oberhalb der Kreide-Paläogen Grenze bezüglich ihres interplanetaren Staubgehaltes durchgeführt. Ein Untersuchungsgebiet ist das Kreide-Paläogen Grenzprofil von Cerbara (43°36,18' N; 12°33,67' E). Um in diesem Profil Ereignisse vor und nach der K/P -Grenze, die durch einen anormal hohen Ir-Gehalt und magnetische Ni-reiche Spinelle (PREISINGER et al. 1996, 1997) charakterisiert ist, zeitlich möglichst präzise einzustufen, werden unterschiedliche stratigraphische Methoden (Paläomagnetik und Biostratigraphie mit kalkigem Nannoplankton) eingesetzt. Zusätzlich werden Messungen der Isotopenverhältnisse der stabilen Isotope von Sauerstoff und Kohlenstoff durchgeführt.

Das K/P-Profil von Cerbara wird aus den vorwiegend roten homogenen Kalken und mergeligen Kalken der Scaglia Rossa Formation aufgebaut. Diese pelagischen Gesteine weisen magnetische Eigenschaften auf, die sie für paläomagnetische und magnetostratigraphische Untersuchungen (LOWRIE & ALVAREZ, 1977a, 1977b; ALVAREZ & LOWRIE 1978; 1984) geeignet machen.

Die bisher durchgeführten paläomagnetischen Untersuchungen liefern Ergebnisse über die magnetische Phasenzusammensetzung. In den Proben ist Magnetit das dominierende magnetische Mineral, kleinere Anteile von Goethit und Hämatit konnten auch nachgewiesen werden. Weiters wurden thermische Abmagnetisierungen durchgeführt, und die Richtungen der charakteristischen remanenten Magnetisierung (ChRM) erfaßt. Die paläomagnetischen Daten zeigen beide Polaritäten des Erdmagnetfeldes. Die Remanenzrichtungen stimmen mit den Richtungen von anderen Profilen der Scaglia Rosa Formation in Umbrien überein (ROGGENTHEN & NAPOLEONE 1977, LOWRIE & ALVAREZ 1977a, 1977b, ALVAREZ & LOWRIE 1978, LOWRIE et al. 1982, ALVAREZ & LOWRIE 1984). Die Deklination der ChRM zeigt NW-Richtungen für normale und SO für inverse Polarität. Eine Abfolge von Polaritätszonen konnte erfaßt werden: Die Proben aus dem untersten Teil des Profilabschnittes der Kreide zeigen normale Polarität. Im Kreideabschnitt des Profils von Cerbara wurde nur ein Polaritätswechsel von normaler zu inverser Polarität erfaßt. In der nachfolgenden inversen Zone liegt die Kreide/Paläogen -Grenze. So wie in vielen anderen K/P -Profilen liegt die K/P -Grenze im obersten Viertel dieser Zone. Im Paläogen ist auch eine Abfolge von inversen und normalen Zonen zu erkennen, doch sind diese häufig nur durch eine sehr geringe Anzahl von Proben charakterisiert. Deshalb wurden bisher auch nur Korrelationen für das Chron 30N in der Kreide und das darüberfolgende Chron 29R durchgeführt. Eine Nachbeurteilung im paläogenen Teil des Profils wurde durchgeführt.

Messungen der Isotopenverhältnisse von Sauerstoff und Kohlenstoff wurden an ausgewählten Proben des Profils durchgeführt. Zur Analyse wurden Gesamtproben verwendet. Die K/P -Grenze ist charakterisiert durch eine Anreicherung von O¹⁸ und eine Abnahme von C¹³. Diese Trends stimmen mit Isotopendaten anderer K/P-Grenzen überein (CORFIELD et al. 1991, PERCH-NIELSEN et al. 1982) und reflektieren die veränderten Lebensbedingungen an der Grenze. Die Sauerstoffdaten weisen auf eine Abkühlung der Wassertemperatur hin und die δC¹³ Abreicherung wird als Folge des Grenzereignis gedeutet.

Weiters sind biostratigraphische Untersuchungen an kalkigem Nannoplankton geplant. Erste Untersuchungen mit dem Lichtmikroskop zeigen, daß das Vorkommen von Nannoplankton in den Proben eher gering ist, weiters ist der Erhaltungszustand schlecht. Nach intensiveren Untersuchungen wird versucht werden, eine Korrelation zwischen den Ergebnissen der Magnetostratigraphie, der Isotopenstratigraphie und der Biostratigraphie zu erstellen.

Literatur

- ALVAREZ, L.W. & LOWRIE, W. (1978): Upper Cretaceous paleomagnetic stratigraphy at Moria (Umbrian Apennines, Italy): verification of the Gubbio section. - *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **55**: 1-17.
- ALVAREZ, W. & LOWRIE, W. (1984): Magnetic stratigraphy applied to synsedimentary slumps, turbidites, and basin analysis: The Scaglia Limestone at Furlo (Italy), stratigraphy at Gubbio, Italy III. Upper Cretaceous magnetic stratigraphy. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **95**: 324-

336.

- CORFIELD, R.M., CARLIDGE, J.E., PREMOLI-SILVA, I. & HOUSLEY, R.A. (1991): Oxygen and carbon isotope stratigraphy of the Paleogene and Cretaceous limestones in the Bottaccione Gorge and the Contessa Highway sections, Umbria, Italy. - *Terra Nova*, 3: 414-422
- LOWRIE, W. & ALVAREZ, W. (1977a): Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy III. Upper Cretaceous magnetic stratigraphy. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 367-389.
- LOWRIE, W. & ALVAREZ, W. (1977b): Late Cretaceous geomagnetic polarity sequence: Detailed rock and paleomagnetic studies of the Scaglia Rossa limestone at Gubbio, Italy, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 51: 561-581.
- LOWRIE, W., ALVAREZ, W., NAPOLEONE, G., PERCH-NIELSEN, K., PREMOLI SILVA, I. & TOUMARKINE, M. (1982): Paleogene magnetic stratigraphy in Umbrian pelagic carbonate rocks: The Contessa sections, Gubbio. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93: 414-43.
- PERCH-NIELSEN, K., MCKENZIE, J. & HE, Q. (1982), Biostratigraphy and isotope stratigraphy and the "catastrophic" extinction of calcareous nannoplankton at the Cretaceous/Tertiary boundary. - *Geol. Soc. Am., Spec. Paper* 190.
- PREISINGER, A., ASLANIAN, S., BRANDSTÄTTER, F. & GRASS, F. (1996): Thin shales in marine sediments rich in spinels and Ir. - *Meteoritics and Planetary Science* 31: A111-A112.
- PREISINGER, A., ASLANIAN, S., BRANDSTÄTTER, F. & GRASS, F. (1997): Formation of spinels in the mesosphere after the K/T impact. - *Lunar and Planetary Science XXVIII*, 1137-1138.
- ROGGENTHEN, W.M. & NAPOLEONE, G. (1977): Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy IV. Upper Maastrichtian-Paleocene Magnetic Stratigraphy. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 367-389.

RIFFE UND BIOSTROME – STEUERUNGSMCHANISMEN AN BEISPIELEN AUS DEM NÖRDLICHEN ROTEN MEER

PILLER, W.E. & RIEGL, B.

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-
Universität Graz, Heinrichstr. 26, 8010 Graz; e-mail:
werner.piller@kfunigraz.ac.at, bernhard.riegl@kfunigraz.ac.at

Während des gesamten Phanerozoikums stellen Biostrome einen weit verbreiteten Karbonatgesteinstypus dar. An ihrem Aufbau sind Gerüstbildner wesentlich beteiligt womit sie eine enge Affinität zu Rifften (= Biohermen) aufweisen. Während in der geologischen Forschung der Gegensatz Bioherm – Biostrom ein langes Diskussionsthema darstellt, wurde bei der Untersuchung von rezenten Karbonatgerüstbildungen die Existenz von Biostromen weitgehend ignoriert.

Untersuchungen im nördlichen Roten Meer inklusive der Golfgebiete von Aqaba und Suez ergaben, dass hier nicht nur Riffformationen sehr weit verbreitet sind, sondern dass zum Teil große Areale von Korallen-Biostromen (= coral carpets) bedeckt werden. Ein quantitativ erfasstes Beispiel stellt die nördliche Bucht von Safaga dar, wo die durch Biostrome bedeckte Fläche ungefähr 10mal so groß ist wie die Fläche die durch Rifffe eingenommen wird.

Das äußere Erscheinungsbild und die Art der Gerüste ist weitgehend von der sie aufbauenden Korallenvergesellschaftung abhängig, die wiederum von der Meeresbodentopographie und den hydrodynamischen Bedingungen bestimmt wird.

Riffgerüste zeigen eine deutliche ökologische Zonierung entlang eines Tiefen- und hydrodynamischen Expositionsgradienten. Dabei sind für verschiedene Tiefen- bzw. Expositionsbereiche deutliche und auch räumlich abgegrenzte Korallenvergesellschaftungen ausgebildet: Eine solche Abfolge beginnt meist mit einer exponierten *Acropora*-Assoziation (bei noch höheren Energiebedingungen kommt im südlichen Teil des nördlichen Roten Meeres noch eine *Pocillopora*-Assoziation dazu). Diese wird von einer semi-exponierten *Millepora*-Assoziation abgelöst, die mit abnehmender Energie (bevorzugt in Leebereichen von Rifften) einer *Porites*-Assoziation weicht. Rifffe entstehen bevorzugt an bereits

existierenden topographischen Hochzonen, die im Laufe des Rifffwachstums durch Aggradation noch verstärkt werden.

Biostromen fehlt eine deutliche vertikale ökologische Zonierung, sie zeigen nur eine graduelle Änderung ihrer Zusammensetzung mit der Tiefe indem sie von einer *Porites*-Assoziation in eine Faviiden-Assoziation übergehen. An der Tiefenuntergrenze der Biostrome kommt es als besondere Anpassung an schlechte Lichtverhältnisse zur Ausbildung einer Faviiden-Assoziation mit plattigen Kolonieförmigkeiten. *Stylophora*-Biostrome sind ausschließlich im ganz flachen Wasser im nördlichen Golf von Suez entwickelt. Generell folgen Biostrome der vorgegebenen Topographie ohne sie dabei wesentlich zu verstärken, ihr Hauptwachstum erfolgt lateral.

Zusätzlich zu den Assoziationen in den Rifften bzw. Biostromen wurden zwei Korallenvergesellschaftungen angetroffen, die keine Gerüste aufbauen: *Stylophora-Acropora*-Assoziation und eine Weichkorallen-Assoziation.

Die Größenordnung der Wachstumsraten zwischen Rifften und Biostromen wird als sehr ähnlich angesehen. Damit ergeben sich sehr ähnliche Werte für die Quantität der Karbonatproduktion. Durch die flache Topographie und die geringe hydrodynamische Energie im Wachstumsbereich von Biostromen ist, durch den fehlenden Abtransport, die Karbonatakkumulation innerhalb von Biostromen aber oftmals höher als in Rifften. Damit ist das in situ – Fossilisationspotential von Biostromen höher als das von Rifften. Auch durch die hohe Flächenbedeckung von Biostromen ist ihre Karbonatproduktionskapazität oftmals deutlich höher als die von Rifften. In Hinblick auf unterschiedliche Lebensstrategien werden Rifffe durch das Vorherrschen von r-Strategen charakterisiert, während Biostrome von K-Strategen dominiert werden. Die Häufigkeit von physikalischen Störungen ist in Rifften unvergleichlich höher als in Biostromen.

DIE THERMISCHE GESCHICHTE UND DAS KOHLENWASSERSTOFFPOTENTIAL DER ALPEN UND DINARIDEN SLOWENIENS

RAINER, T.M.

Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften,
Peter-Tunner-Strasse 5, A-8700 Leoben

Slowenien liegt im Grenzbereich von Ostalpen, Südalpen, Dinariden und den Ausläufern des Pannonischen Beckens und ist dadurch ein Schlüssel für das Verständnis der geologischen Zusammenhänge dieser großtektonischen Einheiten. Die Ostalpen sind gekennzeichnet durch nordwärts gerichtete, die Südalpen durch südwärts gerichtete Überschiebungen. Die Dinariden ihrerseits zeigen SW vergente Deckenstapel. Das beherrschende tektonische Element ist die Periadriatische Naht, welche die Grenze zwischen ostalpinen, sowie südalpinen / dinaridischen Einheiten bildet. Ihre Rolle bezüglich der frühen thermischen Entwicklung des Gebietes ist unklar. Im Raum Slowenien wird sie von zahlreichen W-E bis NW-SE streichenden Scherzonen (Donat-, Sava-Celje-, Ljutomer-, Sostanj-Störung) begleitet, an denen im Zusammenhang mit der Heraushebung der Ostalpen und der Bildung des Pannonischen Beckens, im Tertiär große dextrale Bewegungen stattfanden (HAAS et al. 1995, GENSER & NEUBAUER 1989, RATSCHBAUER et al. 1989, 1991, KAZMER & KOVAC 1985, FODOR et al. im Druck).

Nach MIOC (1995) wird Slowenien von vier geotektonischen Einheiten (Terranes) aufgebaut, welche zum Teil von eoazänen bis pliozänen Sedimenten des Pannonischen Beckens Systems überlagert werden. Diese Terranes (von N nach S) sind:

- Pohorje - Nordkarawanken - Mura Terrane (SE Teil der Ostalpen),
- Julische-Savinja-Alpen – Südkarawanken Terrane (Südalpen),
- Zentral slowenisches Terrane (Slowenischer Trog und Sava Falten),

• Adriatisch-Dinaridische Karbonatplattform Terrane. Hiervon abweichende tektonische Einteilungen stammen etwa von SIKOSEK (1971), HERAK (1986) oder BUSER (1987). Im Rahmen des vorliegenden Projektes soll die **thermische Reife** (Diagenese bis niedrigstgradige Metamorphose) unterschiedlicher stratigraphischer Horizonte aus allen alpidischen und dinaridischen Einheiten mittels temperatursensitiver organischer (Vitrinitreflexion, T_{max}) und anorganischer Parameter (Illit-Kristallinität) bestimmt werden. Dadurch kann eine erste grobe Abschätzung der Paläo-Temperatur Bedingungen getroffen werden. Weiters wird aus diesen Parametern Information über den Zeitpunkt der Aufheizung (prae-, syn-, posttektonisch) der Sedimente, etwa in bezug auf Tektonik in den Südalpen / Dinariden oder den strike-slip Bewegungen entlang der Periadriatischen Naht und den sie begleitenden Störungsbündeln erwartet. Radiometrische Altersdatierungen (Fission Track, Ar-Ar) sollen zu zusätzliche Aussagen führen. Zudem sollen diese Parameter die tektonische Interpretation unterstützen. Sinn und Betrag von Verschiebungen entlang von Störungssystemen (im Falle einer prä-tektonischen Aufheizung der Sedimente) können erfaßt oder Störungen, die Gebiete mit unterschiedlicher thermischer Überprägung trennen, kartiert werden. Weiters werden die Parameter zur Kalibrierung **numerischer Paläo-Wärmefluß Modelle** benutzt. Ein weiteres Projektziel ist die Abschätzung des **Kohlenwasserstoff-(KW)-potentials** klastischer, wie auch karbonatischer Sedimente Sloweniens. Mittels TOC (Total organic Carbon)-Bestimmung und Rock Eval Pyrolyse sollen Aussagen über Menge, Art (Kerogentyp) und Reife der organischen Substanz Permo-Mesozoischer KW-Muttergesteine getroffen werden. Der Zeitraum der Generierung der KW wird durch die Wärmeflußmodelle simuliert und eingengt. All diese Informationen sollen gemeinsam mit den Ergebnissen eines Vorgängerprojektes (beschäftigte sich mit den tertiären Sedimenten des slowenischen Anteiles des Pannonischen Beckens) zu einem besseren Verständnis des KW Potentials dieses Gebietes, in dem Alpen, Dinariden und Pannonisches Becken zusammentreffen, führen.

Literatur

- BUSER (1987): - Mem. Soc. Geol. It., **40**: 313-320, Roma.
FODOR et al. (im Druck): - Tectonics.
GENSER & NEUBAUER (1989): - Mitt. Österr. Geol. Ges., **81**: 233-243, Wien.
HAAS et al. (1995): - Tectonophysics, **242**: 19-40, Amsterdam.
HERAK (1986): - Acta Geologica, 16,1-42, Zagreb.
KAZMER & KOVAC (1985): - Acta Geol. Hung., **28/1-2**: 71-84, Budapest.
MIOC (1995): - Internal report of the IGCP, 276, Terrane maps. 44pp.
RATSBACHER et al. (1989): - Geology, **17**: 404-407, Boulder.
RATSBACHER et al. (1991): - Tectonics, **10**: 257-271, Washington DC.
SIKOSEK (1971): - Zvezni Geol. zavod, 1-56, Beograd.

DIE NIEDERTRACHT DER FRÜHEN DIAGENESE: VERSCHWUNDENE BIOKONSTRUKTIONEN UND KRYPTISCHE FREILEGUNGSLÄCHEN.

SANDERS, D.

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck;
e-mail: Diethard.G.Sanders@uibk.ac.at

Die Fossilisation von Radiolitidenbiostromen war häufig von taphonomischem Verlust begleitet, bis zur "Auslöschung" eines Biostromes. Der taphonomische Verlust ist zum Teil auf mechanische Zerlegung, zum Teil auf Lösung (in Verbindung mit Bioturbation) im weichen bis halbverfestigten Sediment, zum Teil auch auf Lösung während subaerischer Freilegung zurückzuführen. Die Radiolitidenschale bestand aus Aragonit (Hypostracum; innen) und Kalzit (Ostracum; aussen). Bei der Fossilisation von Radiolitiden desintegrierte deren obere Klappe sehr häufig in den ara-

gonitischen und den kalzitischen Teil; verglichen zum meist massenhaften Auftreten des kalzitischen Teils sind die aragonitischen Teile nur selten erhalten. Frühdiagenetische Lösung des Aragonit, im noch weichen Sediment, wird als Ursache dafür angenommen. Die untere Klappe der meisten Radiolitiden bestand, von aussen nach innen, aus (A) einer dünnen Lage von Kalzitlamellen, (B) einer dicken Lage kalzitischer Hohlzellen, (C) einer dünnen Lage von meist massivem Kalzit, und (D) einer innersten Lage von Aragonit, welcher auch die Querböden aufbaute. Die Grenze zwischen Lage B und C war eine mechanische Schächezone. Die untere Klappe desintegrierte häufig in eine Reliktschale aus den Lagen C und D; durch Lösung im noch weichen Substrat ging fast stets auch die Lage D verloren und wurde durch Sediment ersetzt. In Biostromen, welche von Festgrund-Bioturbation wahrscheinlich von Crustaceen erfasst wurden, wurden örtlich gesamte Radiolitidenschalen in situ gelöst; der Hohlraum wurde mit demselben Internsediment wie die Grabgänge verfüllt. Relikte der Schalenlage C zeigen einen Ursprung der Hohlräume von Radiolitiden an. Manche Biostrome wurden durch Lösung im noch weichen bis halbverfestigten Sediment gänzlich in "Geister-Biostrome" umgewandelt, andere wiederum zeigen bedeutenden taphonomischen Verlust speziell der Radiolitiden. Im Fall vollständiger Schalenlösung blieb nur noch die sedimentäre Füllung der unteren Klappe in kleinen, internbrekzien-artigen Gefügen erhalten. Da die am stärksten von frühdiagenetischer Lösung betroffenen Biostrome häufig auch von Festgrund-Grabbauten durchsetzt sind ist die Erkennung derartiger reliktscher Biostrome in natürlichen Aufschlüssen schwierig. Der Nachweis von Lösung im noch weichen bis halbverfestigten Sediment bestätigt aktuogeologische Untersuchungen anderer Autoren, dass selbst in Kalziumkarbonat-übersättigtem tropischem Meerwasser bedeutende Lösung von CaCO₃ stattfindet, wobei Bioturbation eine tragende Rolle spielt.

Der exzellente Aufschluss einer oberkretazischen, plattformrandnahen Abfolge in den Steinbrüchen von Aurisina, Norditalien, erlaubte die Erkennung zahlreicher Emersionsflächen in einer scheinbar kontinuierlichen Folge. Die Emersionsflächen zeigen ein unregelmässiges Kleinrelief, sind aber nicht von Verfärbung, vertikalem Wechsel im Grad der Lithifikation, Verwitterungsresistenz oder Bankung, oder einem Fazieswechsel begleitet, sodass sie selbst auf geschnittenen Felsflächen oft erst bei genauer Inspektion zu verfolgen sind. Auf angewitterten Felsflächen sind diese "kryptischen" Emersionsflächen unsichtbar. Die Flächen sind in Abständen von wenigen Dezimetern bis Metern in Abfolgen von bioturbirten bis kreuzlaminierten bioklastischen Grainstones eingeschaltet, oder treten örtlich auch am Dach von Biostromen oder knapp darüber auf. Wo Freilegungsflächen genau oder knapp über einem Biostrom liegen lässt sich meist bedeutender taphonomischer Verlust feststellen, der örtlich zum gänzlichen Verschwinden der Rudisten infolge meteorischer Lösung führte.

Analoge Freilegungsflächen wurden, per Zufall, in der oberkretazischen Plattformrand-Abfolge der Montagna della Maiella in Zentralitalien gefunden. Weiters wurden in Radiolitidenbiostromen der Maiella, der Oberen Kreide der Nördlichen Kalkalpen und in Spanien analoge Reliktstrukturen wie die beschriebenen gefunden. Die Kombination der beschriebenen taphonomischen Prozesse und das wiederholte Auftreten kryptischer Emersionsflächen in scheinbar kontinuierlichen Abfolgen bioklastischer Kalke machen eine Analyse derartiger Folgen im Sinne genetischer Zyklen praktisch undurchführbar (Ausnahme: kontinuierliche Bohrkerne).

DIE THERMALWASSERBOHRUNG ILZ 1 – EIN WEITERER EINBLICK IN DIE FÜLLUNGSGESCHICHTE DES OSTSTEIRISCHEN BECKENS

SCHEIFINGER M. ¹, EISNER, M. ¹, GROSS, M. ² & HUBMANN, B. ²

¹ Geoteam, Ges.m.b.H., Weizerstraße 19, A-8200 Gleisdorf;

² Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

Seit Jahren bemühte sich die Marktgemeinde Ilz (Oststeiermark, Bezirk Fürstenfeld) um die Niederbringung einer Thermalwasserbohrung zur Nutzung geothermischer Energie aus den Karbonatgesteinen des paläozoischen Untergrundes des Steirischen Beckens. Nach wasserrechtlicher und bergrechtlicher Bewilligung konnte Ende Februar 1998 mit der Realisierung des Geothermieprojektes begonnen werden.

Der Aufschlagpunkt der 1906 m tiefen Bohrung Ilz 1 befindet sich im westlichen Fürstenfelder Becken, das vom Gnaser Becken durch die Auersbacher Schwelle getrennt ist. Sie setzt in wenigen Metern mächtigen quartären Sedimenten an und durchteuft bis 1465 m neogene Sedimente. Die übrige Schichtfolge wird von Karbonatgesteinen der "Arnwiesener Gruppe" (nach KRÖLL et al. 1988: Grazer Paläozoikum!) aufgebaut.

Die Gliederung des Bohrprofils erfolgt aufgrund der Bohrlochlogs (Gamma, Widerstand, Potential), der Lithologie und der Korrelation mit benachbarten Tiefbohrungen (Arnwiesen, Fürstenfeld). Die Bezeichnung der Gesteinspakete orientiert sich an vorhandenen Gliederungen anderer Tiefbohrungen (vgl. KOLLMANN 1965, GOLDBRUNNER 1988). Es werden vor allem chrono- und biostratigraphische Termini benutzt, obwohl entsprechende Untersuchungen fehlen. Diese "angewandten Gliederungen" weichen stark vom Konzept der Lithostratigraphie ab. Weiterführende Untersuchungen sollen eine Eingliederung dieses Tiefenaufschlusses in die Lithostratigraphie im Oststeirischen Becken und eine fundierte biostratigraphische Einstufung ermöglichen.

Die obersten 320 m der Bohrung können durch lithologische Vergleiche und regionalgeologische Überlegungen mit obertags aufgeschlossenen Gesteinseinheiten korreliert werden. Dieser Abschnitt des Bohrprofils wird exemplarisch dargestellt. Für die übrige neogene Schichtfolge müssen vorerst aus lithostratigraphischer Sicht unzulängliche Bezeichnungen (z. B.: "Mittelbaden") beibehalten werden. Hier sind dringend lithostratigraphische Einheiten zu definieren.

Die Schichtfolge bis 75 m kann der Feldbach-Fm. zugewiesen werden, die chronostratigraphisch ins Untere Pannonium gestellt wird. Auch in diesem Bereich des Oststeirischen Beckens kann die Feldbach-Fm. in zwei Subformationen aufgegliedert werden: die vorwiegend aus pelitischen Sedimenten aufgebaute Eisengraben-SbFm. (75-64 m) und die lithologisch (Ton-Silt-Sand-Kies) stärker differenzierte Sieglegg-SbFm. (64-0 m).

Liegend der Feldbach-Fm. folgt die Gleisdorf-Fm. (75-307 m). Die Oberkante eines 3 m mächtigen, grobklastischen Gesteinspaketes, das dem "Mühdorfer Schotter" entsprechen könnte, bildet hier die Grenze zwischen beiden Formationen. Die Sedimentfolge der Gleisdorf-Fm. ist durch siliziklastisch-karbonatische Wechselfolgen gekennzeichnet. Typisch sind Oolithkalk, die scharf von pelitischen Sedimenten überlagert werden und Ausdruck des oszillierenden Meeresspiegels sind. Die Liegendgrenze markiert ein 13 m mächtiges Kies-Sandpaket (307-320 m), das dem "Carinthischen Schotter" (WINKLER-HERMADEN 1951) entsprechen dürfte. Biostratigraphisch wird die Gleisdorf-Fm. ins Obere Sarmatium eingestuft. Die hangendsten Anteile reichen vermutlich noch bis ins Unterste Pannonium.

Unterbadensische Vulkanite wurden nicht durchteuft, obwohl aufgrund geophysikalischer Prognosen eine Durchörterung erwartet wurde.

Der paläozoische Untergrund besteht hauptsächlich aus fossilfreien Dolomiten. Vergleichbare in Bohrungen des Oststeirischen Beckens angetroffene Gesteine wurden mit der Dolomitsandsteinfolge des Grazer Paläozoikums in Beziehung gebracht. Die angefahrenen dolomitischen wacke/packstones (bei 1670 m) könnten den "dunklen Dolomiten" des "hangenden Members" (HUBMANN & HASENHÜTTL 1995) der Dolomitsandsteinfolge entsprechen.

Literatur

EBNER, F. (1988): Das Paläozoikum in den RAG-Bohrungen Blumau 1, 1a und Arnwiesen 1 (Oststeirisches Tertiärbecken). - Jb. Geol. B.-A., 131: 563-573, 4 Abb., Wien.

GOLDBRUNNER, J.E. (1988): Tiefengrundwässer im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken. - Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 39: 5-94, Graz.

HUBMANN, B. & HASENHÜTTL, C. (1995): Zur Entwicklung der hohen Deckengruppe des Grazer Paläozoikums. Exkursionspunkte zu ausgewählten Profilen. - Exkursionsführer zur 2. Tagung Österr. Paläont. Ges., 1-43, 13 Abb., Graz.

KOLLMANN, K. (1965): Jungtertiär im Steirischen Becken. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 57: 479-632, 2 Abb., 6 Taf., Wien.

KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G. & ZYCH, D. (1988): Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle. - 49 S., 5 Abb., Geol. B.-A., Wien.

WINKLER-HERMADEN, A. (1951): Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. - (In: SCHAFFER, F.X. (Hrsg.): Geologie von Österreich), 414-424, (Deuticke) Wien.

KIPPSCHOLLENTEKTONIK IM OBERJURA UND DER TIEFEREN UNTERKREIDE IM BEREICH DES HALLSTÄTTER SCHOLLENKRANZES ("LÄRCHBERG SCHICHTEN"; SALZBURGER KALKALPEN)

SCHLAGINTWEIT, F. ¹ & EBLI, O. ²

¹ Lerchenauerstr. 167, D-80935 München; ² c/o Institut für Paläontologie und Historische Geologie, Richard-Wagnerstraße 2, D- 80333 München

Im Raum Lofer treten "oberjurassische" Flachwasserablagerungen im Bereich des tiefjuvavischen "Hallstätter Schollenkranzes" auf. Die Bezeichnungen "Loferer Schichten" (tieferer Abschnitt) und "Lerchkogelkalk" (höherer Abschnitt) gehen auf HAHN (1910) zurück. Von früheren Bearbeitern wurden sie zumeist in die Obertrias (Nor) bzw. in die Oberkreide (Gosau) gestellt. Genauere stratigraphischen Angaben gehen auf FERNECK (1962) zurück, der sie dem Jura-/Kreide-Grenzbereich zuordnete. Aufgrund der „fehlenden scharfen lithologischen Trennung“ der "Loferer Schichten" vom "Lerchkogelkalk" und der „stratigraphischen Neueinstufung“ schlug FERNECK die Bezeichnung "Lärchberg Schichten" vor. In jüngeren Arbeiten (DARGA & SCHLAGINTWEIT 1991, DYA 1991) werden zwar ansatzweise Unterschiede (z. B. Mikrobenthos/Mikroflora und Riffbildner) zur Plassen-Formation diskutiert, eine genaue Abgrenzung beider Schichtglieder ist aber bislang nicht näher definiert worden. Die "Lärchberg Schichten" lagern transgressiv auf triadischen Gesteinen des Tiefjuvavikums. Zusammen mit diesen bilden sie Deckschollen, die allochthon den neokomen Schrambach Schichten des Tirolikums auflagern. In einem Umkreis von rd. 15 km treten die "Lärchberg Schichten" in klotzartig aufragenden Bergen auf, welche Südost - Nordwest angeordnet sind (Litzelkogel-Gerhardstein, Rauchenberg, Lärchberghöndl, Dietrichshorn).

Aufgrund eindeutiger Faziesrekurrenzen und stratigraphischer Übereinstimmung zur Plassen-Formation, lassen sich die Lärchberg Schichten nicht als eigenständige Formation definieren. Lediglich die randmarinen, z. T. brackischen Loferer Schichten sind in dieser Ausbildung bisher nicht aus den basalen Anteilen der Plassen-Formation bekannt gemacht worden. Es wird daher vorgeschlagen diese als eine Subformation (Member) auszuscheiden. Das transgressive und an der Basis klastische Lofer Member umfaßt den Zeitbereich (oberes) Kimmeridge bis Obertithon/tieferes Berrias und zeigt ein Südost-Nordwest gerichtetes Übergreifen auf den triadischen Untergrund. Das Alter der Transgressionsbasis wird hierbei von Südosten nach Nordwesten jünger (Gerhardstein: (oberes) Kimmeridge; Lärchberghöndl: unteres/mittleres Tithon;

Dietrichshorn: Obertithon/tieferes Berrias). Die stratigraphische Reichweite des hangenden "Lerchkogelkalkes", eingestuft mit Hilfe von Dasycladaceen und Benthosforaminiferen, umfaßt das obere Kimmeridge bis mittlere/obere Berrias. Zwischen den einzelnen Vorkommen ist eine deutliche diachrone Fazieszonierung der ehemaligen Karbonatplattform festzustellen (z. B. zeitgleich "Upper slope"-Fazies im Südosten, externe Plattform im mittleren Bereich und randmarine Fazies im Nordwesten).

Aus den o. a. Beobachtungen ist zu folgern, daß die oberjurassisch-unterkretazischen Plattformkarbonate des tiefjuvavischen Hallstätter Schollenkranzes auf einer zusammenhängenden und nach Südosten flach geneigten Kippscholle (homoklinale Rampe) sedimentiert wurden. Die steile nordwestliche Begrenzung war vermutlich als "by-pass margin" ausgebildet. Der Ablagerung der Plattformkarbonate muß ein relativer rascher Uplift der Kippscholle – im Zusammenhang mit der "Hallstatt-Vardar-Konvergenz" (e. g. GAWLICK et al. 1999) - über das Meeresspiegelniveau vorausgegangen sein, gefolgt von einer allmählichen Subsidenz. Im Laufe des Berrias erfolgte ein rasches "drowning" verbunden mit einem partiellen Zerbrechen der Plattform. Im Valangin treten bereits submarin-ersedimentierte Klaster von Lerchkogelkalk in den klastischen Lackbach Schichten, einem Äquivalent der Rossfeld Schichten auf (DARGA & WEIDICH 1986). Die basalen Anteile der Plassen-Formation des Untersberges (hochjuvavisches Berchtesgadener Decke) sind in das obere Kimmeridge einzustufen und lassen aufgrund der Lithostratigraphie eine südöstliche Paläoposition, direkt im Anschluß an die Loferer Kippscholle vermuten. Aufgrund der Faziesausbildung der in den Barmsteinkalken der Typlokalität auftretenden Klaster und anderer Überlegungen (z. B. nach NNE einfallende Komponente) wird das Liefergebiet derselben in den Plattformkarbonaten der Loferer Kippscholle gesehen.

Literatur

- DARGA, R. & SCHLAGINTWEIT, F. (1991): - Jb. Geol. B.-A., **134**: 205-226, Wien
DARGA, R. & WEIDICH, K.F. (1986): - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. Hist. Geol., **26**: 93-112, München.
DVA, M. (1991): - Unveröff. Diss. TU Berlin, 1-137.
FERNECK (1962): - Unveröff. Diss. TH München, 1-107.
GAWLICK, H.-J. et al. (1999): - Geol. Rdsch., **87**: 644-657, Stuttgart.
HAHN, F.F. (1910): - Jb. Geol. R.-A., **60**: 637-712, Wien.

STRATIGRAPHISCHE SIMULATION IM WIENER BECKEN – FALLBEISPIELE SYNTEKTONISCHER SEDIMENTATION

SCHMID, H.P. & MICHAEL WAGREICH, M.

Institut für Geologie, Universität Wien, Althanstraße 14, 1090 Wien

Im Rahmen des FWF (Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung)-Projekts P 13740 GEO „Stratigraphic Simulation in Neogene basins of Austria: The influence of synsedimentary tectonics on stratigraphic sequences“ wird eine Dissertation zu dieser Thematik im Wr. Becken durchgeführt.

Als Teilprojekt des FWF-Bündels „Changes in Eastern Alpine Ecosystems and their Geodynamic Control“ soll die Erfassung syntektonischer Sedimentation an einzelnen Störungen einen neuen Ansatz zur Auflösung des komplexen Zusammenspiels von Eustasie, Tektonik und Sedimentantransport liefern. Mit Hilfe der computerunterstützten Methode des *forward modellings* von Stratigraphie und Sedimentologie (Software Pakete: PHIL 5.4™ und SEDPAK) wird anhand von ausgewählten *cross sections* innerhalb des Beckens das bereits umfangreich bestehende Datenmaterial (Sedimentologie, Tektonik, Paläontologie) neu bearbeitet.

GLAZIGENE KARBONATE – EIN FALLBEISPIEL VOM HINTERTUXER GLETSCHER, TIROL

SPÖTL, C.

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Im Zuge von Geländebegehungen wurden im Vorfeld des westlichen Hintertuxer Gletschers (Gefrorene-Wand-Kees) weit verbreitete glazigene Karbonatbildungen festgestellt. Der Gletscher liegt hier auf gut gebanktem und verkarstem Hochstegenmarmor, der intensiv geschrammt und gekritzelt ist. Auf Grund von Analysen topografischer Karten kann gefolgert werden, daß das Gebiet, in dem diese glazigenen Karbonate heute auftreten, erst nach 1930 und z. T. erst nach etwa 1965 eisfrei geworden ist. Es kommen zwei Typen von glazigenen Karbonaten vor, hellbraune Mikrite und - etwas seltener - weiße bis hellgraue Sparite. Beide Typen bilden dünne Krusten auf glazial überprägten Oberflächen und sind stets streng in Fließrichtung orientiert. Ihre Bildung ist stets an die ehemalige Lee-Seite von kleinen Unebenheiten des Marmors (z. B. sichelförmige Ausbrüche) gebunden. Wichtig erscheint die Beobachtung, daß diese Karbonatbildungen keinerlei Spuren nachträglicher Gletschererosion aufweisen, d. h. sie sind stets jünger als die weit verbreiteten Schrammen. Das Vorkommen dieser Karbonate ist an den Hochstegenmarmor, einem Kalkmarmor, gebunden. Im östlich angrenzenden Gletschervorfeld, das von Zentralgneis eingenommen wird, fehlen diese Bildungen vollkommen und kurzzeitig zugängliche subglaziale Aufschlüsse in einer nahen Gletscherhöhle zeigten ebenfalls keine Karbonatbildungen auf Gneisuntergrund.

Röntgendiffraktometrische Pulveraufnahmen ergaben, daß die Mikrite aus Kalzit bestehen (verunreinigt durch Quarz und Hellglimmer); die Sparite hingegen bestehen aus einem variablen Aragonit-Kalzit-Gemenge. Unter dem Binokular zeigen die Mikritkrusten eine Lamination.

Analysen der stabilen Kohlenstoff- und Sauerstoffwerte ergaben folgendes Bild: Beide Karbonattypen haben deutlich niedrigere $\delta^{18}\text{O}$ Werte als das Muttergestein. Dies ist ein klarer Beweis dafür, daß diese Krusten nicht einfach fein zerriebenen Detritus darstellen, sondern authigene Bildungen sind. Die $\delta^{18}\text{O}$ Werte der Mikrite sind konsistent niedriger als die der Sparite, während letztere ihrerseits etwas höhere $\delta^{13}\text{C}$ Werte aufweisen als die Mikrite. Diese Differenz (im Mittel 1,7 Promill) steht im Einklang mit der experimentell ermittelten $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Fraktionierung zwischen Aragonit und Kalzit von $1,7 \pm 0,4$ Promill (ROMANEK et al., GCA, 56, 1992). Die Bildung dieser Karbonate fand in einem subglazialen Environment statt, und zwar gesteuert durch die oszillierenden Vorgänge des Austauens und Wiedergefrierens (Regelation) beim basalen Gleiten eines temperierten Gletschers über die Unebenheiten des Untergrundes. Im Zuge des sukzessiven Wiedergefrierens des basalen Wasserfilms auf der Lee-Seite von Hindernissen kommt es zur Aufkonzentration der Lösung und in weiterer Folge nach Überschreiten des Löslichkeitsproduktes zur Ausfällung von Kalzit und/oder Aragonit. Untersuchungen an anderen temperierten Gletschern (z. B. Glacier de Tsanfleuron, Wallis; Blackfoot Glacier, Montana) haben gezeigt, daß zuerst Sparit unter Bedingungen eines offenen Systems auskristallisiert und erst bei zunehmend geschlossenen Bedingungen (d. h. nur noch ein geringer Anteil des Wassers ist in flüssigem Zustand) und entsprechend hoher Übersättigung Mikrit ausfällt. Dieser Prozess des sukzessiven Ausfrierens (und forcierten Ausfällens von Karbonatmineralen) spiegelt sich auch in den Sauerstoffisotopenwerten unserer Proben wider: Sparite kristallisieren in annäherndem Gleichgewicht mit dem umgebenden Wasser des Regulationseises aus. Da Eis bei seiner Bildung bevorzugt das Isotop ^{18}O einbaut, sinkt der $\delta^{18}\text{O}$ Wert des residualen Wasser (Rayleigh-Prozeß), sodaß die finalen Mikrite die mit Abstand niedrigsten $\delta^{18}\text{O}$ Werte aufweisen. Diese kinetisch kontrollierten Isotopenaustauschprozesse sind auch der Grund dafür, daß ursprüngliche Hoffnungen,

an Hand fossiler subglazialer Karbonate Rückschlüsse auf die Isotopenzusammensetzung pleistozäner Gletscher ziehen zu können (HANSHAW & HALLET, Science, 200, 1978), sich nicht erfüllen.

DIE TEKTONISCHE UND SEDIMENTÄRE ENTWICKLUNG DES FOHNSDORFER TERTIÄR-BECKENS

STRAUSS, P.¹, SACHSENHOFER, R.F.² & WAGREICH, M.¹

¹ Institut für Geologie, Geozentrum, Universität Wien, Althanstrasse 14, A-1090 Wien; ² Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften, Peter-Tunner-Strasse 5, A-8700 Leoben

Das miozäne Fohnsdorfer Becken liegt am Kreuzungspunkt zweier großer Störungssysteme, die während der lateralen Extrusion der Ostalpen aktiv waren: einerseits das sinistrale, E-W streichende Mur-Mürz Störungssystem und andererseits die NNW-SSE streichende Pöls-Lavanttal Störung.

Seine tektonische Entwicklung läßt sich in drei Phasen einteilen (STRAUSS et al. 1999)

- 1) Pull apart Phase
 - 2) Halbgraben Phase
 - 3) Kompressive Phase mit Ausbildung einer Flower Structure
- Die pull apart Beckenbildung nahm wahrscheinlich im oberen Karpatium ihren Anfang und erreichte im Unter- bis Mittel Badenium ihren Höhepunkt. In dieser Zeit wurden im Becken etwa 2500 m Sediment abgelagert, wobei die für Pull Apart Becken typische Sedimentverteilung zu beobachten ist: eine Grobfazies entlang des Nord- und Südrandes des Beckens und eine mit rascher Subsidenz verbundene, lakustrine Tiefwasserfazies im Beckenzentrum.

Die Sedimente der pull apart Phase werden in zwei Abschnitte geteilt:

- 1) "Fohnsdorf-Formation" ("Liegendserie" nach POLESNY 1970); ein Komplex aus alluvialen und fluviatilen Schottern und Sanden (bis zu 500 m) und einem bis zu 12 m mächtigen Kohleflöz im Hangenden.
- 2) "Ingering-Formation" ("Hangendserie"); ein Komplex aus lakustrinen Prodelta-Deltasedimenten, welche gegen das Hangende zu ein coarsening upward aufweisen (bis zu 2000 m)

Aus der "Ingering Formation" sind mehrere Tuff-Horizonte bekannt, von denen einer mit FT auf 14.9 Ma datiert wurde (István DUNKL, pers. Mitt.).

Nach Abschluß dieser Sedimentation kommt es zu einer gravierenden Änderung in der Hauptextensionrichtung von E-W nach NNW-SSE. Dies führt im Fohnsdorfer Becken zur Ausbildung einer Halbgrabenstruktur, die zum Kippen des Beckens führte.

In dieser Phase der Beckenbildung wurde die "Apfelberg-Formation" ("Blockschotter" nach POLESNY 1970) syntektonisch zu großen Abschiebungen am Südrand des Fohnsdorfer Beckens abgelagert.

Es handelt sich hierbei um größtenteils sandig-silte Sedimente, in denen einzelne grobklastische Lagen mit Blöcken bis zu mehreren Metern eingelagert sind.

Insgesamt dominieren schlecht sortierte Sedimente mit einem sehr hohen Matrixanteil.

Die Sedimente der "Apfelberg-Formation" stellen offenbar eine Mischung aus Ablagerungen fluvio-deltaischen Environments und Schlamm bzw. Schuttströmen dar, welche am besten in der Tongrube Apfelberg zu beobachten sind.

Im unteren Teil der Grube ist ein fluviatiles System mit einer rinnenförmigen Großstruktur aufgeschlossen, welche sich in zahlreiche kleinere Rinnen aufgliedert.

Auf diese Abfolge von verschiedenen Rinnen folgt dann ein sehr markanter Horizont in Form eines Schuttstromes. Darüber ist die Sedimentation lateral anhaltender und nicht mehr durch Rinnen dominiert. Aber auch hier finden sich Erosionshorizonte mit Treibholz und Tonklasten, Wurzelhorizonte und kleinere Rinnensysteme.

Der obere Teil der Grube besteht aus großflächig abgelagerten Sanden mit Schrägschichtungssets, Süßwasserschnecken, Kohleflözen und einem Tuffhorizont.

Die Entwicklung der „Blockschotter“ Fazies am Südrand endet mit der beginnenden

Aktivität der Pöls-Lavanttalstörung im mittlerem(?) Badenium. Dadurch wird im Fohnsdorfer Becken das extensive Regime durch ein kompressives, aber ebenso NNW-SSE ausgerichtetes Regime abgelöst. Dies führt unter anderem zur Ausbildung einer Flower Structure, welche den heutigen Westrand des Beckens bildet.

Literatur

- POLESNY H.(1970): Beitrag zur Geologie des Fohnsdorf-Knittelfelder und Seckauer Beckens. - Unpubl. PhD thesis, 234 pp., University of Vienna.
- STRAUSS P., WAGREICH M. & SACHSENHOFER R. (1999): The Fohnsdorf Basin (Miocene, Eastern Alps, Austria): Tectonics and basin evolution. - Tübinger Geowiss. Arb. Ser. A, 52: p.211, Tübingen.

EINE STRATIGRAPHISCHE NEUBEARBEITUNG DER TRIASVORKOMMEN AM ZUMPANELL UND ÜBERGRIMM (ORTLER GRUPPE, SÜDTIROL): REVISION DER TEKTONISCHEN POSITION UND ABSCHÄTZUNG DES ALPIDISCHEN METAMORPHOSEGRADES MITTELS IC UND VR.

USTASZEWSKI, K.

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Die Triasvorkommen am Zumpnell und am Übergrimm (zwischen Sulden- und Trafoital) in den östlichsten Engadiner Dolomiten (Zentrales Oberostalpin) wurden bislang von der Mehrzahl der Bearbeiter, trotz tektonischer Trennung und Unklarheiten über den stratigraphischen Umfang, dem Stockwerk der Ortler Decke zugeordnet.

Eine detaillierte Neubearbeitung der Stratigraphie sollte insbesondere die erwähnten Unklarheiten klären sowie einen Bezug zur kalkalpinen Stratigraphie herstellen.

So zeigt die Zumpnell-Trias eine tektonisch reduzierte Abfolge vom Permoskyth, in parautochthonem Kontakt mit dem Basement, bis zum Niveau der Raibler Schichtgruppe. Das Anis zeigt mit den primär eisenreichen, magnesitvererzten und quarzführenden Dolomiten große Übereinstimmung mit denen der Follerkopf Formation im Unterbau der S-charl Decke in der Nähe des Reschenpasses. Des Weiteren finden sich Ähnlichkeiten mit dem Eisendolomit der Krabachjochdecke der Lechtaler Alpen oder der Virgloria Formation im Brenner Mesozoikum.

Die vermutlich ladinische Dolomit-Tonschiefer-Wechselagerung mit synsedimentären Rutschfalten und stellenweise intensiver Bioturbation, gefolgt von dickbankigen, stromatolithisch laminierten Dolomiten entsprechen einem Äquivalent der Partnach Schichten und der Wetterstein Formation. Das Niveau der Raibler Schichten diene als Abscherhorizont für die Überschiebung der Ortler Decke auf die Zumpnell Trias.

Die Trias am Übergrimm zeigt eine unvollständige Abfolge vom Permoskyth bis ins Karn, wobei das gesamte Anis tektonisch bedingt fehlt. Über unendlich geschichteten Konglomeraten mit Vulkanoklastika in autochthonem Kontakt mit dem Basement folgt eine mächtige Dolomitabfolge, die bislang als Hauptdolomit der Ortler Decke kartiert worden war. Sie stellt jedoch das Ladin-

1.-4. Österreichisches Sedimentologentreffen in Seewalchen: 1996, 1997, 1998, 1999

Niveau dar. Dies geht - trotz eklatanten Mangels biostratigraphischer Daten - aus Untersuchungen des $\delta^{34}\text{S}$ -Isotopenverhältnisses an Gipsen im Hangendsten dieser Abfolge hervor, die mit +14.9 bis +16.6 ‰ ± 0.2 (nach CDT-Standard) für das Karn typische Werte zeigen.

Die fazielle Ausbildung beider Triasvorkommen zeigt, trotz der aufgeführten Unterschiede untereinander, Übereinstimmung mit der des S-charl Unterbaues. Daher sollten diese tektonischen Elemente fortan – auch aus geometrischen Überlegungen heraus – nicht mehr der Ortler Decke, sondern dem Unterbau der S-charl Decke zugeordnet werden.

Eine Untersuchung der Illitkristallinität nach der CIS-Skala von WARR & RICE (1994) an Tonschiefern und Kalken des Arbeitsgebietes ergeben – mit Ausnahme der Proben aus der Trias vom Übergrimm – sehr konsistente Werte im Grenzbereich Anchizone-Epizone (0.26 bis 0.36 $^{\circ}\Delta 2\theta$ CIS).

Die Werte der Vitritreflexion liegen zwischen 2.4 und 3.4 %

(Rr%). Damit entsprechen sie dem Kohlenrang eines Semi-Anthrazits bis Anthrazits nach der ASTM-Klassifikation. Eine Berechnung der maximalen Inkohlungstemperatur nach BARKER & PAWLEWICZ (1986) oder BARKER & GOLDSTEIN (1990) ergeben Werte zwischen 260 und rund 300 $^{\circ}\text{C}$. Diese Werte sind im Einklang mit Daten von THÖNI (1983), der für alpidisch neugesproßten Phengit an der Basis der Ortler Decke Temperaturen im Bereich von 300 $^{\circ}\text{C}$ annimmt.

Literatur

BARKER, C., PAWLEWICZ, M. (1986): The correlation of Vitrinite Reflectance with maximum temperature in humic organic matter. - in: Lecture Notes in Earth Sciences, Vol. 5: Paleogeothermics, Springer Verlag, Berlin.

THÖNI, M. (1983): The thermal climax of the early Alpine metamorphism in the Austroalpine thrust sheet. - Mem. Sci. Geol., **36**: 211-238, Padova.

WARR, L., RICE, A. (1994): Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. - J. Metam. Geol., **12**: 141-152.

Buchbesprechungen / Bookreviews

BACHL-HOFMANN, C., CERNAJSEK, T., HOFMANN, T. & SCHEDL, A. (Eds.): Die geologische Bundesanstalt in Wien. 150 Jahre Geologie im Dienste Österreichs (1849-1999). – 538 S., 16. Taf., div. Abb., Wien (Böhlau) 1999. öS 687,-; ISBN 3-205-99036-6.

Was der Geologischen Bundesanstalt anlässlich ihres 100. Geburtstages im Jahre 1949, noch schwer an den durch den 2. Weltkrieg geschlagenen Wunden leidend, versagt bleiben mußte, nämlich einen repräsentativen Festband herauszugeben, ist nun 50 Jahre später unter geänderten ökonomischen Rahmenbedingungen dank der öffentlichkeitsbewußten Tatkraft ihres jetzigen Direktors nachgeholt worden. In einem inhaltlich wie ausstattungsmäßig opulenten Werk wird das Werden und heutige Wirken dieser Institution beschrieben.

Reflexionen zur Geschichte der Bundesanstalt haben sich bisher vornehmlich deren bedeutendstem Abschnitt verschrieben, der mit dem Zusammenbruch der Donaumonarchie ein jähes Ende fand. Diese Periode ruhmvollen Glanzes kommt auch in diesem Buch nicht zu kurz. Wenig wußte man dagegen bisher über die durch wirtschaftliche Beschränktheit geprägte Zwischenkriegszeit, praktisch nichts, was über vage Andeutungen hinausgereicht hätte, über die dunklen Jahre von 1938-45, als die Anstalt als lokale Zweigstelle des Reichsamtes für Bodenforschung firmierte. Hier lüften A. SCHEDL und H. PIRKL ein wenig den Vorhang und geben den Blick auf die mitwirkenden Akteure frei – ein spannendes Stück Zeit- und Sittengeschichte.

Eine genaue Beschreibung der heutigen Aufgabenbereiche der Anstalt und ihrer Arbeitsschwerpunkte schlägt die Brücke ins neue Jahrtausend.

R. Lein

WAGENBRETH, O.: Geschichte der Geologie in Deutschland. – 264 S., 123 Abb., Stuttgart (Enke) 1999. öS 934,-, ISBN 3 13 118361 6/662.

Über Jahrzehnte hinweg hat Otfried Wagenbreth die Geschichte der Geologie erforscht und in unzähligen Veröffentlichungen uns an seinem profunden Wissen teilhaben lassen. Nun hat er, einen zeitlich weiten Bogen von der Antike bis heute spannend, die Geschichte der Geologie in Deutschland in einem handlichen, ansprechend gestalteten Buch zusammengefaßt. Einen sehr wesentlichen Teil dieses Werkes nimmt naturgemäß die Beschreibung der Erdwissenschaften im 19. Jahrhundert ein, als sehr wesentliche Impulse zu deren Entwicklung von deutschem Boden ausgingen. Das vorliegende Buch beinhaltet gleichermaßen eine Ideengeschichte wie auch eine sehr ausführliche Dokumentation jener Institutionen (Landesämter, Universitäten, wissenschaftliche Vereine), die dem Fortschritt der erdwissenschaftlichen Forschung verpflichtet sind.

Vermutlich um den Umfang des Buches nicht ausufern zu lassen, beschränkt sich der Autor punktgenau auf die Geschichte der Geologie in Deutschland in seinen jeweiligen Grenzen, die Entwicklung der erdwissenschaftlichen Forschung im deutschsprachigen Ausland (Schweiz, Österreich) ausklammernd, was insofern bedauerlich ist, als der gedankliche und personelle Austausch (Melchior Neumayr, Franz Kossmat, Alfred Wegener u. a.) in beide Richtungen hin besonders reich war. Trotz dieser Randbemerkung verdient das Buch uneingeschränkten Applaus.

R. Lein