



Exkursion B1

**Sedimentologie des kalkalpinen Mesozoikums in Salzburg und
Oberösterreich (Jura, Kreide)**

Exkursionsführer SEDIMENT'96
11. Sedimentologentreffen, Wien, 1996

Michael WAGREICH, Florian BÖHM & Harald LOBITZER

mit Beiträgen von

Oskar EBLI, Jana HLADIKOVA, Marion JARNIK

Hans-Georg KRENMAYR und Leo KRYSSTYN

58 S., 35 Abb., 1 Tab., 1 Taf.

Wien, Mai 1996

Programmübersicht

Sonntag, 12. Mai. 1996: Anreise

Nächtigung in der Pension Leonharder Hof, Gartenau-St. Leonhardt
Tel.: 06246/72640-0

Montag, 13. Mai 1996 Jura/Kreide südlich von Salzburg

- Stop 1.1: Steinbrüche Adnet bei Hallein, Rhät- und Liaskalke
- Stop 1.1a: Adneter Kirche, Übersicht Dekorsteintypen
- Stop 1.1b: Kirchenbruch
- Stop 1.1c: Regionaler Überblick
- Stop 1.1d: Rotgrauschnöll-Bruch
- Stop 1.1e: Scheckbruch
- Stop 1.1f: Motzenbruch
- Stop 1.1g: Lienbacherbruch
- Stop 1.1h: Tropfbruch
- Stop 1.2: "Untersberger Marmor" (Oberkreide), Steinbruch Fürstenbrunn

Dienstag, 14. Mai 1996: Gosau Gruppe (Oberkreide/Alttertiär)

- Stop 2.1a+b: Schöffau bei Strobl, alluviale Konglomerate, Schelftempestite
- Stop 2.2a+b: Postalm-Mautstraße, Höhere Gosau an der Postalmstraße
- Stop 2.3: Rußbach/Paß Gschütt, Streiteck, Fan-Delta-Zyklen
- Stop 2.4: Rußbach/Paß Gschütt, Randgraben, Tempestite
- Stop 2.5: Gosausee, Triasriff, Rote Wand

Mittwoch, 15. Mai 1996: Synorogene Unterkreide der Rossfeldschichten

- Stop 3.1a: Rossfeld-Panoramastraße, Überblick
- Stop 3.1b: Rossfeld-Panoramastraße, dickbankige Sandsteinfazies
- Stop 3.1c: Rossfeld-Panoramastraße, Kammprofil Obere Rossfeldschichten

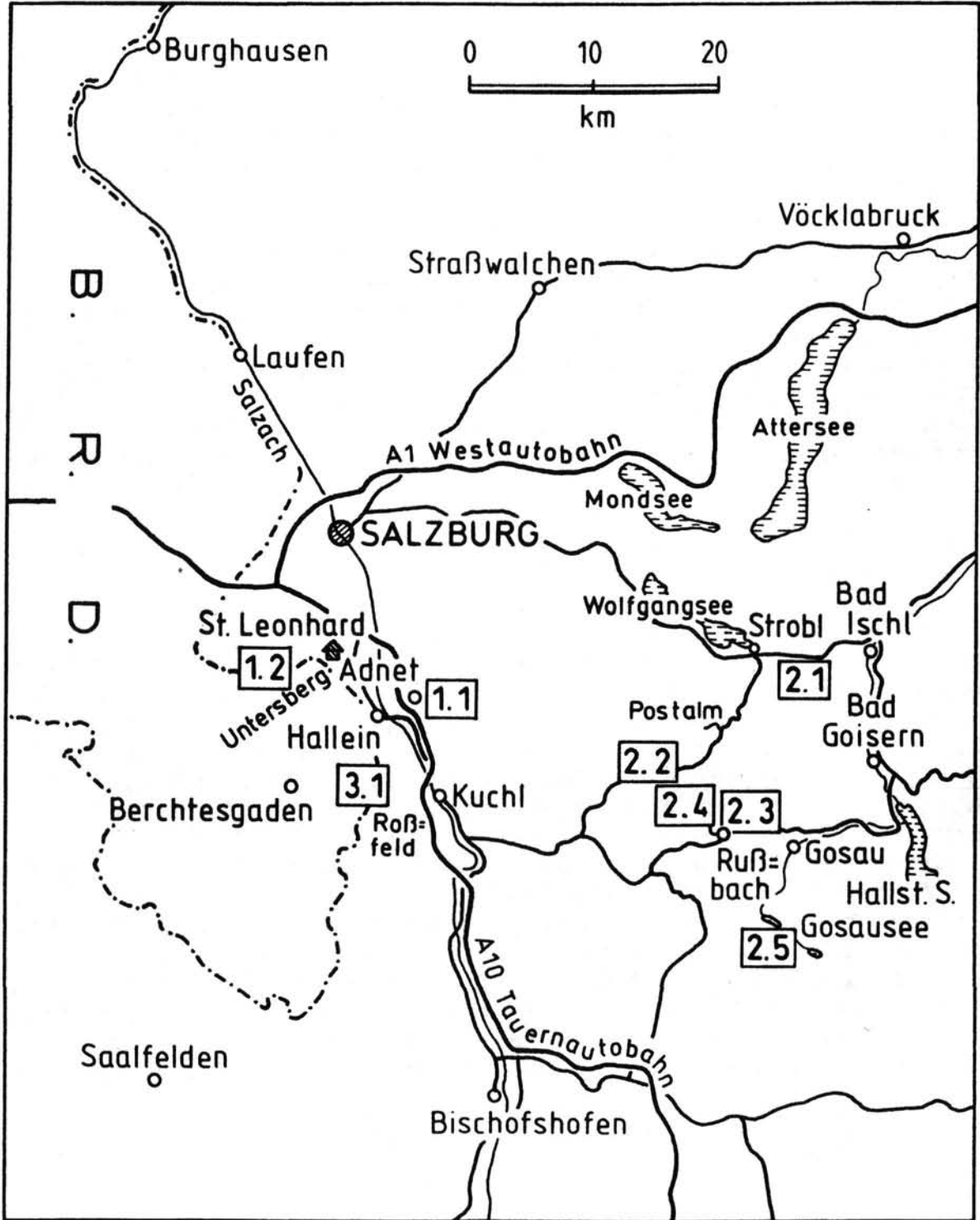


Abb. 1: Die Exkursionspunkte in den Salzburger Kalkalpen und im Salzammergut.

Einleitung und Übersicht (M. WAGREICH)

Die permo-mesozoisch bis alttertiären Sedimente der **Nördlichen Kalkalpen** bilden die am weitesten nach Norden geschobene Einheit des **Ostalpins**, einer Mikroplatte, die zwischen Afrika bzw. der adriatischen Platte und Stabileuropa zumindest zeitweise eine eigenständige fazielle und tektonische Entwicklung durchmachte (u.a. CHANNELL et al. 1992; FAUPL & WAGREICH 1992; NEUBAUER 1994; vgl. Abb. 2). Zusammen mit ihrer paläozoischen Unterlage, der Grauwackenzone, wurden die Kalkalpen von ihrem Basement, dem ostalpinem Kristallin, abgesichert und ab der Kreide gegen Westen bzw. Norden geschoben, als Folge von Subduktions und Kollisionenereignissen (FRISCH 1979, TOLLMANN 1985).

Perm- bis Trias der Kalkalpen zeigen ein **Riftstadium des Tethys-Ozeans** mit einem sich verbreiternden ozeanischen Bereich, der noch in den südlichsten und höchsten Abschnitten der Kalkalpen erhalten ist (Hallstätter Zone, Meliata Zone, u.a. MANDL & ONDREJICKOVA 1993). Charakteristische Sedimente der Obertrias sind von N nach S flach-lagunäre (Hauptdolomit), lagunäre und Riffkarbonate (Dachsteinkalke). Südlich anschließend sind die tiefermarinen Hallstätter Kalke und Reste triadischer Radiolarite (GAWLICK 1993) zu beheimaten.

Ab dem unteren/mittleren Jura schließt sich dieser südliche ozeanische Bereich, während im Norden der (Süd-)Penninische Ozean aufgeht und zu Absenkungen und **Beckenbildungen** innerhalb der Kalkalpen führt (u.a. BÖHM 1992; CHANNELL et al. 1992; BÖHM et al. 1995). Die geringmächtigen **Adneter Kalke** werden im Lias in tiefmarinen Schwellenbereichen abgelagert, denen mächtige, graue Allgäuschichten im Becken gegenüberstehen.

Das Penninikum innerhalb der Ostalpen dürfte einen stark schräg aufgehenden Ozeanbereich entstammen, der über den ligurischen Ozean und eine Transformstörung mit dem aufgehenden südlichen Nordatlantik verbunden war (u.a. FRISCH 1979; vergl. Abb. 2). Ab der Unterkreide dürfte dieser Ozean **gegen S subduziert** werden, belegt durch beginnende in-sequence Überschiebungen gegen NW (u.a. LINZER et al. 1995) und der Bildung von **Piggyback-Becken (Rossfeld Formation)**. Nach den mittelkretazischen Überschiebungen beginnt mit der **Gosau Gruppe** ein neuer Sedimentationszyklus, der nicht mehr an die Deckenstrukturen der Kalkalpen gebunden ist. Terrestrische bis seichtmarine Sedimente der Unteren Gosau Subgruppe werden als Ablagerungen kleiner Pull-Apart-Becken interpretiert (WAGREICH 1988, 1991, 1995). Die tiefmarine Obere Gosau Subgruppe (Santon-Eozän) zeigen hingegen eine kalkalpenweite Abtiefung und Kippung gegen N, die mit Kollisionsereignissen am aktiven Nordrand der ostalpinen Mikroplatte erklärt wird (WAGREICH 1993a, 1995). Im Mittel- bis Obereozän kam es schließlich zur **Kollision des Ostalpins mit dem stabilen Südrand der europäischen Platte** und somit zur Ausschaltung der tiefmarinen Sedimentation in den Kalkalpen und der nördlich gelegenen Rhenodanubischen Flyschzone und zur Bildung des Molassebeckens.

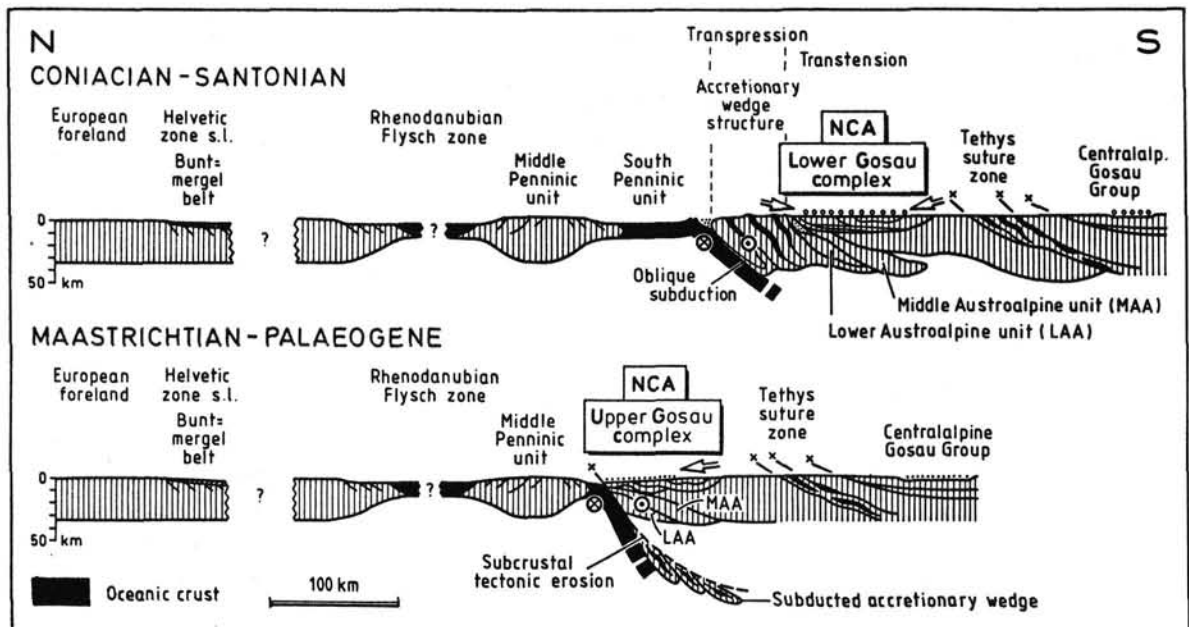
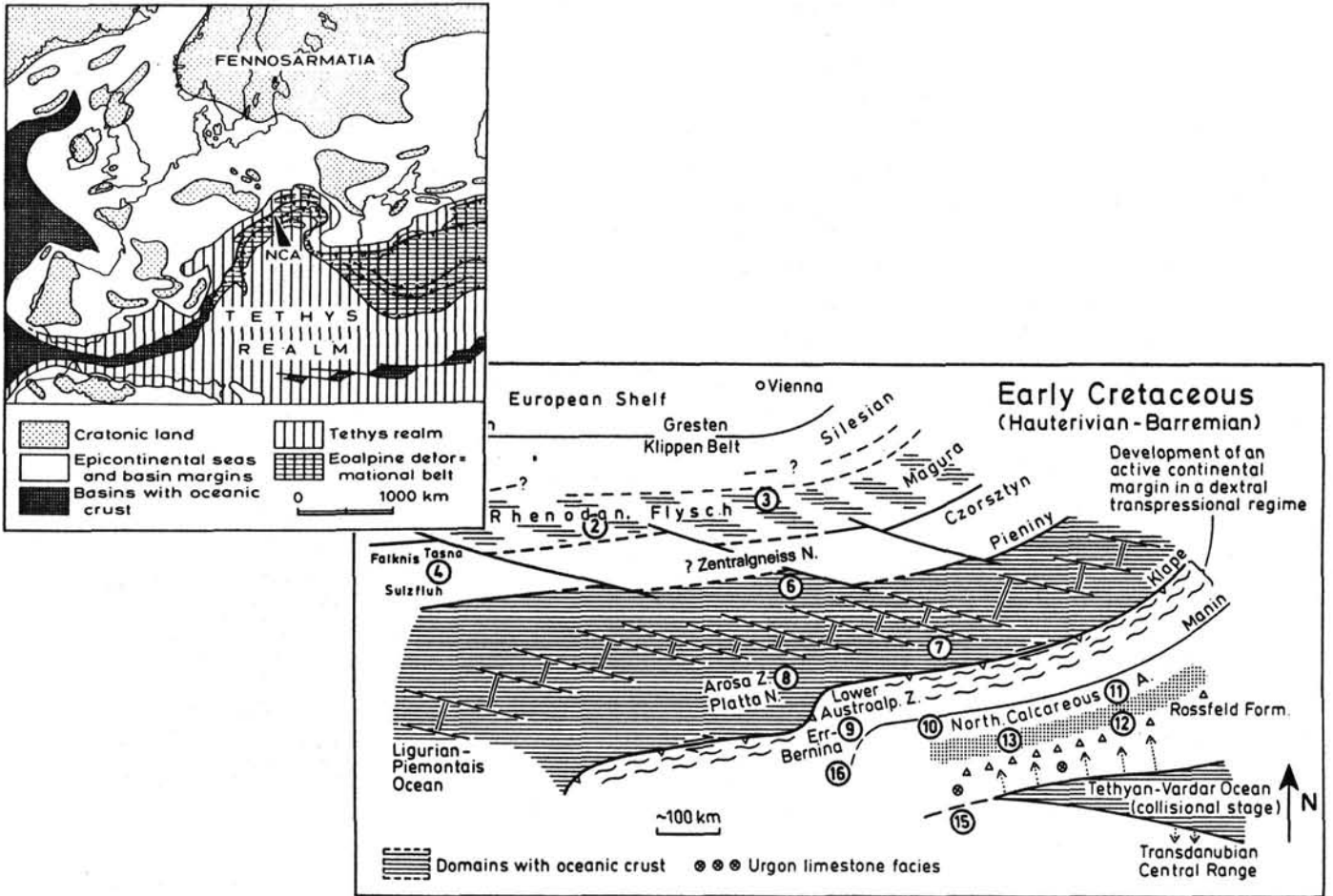


Abb. 2.a: Paläotektonische-paläogeographische Position der Nördlichen Kalkalpen (NCA) in der Kreide (aus FAUPL & WAGREICH 1992 und WAGREICH & FAUPL 1994). b: Plattentektonische Skizze für die Oberkreide der Ostalpen (aus WAGREICH & FAUPL 1994).

Die Salzburger Kalkalpen und das Salzkammergut

Die Salzburger Kalkalpen sind durch die Überschiebung des Staufeu-Höllengebirgs-Deckensystems (**Tirolikum**) bis knapp an den Nordrand der Kalkalpen gekennzeichnet (vgl. u.a. TOLLMANN 1985). Innerhalb des Tirolikums SE Salzburgs werden mehrere, durch Störungen getrennte Einheiten (Osterhorn-Tirolikum, Sparberschuppe, Schafberg-Tirolikum) unterschieden (u.a. PLÖCHINGER 1973, 1982, TOLLMANN 1985). Die Schichtfolge des Tirolikums umfaßt Perm, mächtige Trias in Hauptdolomit und Dachsteinkalkfazies, eine faziell stark gegliederte Jura- bis Unterkreideabfolge und diskordant auflagernde Oberkreide-Alttertiär.

Die nächsthöheren tektonischen Einheiten bilden im Oberjura eingegliederte **Hallstätter Schollen (Tiefjuvavikum)** und die **Berchtesgadener Decke** und die **Dachsteindecke** mit der Gamsfeldmasse (**Hochjuvavikum**; u.a. PLÖCHINGER 1982; TOLLMANN 1985), die gegen E im Salzkammergut immer breiteren Raum einnehmen. Auch auf den Hallstätter Gesteinen und der Berchtesgadener-Dachsteindecke liegen diskordant Oberkreidevorkommen der Gosau Gruppe.

In tektonischer Sicht ist das Gebiet des Wolfgangsees durch die etwa WNW-ESE verlaufende **Wolfgangseestörung** geprägt, an der Gesteine des Kalkalpenuntergrundes als tektonische "Fenster" hochgebracht wurden (PLÖCHINGER 1972). Nach PERESSON (1991) handelt es sich um eine **post-Obereozän bis Untermiozän** in mehreren Phasen vor allem **dextral** bewegte Seitenverschiebung. Flysch- und ultrahelvetische Gesteine wurden in einer Duplexstruktur mehrere tausend Meter an die Oberfläche gepreßt. Eine mögliche frühzeitige Anlage der Wolfgangseestörung als Transferstörung im Rahmen eines NW-gerichteten kretazischen Deckenbaues innerhalb der Kalkalpen (LINZER et al. 1995) konnte bisher nicht eindeutig belegt werden. Nach der Hauptbewegung an der Wolfgangseestörung kam es wahrscheinlich im **tieferen Miozän** zur Ausbildung einer großen **sinistralen**, W-E bis SW-NE verlaufenden Seitenverschiebung (KLT - **Königssee-Lammertal-Traunseestörung**, DECKER & JARNIK 1992; DECKER et al. 1994), die u.a. die Überschiebungsfläche der Dachsteindecke reaktivierte und die Wolfgangseestörung überdeckte. Ein Mindestseitenverschiebungsbetrag von 5 bis 15 km konnte an der KLT rekonstruiert werden (DECKER & JARNIK 1992). Diese sinistrale Seitenverschiebung ist im Rahmen großräumiger **lateralen Extrusion** der Zentralalpen gegen E zu sehen (RATSCHBACHER et al. 1991; DECKER et al. 1994).

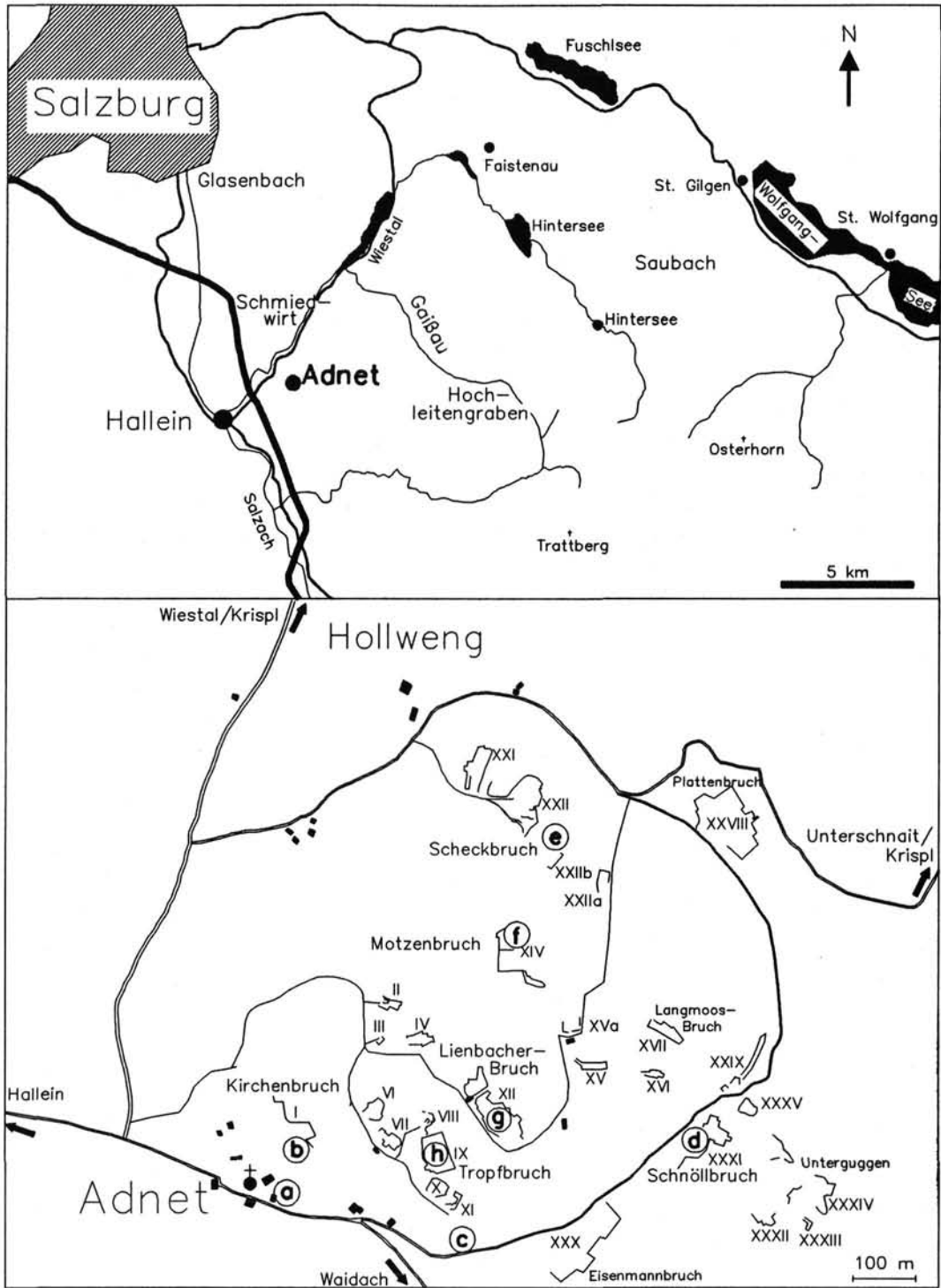


Abb. 3: Lageskizzen: A. Übersicht über die zwischen dem Salzachtal und der Fuschlsee-Wolfgangsee-Furche gelegenen Osterhornscholle. Lage von Adnet und der im Text genannten Lokalitäten: Schmiedwirt (alte Wiestalstraße), Hochleitengraben (oberhalb Gaißau), Saubach (Schafbachalm). B. Lage der Adnetter Steinbrüche mit Steinbruchnummern nach KIESLINGER (1964). Exkursions-Stops sind durch Buchstaben markiert.

Montag 13. Mai 1996

Adnet

(F. BÖHM, O. EBLI, J. HLADIKOVA, H. LOBITZER)

Die Kalksteinbrüche von Adnet (Abb. 3) sind als Lieferanten für Ziersteinplatten (Wandverkleidungen, "Marmor"-Säulen usw., KIESLINGER 1964) bereits seit Jahrhunderten in Betrieb. Gebrochen werden Obertrias- und Lias-Kalke. Unterschiedliche Fazies und eine umfangreiche Skala von Rot- Gelb- und Grautönungen bieten ein weitgefächertes Angebot unterschiedlicher "Marmor"-Sorten, die in zahlreichen Sakral- und Profanbauten in Salzburg bewundert werden können. Auch in der Dorfkirche von Adnet (Stop 1.1.a) ist es möglich, die wichtigsten Dekorsteintypen der Adneter Steinbrüche und deren Nutzung als Bodenplatten und Mauersteine zu studieren. Durch die in letzter Zeit verwendete Abbaumethode mit Hilfe von Steinsägen wurden in den Steinbrüchen hervorragende Aufschlußverhältnisse geschaffen. Das Gebiet von Adnet liegt nahe am Westrand der **Osterhornschole**. Diese ist ein Teil des Tirolikums (mittlere tektonische Decken-Einheit der Nördlichen Kalkalpen) mit relativ geringer tektonischer Beanspruchung. Im wesentlichen ist die Osterhornschole bruchtektonisch verformt. Komplikationen bereiten allerdings intrajurassisch-kretazische Schollengleitungen (PLÖCHINGER 1983, SCHLAGER & SCHLAGER 1973, BERNOULLI & JENKYNS 1970). Eine allgemeine Übersicht über Stratigraphie und Bau der Region findet man bei PLÖCHINGER (1983, 1990). Spezielle Arbeiten über die Fazies der Adneter Rhättriffkalke und der sie umrahmenden Beckenfazies stammen von SCHÄFER (1979) und KUSS (1983). Fazies und Stratigraphie des Lias von Adnet und Umgebung wurden jüngst Neubearbeitet (BÖHM 1992, BÖHM & BRACHERT 1993, GALLET et al. 1993, MEISTER & BÖHM 1993, RAKUS et al. 1993, HLADIKOVA et al. 1994, LOBITZER et al. 1994, BÖHM et al. 1995, DOMMERGUES et al. 1995, BÖHM et al. in Vorb.). Darüber hinaus gibt es zahlreiche ältere Arbeiten: WÄHNER (1886, 1903), HUDSON & JENKYNS (1969), WENDT (1971), HUDSON & COLEMAN (1978), sowie zahlreiche Aufnahmeberichte von M. SCHLAGER (Verh. Geol. B.-A. Wien, 1957, 1966-1970) und eine geologische Karte von SCHLAGER & SCHLAGER (1960). KIESLINGER (1964) und das "Heimatbuch Adnet" (KRETSCHMER 1986, 1992) gehen umfassend auf die kultur- und kunstgeschichtliche Bedeutung des Adneter "Marmors" ein.

Sedimentationsgeschichte des Adneter Raumes

Gegen Ende der Trias bildete sich durch vermehrte klastische Einschüttungen oder tektonische Einsenkung ein langgestrecktes, flaches Intraplattform-Becken im nördlichen Bereich der kalkalpinen Obertrias-Karbonatplattform (Abb. 4a). Dort wurden die mergelreichen, tieferneritischen Sedimente der **Kössener Schichten** abgelagert (KUSS 1983, GOLEBIOWSKI 1991). Den Südrand des Kössener Beckens säumten bioklastische Rampen (STANTON & FLÜGEL 1995) und Korallen-Bioherme (SCHÄFER 1979, SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN 1981), z.B. das Adneter Riff.

Riff- und Plattform-Sedimentation endeten am Ende des Rhäts. Eine Fortsetzung der Plattformfazies in den Lias, wie es für die westlichen Kalkalpen postuliert wurde (FABRICIUS 1959), ist im Adneter Raum nicht erkennbar. Möglicherweise kam es an der Trias-Jura-Grenze in exponierten Plattformbereichen nochmals zu einem Auftauchen (SATTERLEY et al. 1994), dann ertrank die Plattform und wurde von (hemi-)pelagischen Sedimenten des Lias und Doggers überlagert (Abb. 4b). Der Grund für das Ertrinken ist seit langem umstritten. Das oft als Ursache angesehene Zerbrechen der Plattform durch Tektonik erfolgte wahrscheinlich, zumindest im Adneter Raum, erst nach dem Abtauchen (BÖHM et al. 1995). Möglich erscheint ein Zusammenhang mit dem globalen Massensterben der Trias-Jura-Wende (GOLEBIOWSKI 1990, HALLAM & GOODFELLOW 1990),

bei dem auch ein Großteil der triadischen Riffbildner ausstarb (HALLAM 1990). Die Ursache dieses Massensterbens ist bisher ungeklärt (HALLAM 1990). Der Fund geschockter Quarze im Trias-Jura-Grenzmergel im nahegelegenen Kendlbachgraben (östliche Osterhornscholle, BADJUKOV et al. 1987) und in den Südalpen (BICE et al. 1992) läßt auch ein Impakt-Ereignis möglich erscheinen. Dies bedarf jedoch noch weiterer Überprüfung.

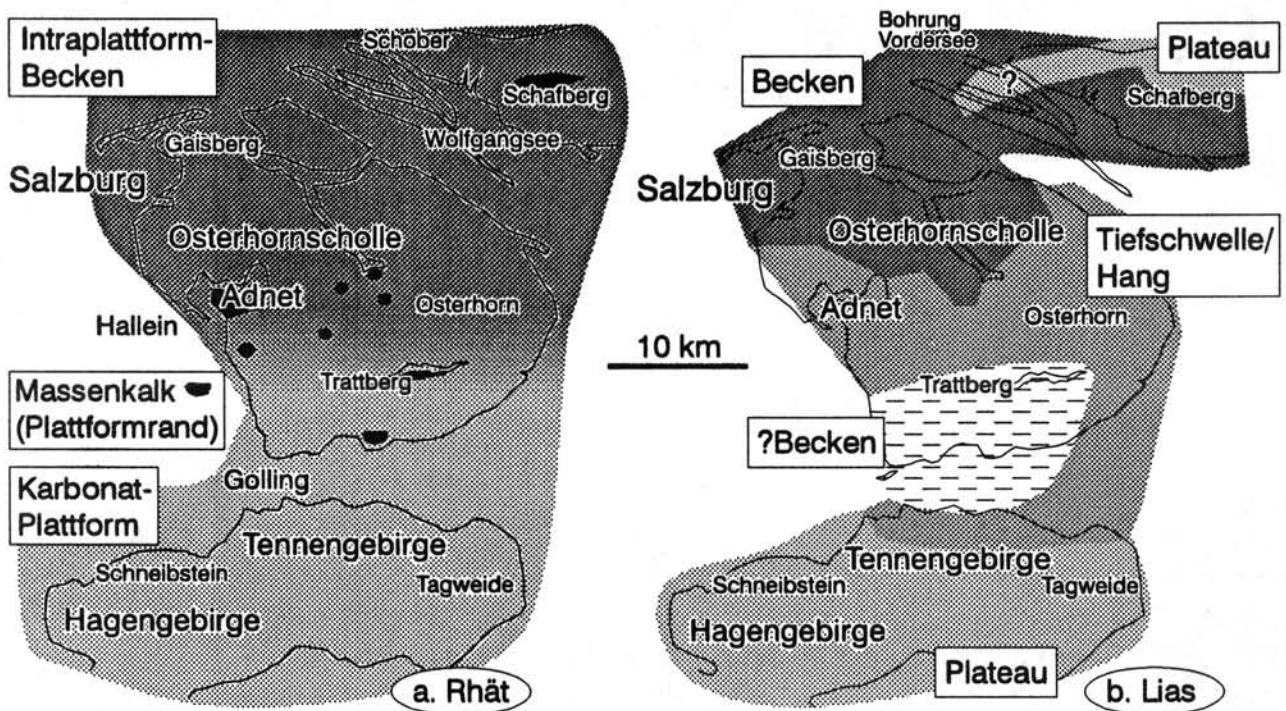


Abb. 4: Faziesverteilung im Rhät und Sinemur/Pliensbach in Osterhornscholle, Hagen- und Tennengebirge. Palinspastik nach SPENGLER (1956). a: Rhät. Das Intraplattformbecken der Kössen-Formation ging im Bereich der Osterhornscholle in die südlich anschließende Dachsteinkalk-Plattform über. Der Plattform-Becken-Übergang war wahrscheinlich eine distal verteilte Rampe (Stanton & FLÜGEL 1995). In der Osterhornscholle befinden sich im Übergangsbereich massige Kalke und das Adnetener Riff. Reef-Mounds findet man auch innerhalb des Kössener Beckens (SCHÄFER & Senowbari-Daryan 1981). Die Dachsteinkalk-Plattform setzte sich nach Süden bis zu einem Riff-gesäumten Plattformrand fort, der zum (?ozeanischen) Hallstätter Becken hinableitete. Der Übergang Plattform-Riff-Becken ist heute südlich vom Hagengebirge am Hochkönig aufgeschlossen (PILLER & LOBITZER 1979, SATTERLEY 1996; zu möglichen tektonischen Komplikationen jedoch: GAWLICK et al. 1994). b: Sinemur/Pliensbach: Das Rhätrelief blieb im Lias trotz einer Absenkung in aphotische Wassertiefe noch weitgehend erhalten. Allerdings begann sich im südlichen Teil der Osterhornscholle eine Beckenzone zu bilden, die die Adnetener Tief-Schwelle vom Tiefwasserplateau des Hagen- und Tennengebirges trennte.

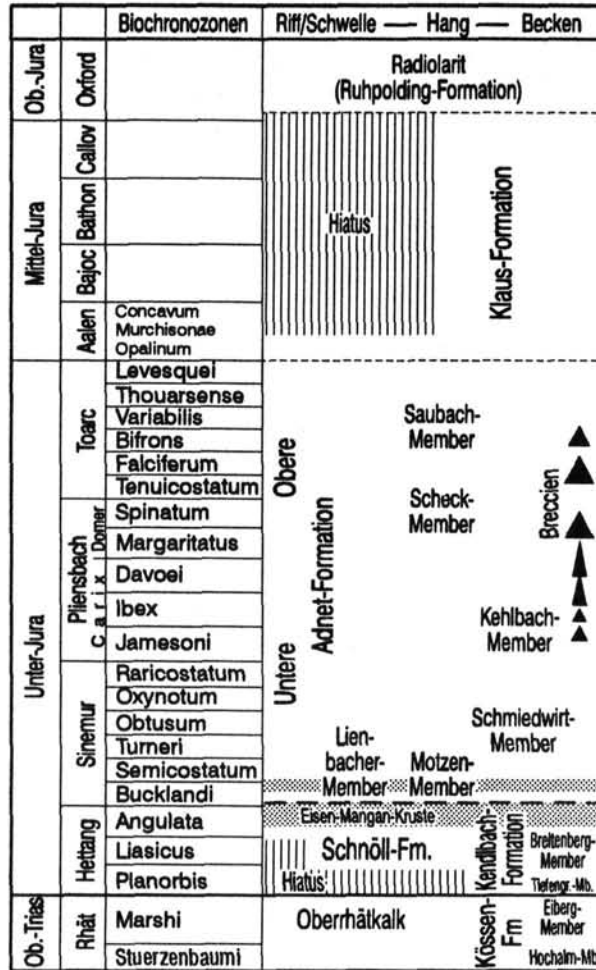


Abb. 5: Stratigraphische Übersicht für Adnet und Umgebung. Im Rhät sind Kössen-Formation (Beckenfazies) und Riffkalk (Oberrhätkalk) zu finden. Das Hettang beginnt über dem Riffbereich mit einem Hiatus. Am tiefen Riffhang werden ab höherem Hettang bunte Mikritkalk der Schnöll-Formation abgelagert. Im Becken geht die Kössen-Fm. ohne Lücke in die Kendlbach Fm. über. Eine im Adneter Raum überall vorhandene Fe-Kruste (Marmorea-Kruste) beschließt das Hettang und bildet die Basis der Adnet-Formation. Diese zeigt in ihrem basalen Teil noch eine deutliche Faziesdifferenzierung und eine weitere Fe-Mn-Kruste. Im Mittel- und Oberlias treten weitverbreitet Breccien und damit verbunden Rinnenerosion auf. Mitteljura-Sedimente sind nur vereinzelt zu finden, in den meisten Profilen fehlt der Mitteljura fast vollständig. Der Ruhpolder Radiolarit (Oberjura) ist dagegen wieder allgegenwärtig. Die Strichellinien geben die Ober- und Untergrenzen von Adnet- und Klausformation an. Die genaue stratigraphische Position und Reichweite der beiden Krusten an der Basis der Adnet-Fm. sind nicht bekannt. Nach BÖHM et al. (in Vorb., 1995), DOMMERMUES et al. (1995), BÖHM (1992), GOLEBIOWSKI (1990, 1991), KRISTYN (1971).

Im Laufe des Lias wurde das Ablagerungsmilieu zunehmend pelagischer. Dies erfolgte allerdings nicht kontinuierlich, sondern während zweier relativ kurzer Perioden. Während der längeren Zwischenzeiten sind nur geringfügige Faziesänderungen zu erkennen. Der erste Umbruch fand etwa an der Wende Hettang/Sinemur statt und leitete die Ablagerung der **Adnet-Formation** s. str. ein (Abb. 5). Eine mögliche tektonische Ursache deutet sich im häufigen Auftreten von Spaltenbildungen an. Auch der Chemismus einer zu dieser Zeit

gebildeten Eisenkruste lässt sich am leichtesten durch einen tektonisch induzierten, hydrothermalen Fluidfluß erklären (KINDLE 1990, BÖHM et al. in Vorb.). Andere Hinweise auf tektonische Aktivitäten fehlen jedoch. Fazielle und biostratigraphische Untersuchungen lassen zudem einen längeren Sedimentationsstillstand durch verstärkte Bodenströmungen erkennen (WENDT 1971, BÖHM 1992, DOMMERGUES et al. 1995). Möglicherweise wird der plötzliche Fazieswechsel durch einen längeren Hiatus nur vorgetäuscht.

Eine zweiter deutlicher Fazieswechsel zu pelagischen Kalken erfolgte im Laufe des **Mittellias**. Hierbei deuten weitverbreitete Debris Flows auf starke seismische Aktivitäten hin (Abb. 5, BÖHM et al. 1995). Im weiteren Verlauf bis zum Ende des Mittleren Jura wurden nur noch stellenweise extrem kondensierte Kalke oder Eisenmangankrusten abgelagert (Abb. 6). In der Regel ist der Mittlere Jura in der Umgebung von Adnet durch einen Hiatus repräsentiert. Schließlich setzte im Callov/Oxford die Sedimentation von Radiolarit ein (Ruhpoldinginger Wende, SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER 1974, WÄCHTER 1987).

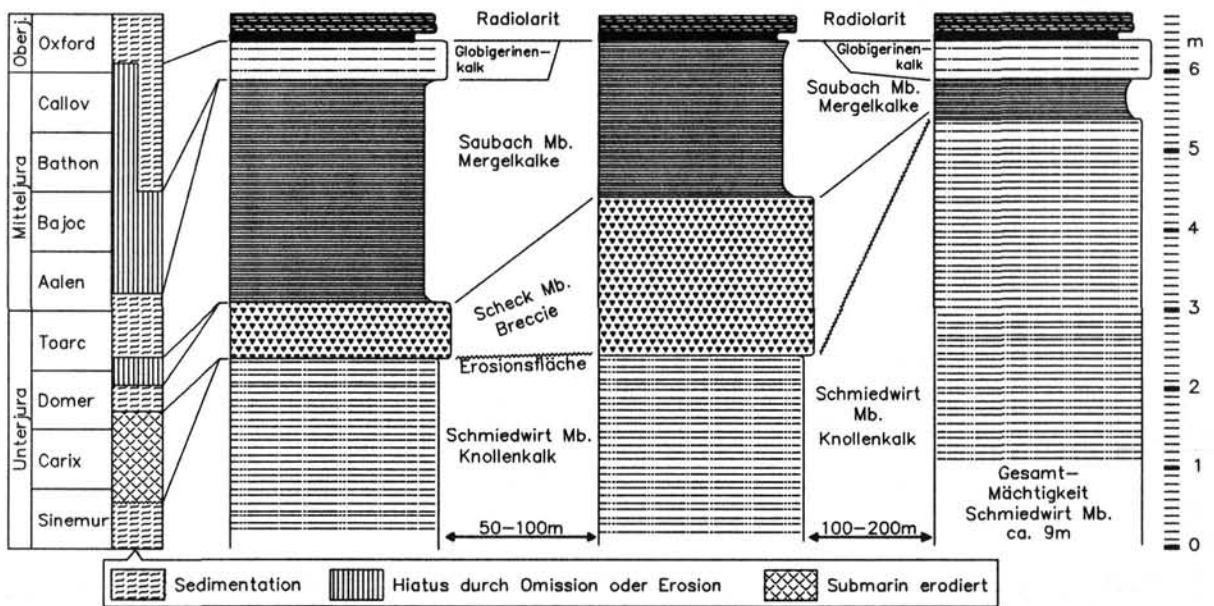


Abb. 6: Sedimentationsgeschehen im höheren Lias und Mitteljura im Adneter Raum am Beispiel dreier Profile des Hochleitengraben (ca. 6 km östlich Adnet). Die Abfolgen sind durch Omission, Erosion und stark wechselnde Mächtigkeiten geprägt. Eine Erosionsphase im Mittellias erodierte mehrere Meter Adneter Kalke (BÖHM et al. 1995). Sedimentation des Saubach-Mb. ist ab höherem Untertoarc (Bifrons-Zone) belegt und dauerte bis in das Aalen (KRYSTYN 1971). Höherer Mittlerer Jura ist nur lokal in Form geringmächtiger Filament- und Globigerinen-Kalk-Linsen vorhanden. Deren genaue stratigraphische Position (Bathon-Oxford?) ist nicht bekannt. Erst mit dem Radiolarit setzte im Oxford wieder einheitliche Sedimentation ein.

Fazies und Stratigraphie des Rhät

Das Adneter Riff entspricht altersmäßig dem Eiberg Member der Kössener Schichten. Es gehört damit im wesentlichen in die Marshi-Zone des Oberen Rhät (GOLEBIEWSKI 1991). Ein Liasanteil kann mit großer Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden, da bis zum Top der Riffkalke triadische Megalodonten auftreten. ZAPFE (1963) beschrieb zudem *Rhaetavicula contorta* aus dem Tropfbruch (Stop 1.1.h), d.h. höchstens 10 m unterhalb der Riffkalkoberkante. Auch M. Siblik (Prag, persönl. Mitt.) fand bei der Bearbeitung der Adneter Riffkalk-Brachiopoden keine Hinweise auf liassiche Taxa.

Im Bereich der Adneter Steinbrüche läßt sich das Rhät grob in vier Faziesbereiche unterteilen (Abb. 7, SCHÄFER 1979). Der eigentliche **Riffkern**-Bereich mit bis zu metergroßen Korallenstöcken der Gattung *Retiophyllia* beschränkt sich auf wenige kleine Vorkommen. Vor allem sind hierbei der Tropfbruch (Stop 1.1.h) und der Kirchenbruch zu nennen. Die Riffkerne sind umgeben von der onkoidischen Riffdetritus-Fazies des steilen, **oberen Riffhanges**. Nach NE hin schließt sich ein Gürtel aus feinkörniger Detritus - Schlamm- und Kalkarenit-Fazies an. Dieser wurde am flachen **unteren Riffhang** abgelagert und leitet in die Kalk-Mergel-Folgen der Kössener **Beckenfazies** über.

Aus den Mächtigkeitunterschieden zwischen Riff- und Beckenfazies läßt sich für das Ende des Rhät ein Reliefunterschied von 50-80 m abschätzen (sofern die post-Rhätische Kompaktion der Beckenmergel 50% nicht überschritt). Dieses Relief blieb bis weit in den Unteren Jura hinein erhalten und steuerte ganz wesentlich die Faziesverteilung des Adneter Lias.

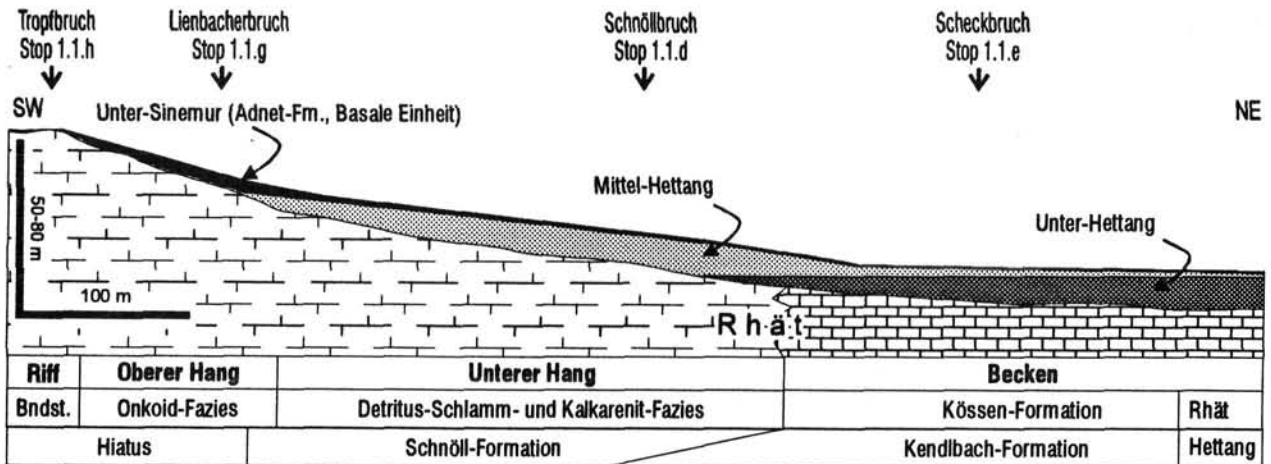


Abb. 7: Schematische Rekonstruktion des Paläoreliefs am Ende des Rhät und Anfang des Lias im Bereich der Adneter Steinbrüche, leicht überhöht, nach BÖHM et al. (in Vorb.), Rhätfazieszonen nach SCHÄFER (1979). Die Rekonstruktion beruht vor allem auf Mächtigkeiten und Verbreitung der gezeigten Formationen. Die Sedimentkörper des basalen Lias zeigen sukzessive Progradation auf das ertrunkene steile Rhättriff-Relief.

Fazies und Stratigraphie des Lias

Im Riffkernbereich und am oberen Hang (Stop 1.1.g) ist das tiefere **Hettang** als Hiatus ausgebildet (Abb. 5, 7). Die Sedimentation setzte erst im oberen Hettang mit stark kondensierten Biomikriten ein. Am flacheren unteren Hang (Stop 1.1.d) ist die Schichtlücke kürzer. Dort wurden bereits in der oberen Planorbis-Zone die grau-roten Schwammnadel-Biomikrite der Schnöll-Formation abgelagert (GALLET et al. 1993, BÖHM et al. in Vorb.). Nur im Becken kann man eine kontinuierliche Sedimentation beobachten. Dort gehen die Kössener Schichten ohne erkennbare Schichtlücke in die lithologisch ähnlichen Kalk-Mergel-Folgen der Kendlbach-Formation über (PLÖCHINGER 1982, GOLEBOWSKI 1990).

Es ist also ein Progradieren der Liassedimente auf das Relief des ertrunkenen Rhättriffes zu erkennen. Ein solches Onlap ist auch im kleinen in manchen Steinbrüchen zu sehen (Stops 1.1.d und 1.1.f). Diese Sedimentationsgeometrie läßt sich sehr einfach mit einer **Drowning Unconformity** (SCHLAGER 1989) erklären. Das von Riffkalken aufgebaute Rhätrelief war für die feinkörnigen Lias-Sedimente (Mud- und Wackestones) zu steil. Erst nach Nivellierung auf einen für die Biogenschlämme stabilen Hangwinkel von wenigen Grad Neigung konnte wieder Sediment liegenbleiben. Im Bereich des Riffes kam es im Rhät wahrscheinlich mehrfach zu Emersionen. Darauf deuten die an vielen Stellen (Stop 1.1.h) zu beobachtende Lösung und Zementation/Internsedimentation der Korallenskelette. Fraglich und oft diskutiert ist jedoch, ob es vor dem Ertrinken des Riffes nochmals zu einer längeren Auftauchphase kam und ob der das gesamte Unterhettang umfassende Hiatus im oberen Hang- und Riffbereich dadurch zu erklären ist. Wenige Arbeiten haben konkrete Hinweise auf eine solche Emersionsphase an der Trias-Jura-Grenze in den Nördlichen Kalkalpen geliefert (SATTERLEY et al. 1994, MAZZULLO et al. 1990). In Adnet wurden bisher keine stichhaltigen Beweise dafür gefunden.

Ein bei Stop 1.1.d aufgeschlossener, wahrscheinlich submariner Erosionshorizont, der von Mittelhettangsedimenten überlagert wird, läßt sich am einfachsten durch einen Meeresspiegeltiefstand im Unterhettang erklären. Dabei lag der untere Riffhang im Bereich der Wellenerosion (Abb. 14). Folglich könnte es im oberen Hangbereich zu einem Auftauchen gekommen sein. Eine Kombination von Meeresspiegeltiefstand (Sequence Boundary) und anschließendem Ertrinken (Drowning Unconformity), wie von HALLAM (1990) vor geschlagen, scheint für Adnet also durchaus plausibel.

Im oberen Hettang (Marmorea-Zone) erreichte die Sedimentation den oberen Hangbereich (Abb. 5). Gleichzeitig begann jedoch sowohl am Hang als auch im Becken eine Periode sehr geringer Sedimentationsraten, die schließlich in der Bildung einer sehr weit verbreiteten **Eisenmangankruste** gipfelte. Die Bildung dieser kondensierten Serie fällt mit einem globalen Meeresspiegeltiefstand zusammen (HAQ et al. 1988) und läßt sich durch verstärkte Strömungsaktivität erklären (BÖHM 1992).

Im Hangenden der Kruste setzen im tiefen Sinemur die roten Kalke der Adneter Schichten ein. Es lassen sich drei verschiedene Lithofazies unterscheiden (Abb. 5). Das **Lienbacher Member** (Stop 1.1.g) und das **Motzen Member** (Stop 1.1.f) sind auf den höheren Hang beschränkt. Sie füllen dort ein Paläorelief (?Rinnen) aus. Das Lienbacher Mb. ist ein kondensierter Rotkalk, reich an eisenumkrusteten Intraklasten. Das Motzen Mb. ist ein Crinoiden-Biomikrit. Stratigraphisch sind beide Members weitgehend auf das Untersinemur beschränkt. Am tiefen Hang und in den Randbereichen des Beckens findet man die dünnplattigen Knollenkalke des **Schmiedwirt Members** (Adneter Knollenkalk, Stops 1.1.d, e). Es sind biogenarme Wacke- und Mudstones. Der tiefere Untersinemur-Anteil des Schmiedwirt Mb. ist stark kondensiert (<1m). Erst ab der Semicostatum-Zone und vor allem im Obersinemur wurden größere Mächtigkeiten abgelagert (MEISTER & BÖHM 1993, DOMMERGUES et al. 1995).

Sedimente des unteren Mittellias sind in den Adneter Steinbrüchen bisher nicht nachgewiesen. Sie dürften größtenteils der submarinen Erosion durch Debris Flows des

oberen Mittellias zum Opfer gefallen sein (BÖHM et al. 1995). Eine Ablagerung dieser Debris Flows ist die **Adnet-Scheckbreccie** (Stop 1.1.e). Sie kam am Fuß des ertrunkenen unteren Riffhanges zur Ablagerung. Ihr Liefergebiet war der obere Riffhang. Starke Strömungen am Hangfuß sind die Hauptursache für die Matrixarmut dieser Breccie und ihre großen zementgefüllten Poren (HUDSON & JENKYN 1969, HUDSON & COLEMAN 1978, BÖHM 1992).

Sedimente des Oberlias sind in Adnet nur lokal, bzw. in stark verfallenen Brüchen zu finden. Es sind meist stark kondensierte, mergelreiche, teils turbiditische Rotkalke, wie sie auch aus der weiteren Umgebung von Adnet bekannt sind (**Saubach Member**, BÖHM et al. 1995). Diese Fazies dürfte wie auch andernorts in der Osterhornscholle (KRYSTYN 1971) bis in das Aalen angehalten haben.

Nannofazies des Lias

Ein repräsentatives Set von feinkörnigen Kalksteinen der Schnöll- und Adnet-Formation wurde im REM untersucht, wobei frisch gebrochene, ungeätzte Proben verwendet wurden. Diese sehr einfache Präparationsmethode erwies sich als sehr gut geeignet für die Untersuchung des Gefüges und die Kornerhaltung. Für die Identifizierung von Nannofossilien (*Schizosphaerella*, Coccolithen) sind solche Präparate jedoch ziemlich ungeeignet. Vor allem das Nannoproblematikum *Schizosphaerella* ist in polierten Präparaten der untersuchten Gesteine als nahezu gesteinsbildend zu erkennen (BÖHM 1992), in den Bruchpräparaten aber kaum zu finden. Zusätzlich wurden mit EDAX das Verkieselungsmuster und die Verbreitung nicht-karbonatischer Körner studiert.

Etwas vereinfachend kann festgehalten werden, daß die "typische" Lithologie der Adnet-Gruppe (Schnöll- und Adnet-Formation) mikritische Korngefüge aufweist, die nicht selten diagenetisch zu Mikrospatit alteriert wurden. Auch Verkieselung ist nicht selten zu beobachten, tritt aber häufiger in der Schnöll-Formation auf. Anreicherungen von Tonmineralen, Glimmern und anderen Nichtkarbonaten sind meist an stylolithische Drucklösungszonen gebunden. Coccolithen und *Schizosphaerella* sind stets stark korrodiert, wobei letztere aber noch häufig die charakteristische Kreuzbalkenstruktur erkennen läßt. Selten findet man auch "Calcisphaeren", Spongiennadeln und Molluskenschalen-Bruch.

Exkursion

Stop 1.1.a. Adneter Kirche - Faziestypen der Adneter Steinbrüche

Thema: Übersicht über die wichtigsten Dekorsteine der Adneter Steinbrüche. Deren Nutzung als Werkstein (z.B. Fußbodenplatten) und als Bruchsteine in der Friedhofsmauer.

Stratigraphie: Oberrhätalk, diverse Lias-Kalksteine der Adnet-Gruppe (Hettang-Pliensbach, ?Untertoarc).

Der Abbau und die Nutzung verschiedener Adneter "Marmor"-Typen ("Marmor" im Sinne von polierfähigem Gestein) ist bereits seit der Römerzeit belegt. Wechselnde Modeströmungen des Mittelalters für die gezielte künstlerische Nutzung diverser Adneter Marmortypen lassen sich in zahlreichen Sakral- und Profanbauten in Salzburg und vielen anderen Mitteleuropäischen Städten studieren. Zu den eindrucksvollsten, frühen Steinmetzarbeiten gehören unter anderem die Grabmäler von Kaiser Friedrich III. im Wiener Stephansdom, von Bischof Laurenz von Bibra im Dom zu Würzburg, und auch jenes von Kaiser Maximilian I. in der Innsbrucker Hofkirche. Kunsthistorisch Interessierte seien auf das leider vergriffene Werk von A. KIESLINGER (1964) verwiesen. F. KRETSCHMER veröffentlichte kürzlich sein reich illustriertes Buch "Marmor aus Adnet" (KRETSCHMER 1992, ÖS 395.-), das ebenfalls bestens empfohlen werden kann und beim Gemeindeamt Adnet erhältlich ist. Es eignet sich hervorragend als Führer durch die Adneter Steinbrüche, sowie als kompetenter Kunstführer für das europaweite Studium bedeutsamer Steinmetzarbeiten Adneter Provenienz.

Die Gesteine der Adneter Brüche eignen sich, ähnlich wie der oberkretazische Untersberger Marmor, hervorragend als Innen-Dekorstein, jedoch nur bedingt für Außendekorzwecke. Beispiele am Adneter Friedhof zeigen eindrucksvoll, wie Inschriften gravierter Grabsteinplatten bereits nach wenigen Jahrzehnten der Verwitterung anheimfallen und unleserlich werden.

Im Inneren der Dorfkirche sind die wichtigsten Gesteinstypen der Adneter Steinbrüche zu sehen. Stratigraphisch am ältesten ist der Adneter "Tropf", ein über 100 m mächtiger Oberrhätalk mit Stock-Korallen vom Typus "Thecosmilia" als dominierendem Makrofossil. Megalodonten sind darin ebenfalls häufig (Stops 1.1.b und h). Der Name "Tropf" (Bunttropf, Weißtropf, Rottropf) rührt von den tropfenförmigen Korallenquerschnitten. Meist sind die Kalke weiß bis hellgrau, gelegentlich jedoch durch geringe Anteile an Eisenverbindungen bunt (rot, grau, grün) verfärbt. Rottropf findet sich im Adneter Kirchlein sowohl im Querbalken des gotischen Eingangsportals, als auch in polierten Platten der ebenso gotischen Kanzel. Bunttropf (grau, grünlich, auch rot) dominiert die Säulchen der Kommunionbank. Bemerkenswert ist die potentielle Eignung des Weißtropfs als hochwertiger Füllstoff (derzeit keine Nutzung). Weißgrade mit Werten >90%, chemische Reinheit (CaCO_3 >99%, MgO <0.6%, Fe_2O_3 <0.03%, SiO_2 <0.05%), sowie die sehr geringen Gehalte an toxischen Spurenelementen erweisen den Oberrhätalk von Adnet (z.B. des Eisenmann-Bruches) als potentiellen Füllstoff für höchste Qualitätsansprüche, etwa für die chemisch-pharmazeutische, kosmetische oder auch Lebensmittel-Industrie.

Die bunten Gesteine der Schnöll-Formation (Unterlias, Hettang, Abb. 5, Stop 1.1.d) zeichnen sich durch besonderen Reichtum an Kieselschwämmen, Ammoniten und Brachiopoden aus. Sehr charakteristisch sind auch die obersten Dezimeter der Schnöll-Formation, die in sogenannter Enzesfelder Fazies vorliegen. Es sind gelbe bis rosarote außerordentlich Foraminiferen-reiche, mikritische Kalksteine mit Brachiopoden und häufig teilweise erodierten Ammoniten. Am Top der Enzesfelder Kalke befindet sich eine Fe-Oxid -Kruste. Dieser Gesteinstyp kann im Adneter Kircherl schön in den polierten Platten

der Kommunionbank studiert werden. Aus Grauschnöll besteht das Zwischenstück der polierten Säule links vor dem Altar.

Die Adnet-Formation s. str. (Sinemur-Toarc) setzt im Hangenden der Schnöll-Formation über der markanten Fe-Oxid-Kruste ein (Marmorea-Kruste, Brandschichte, Stop 1.1.d). Von der Adnet-Formation werden drei verschiedene Faziestypen des Sinemur in Adnet abgebaut. Der charakteristische kondensierte Rotkalk des Lienbacher Members (Abb. 5, Loc.class. Stop 1.1.g) zeigt stets Fe-Mn-umkrustete Intraklasten. Er dient für Tischplatten in zahlreichen Wiener und Salzburger Kaffeehäusern und ist im Adnet-Kircherl in polierten Platten der Kanzel, wechselnd mit Rottropf, im Stiegenaufgang zur Kanzel und in der polierten Säule links vor dem Altar zu sehen. Auch die Weihwassermuschel vor dem Hauptportal besteht aus Lienbacher. Der lithologisch eintönigere rote Crinoiden-Biomikrit des Motzen-Members fand trotz theoretischer Eignung bei Steinmetzen bislang nur wenig Verwendung, wird seit einigen Jahren jedoch im Motzenbruch (Stop 1.1.f) intensiv abgebaut. Er ist neben anderen Fazies der Adnet-Fm. (vor allem Schmiedwirt-Mb.) in Form von Bruchsteinblöcken in der Friedhofsmauer zu sehen.

Die roten, meist dünnplattigen und fossilarmen Knollen- und Flaserkalke des Schmiedwirt-Members bilden eine etwas mächtigere Serie, als die beiden anderen Members. Sie finden im Adnet-Kircherl als Fußbodenplatten Verwendung. Aber auch beim Eingangsportal zum Friedhof und im gotischen Hauptportal wird dieser rote Knollenkalk dekorativ, aber unpoliert eingesetzt. Die Knollen- und Plattenkalke des Schmiedwirt-Members werden auch als Wimberger Varietät bezeichnet. Als Typlokalität dient jedoch der Steinbruch beim Schmiedwirt, wenige Kilometer nördlich von Adnet (BÖHM et al. 1995), da nur dort das gesamte Member erhalten ist. In den Adnet-Steinbrüchen ist durch Breccienschüttungen im Mittel- bis Oberlias (Scheckbreccie) dessen obere Hälfte erodiert worden (Stop 1.1.e).

Das stratigraphisch Hangende Schichtglied bildet der "Scheck" ("gescheckt" = Dialekt für fleckig). Diese Debris-Flow-Breccie mit Komponenten der genannten Fazies der Adnet-Formation und großen Zement-gefüllten Poren hat ein Oberplienbach- oder Unter-Toarc-Alter. In der Adnet-Kirche findet der dekorative Scheck reichlich Verwendung, so etwa im Torbogen des Hauptportals. In der Kanzel besteht sowohl die Säule, als auch die Brüstung aus Scheck und auch das zeitgenössische Baptisterium sowie das Weihwasserbecken an der Innenseite des Seiteneingangs besteht aus diesem sehr beliebten Dekorstein.

Zahlreiche Grabsteine des Adnet-Friedhofes bestehen aus Adnet-Gesteinen. Sehr häufig ist jedoch auch der oberkretazische Untersberger Marmor, der am Nordfuß des Untersberges (Stop 1.2) gebrochen wird. Aus letzterem besteht im Adnet-Kircherl das Weihwasserbecken beim Aufgang zur Orgel. Wie der Adnet-Marmor, ist auch der Untersberger Marmor als Außendekorstein nur schlecht geeignet.

Stop 1.1.b: Kirchenbruch - Oberrhät-Riffkalke und Juraspalten

Thema: Oberrhät-Riffkalk mit Korallenstöcken und Megalodonten. Juraspalten.

Stratigraphie: Oberes Rhät, Marshi-Zone.

Im Adnet-Kirchenbruch, unmittelbar hinter der Kirche gelegen, ist derzeit an einer Baustelle eine frisch angesägte Wand zu sehen. Es sind Korallen- und Megalodonten-reiche Oberrhätkalke des zentralen Riffbereiches. Sie werden von senkrechten, mit rötlichem Sediment gefüllten Juraspalten durchschlagen. Der stillgelegte und teilweise rekultivierte hintere Bruchteil gibt einen Eindruck von der Mächtigkeit der Oberrhät-Riffkalke, von denen hier ca. 40 m aufgeschlossen sind. Im Hangenden folgen noch weitere 10-20 m (Stop 1.1.h) bis zur Trias-Jura-Grenze. In einer Bohrung im Eisenmann-Bruch (am Weg

zu Stop 1.1.d gelegen) wurden >100 m Oberrhätalk durchteuft und dabei die Basis nicht erreicht. Die Gesamtmächtigkeit dürfte analog zu benachbarten, zeitgleichen Riff-Mounds (Feichtenstein, Rötelwand, PLÖCHINGER 1990, SCHÄFER 1979) ca. 150 m betragen. Die Bildung der Spalten, die hier also mindestens 50-60 m tief in das Rhät hinabgreifen, begann bereits im Hettang. Das zeigen Füllungen mit typischem Enzesfelder Kalk (Oberhettang) im hinteren Bruchteil. Andererseits beweisen Radiolarit-Füllungen, daß die Spaltenbildung auch im Oxford noch anhielt.

Der Kirchenbruch liegt am Südwestrand der die Rhät- und Liasaufschlüsse tragenden Scholle. Sie wird nach Süden an einer von einem großen Gletscherschliff überprägten Störung abgeschnitten, an der die südlich anschließende Scholle um mehrere Hundert Meter abgesenkt wurde. Südlich von Adnet bis zum Südrand der Osterhornscholle sind nur noch Gesteine des Oberjura und der Kreide aufgeschlossen.

Stop 1.1.c: Regionaler Überblick - Tektonik und Topographie

Thema: Regionaler Überblick über das Adneter Becken und das Salzachtal, Rossfeld und Dürrnberg (Hallstätter Schollen), Göll-Riff und Reiteralmdedecke (Juvavische Decke). Tektonischer Bau und Stratigraphie.

Stop 1.1.d: Rotgrauschnöll-Bruch - Strukturen und Fazies der frühen post-Drowning-Sedimente

Thema: Aufschluß der Schnöll-Formation. Karbonatsand-Drift. Submarine Erosionsfläche. Hartgründe und Eisenmangankrusten. Syn-Drowning-Schwammfauna. Onlap-Gefüge. Synsedimentäre Einbruchstrukturen. Liasspalten.

Stratigraphie: Schnöll-Formation (Adnet-Gruppe), Hettang.

Der Rotgrauschnöll-Steinbruch liegt an der Straße im Tal östlich des Adneter Riedels. Der Bruch liegt auf der Ostseite des Tales am Fuß des Unterguggens (Abb. 3). Auf der westlichen Talseite, gegenüber des Bruches, befindet sich eine talparallele Störung, an der die Unterguggenscholle um ca. 30-40m abgesenkt ist. Die Störungsfläche ist dort durch einen Gletscherschliff auf massigem Rhätalk sehr schön herauspräpariert. Der Steinbruch, in dem in den letzten Jahren sehr viel abgebaut wurde, erschließt vor allem Kalke des Hettangs und die basalen Anteile des Sinemur. Nach Osten kann man in stark verfallenen Brüchen eine Fortsetzung der Schichtfolge bis in das Toarc verfolgen. Dies ist eines der wenigen Oberlias-Vorkommen in den Adneter Steinbrüchen.

Der Steinbruch ist durch einen kleinen Einschnitt zweigeteilt. Der linke (nordöstliche) Bruchteil erschließt ein ca. 5m mächtiges Profil in rötlichen-gelblichen Kalken der oberen Schnöll-Formation. Es sind Schwammnadel- und Crinoiden-Biomikrite. Im tieferen Teil sind große Kieselschwämme sehr häufig. Eine Lage mit kleinen Stromatactis-Strukturen befindet sich ca. 1.5m über dem Bruchboden. Darüber beginnen Crinoiden-reiche Kalke. Sie enden mit einer auffälligen Fe-Kruste (Abb. 8), der Marmorea-Kruste (WENDT 1971, BÖHM et al. in Vorb.). Sie ist sehr reich an Ammoniten des Oberhettang-?Untersinemur (v.a. *Schlotheimia marmorea*) und wurde in zahlreichen Arbeiten beschrieben (z.B. WENDT 1971, LOBITZER et al. 1994, DOMMERGUES et al. 1995). Die Kruste läßt sich durch den gesamten Steinbruch verfolgen und bildet einen guten Leithorizont. Weitere Krusten, aber auch nicht Fe-Mn-mineralisierte Hartgründe, treten innerhalb der Schnöll-Formation auf. Die Sedimente unmittelbar Liegenden der Marmorea-Kruste zeichnen sich durch eine sehr reiche, gut erhaltene Foraminiferen-Fauna aus (Abb. 9, Taf. 1;

BÖHM et al. in Vorb., BLAU & GRÜN im Druck, BÖHM 1992: Ostracoden-Foram-Gastropoden-Packstone, MF10).

Über der Marmorea-Kruste folgen die roten Kalke der Adnet-Formation (Schmiedwirt-Member). Es sind typische dünnplattige Knollenkalke. Basal erkennt man eine dickerbankige Lage, die ca. 0.5m über der Marmorea-Kruste an einer weiteren Fe-Mn-Kruste endet. Direkt auf der Kruste sitzen stromatolithartige Strukturen auf (Tiefwasserstromatolithen, BÖHM & BRACHERT 1993).

Vor allem im südwestlichen Steinbruchteil findet man flecken- und schlieren-förmige Entfärbungszonen. Die Fe-Krusten sind teilweise pyritisiert. Dabei dürfte es sich um sekundäre Erscheinungen während der Spätdiagenese handeln (vergl. GALLET et al. 1993). Teilweise erkennt man auch eine Bindung an Störungen und Klüfte.

Die Schichtenfolge im rechten (südwestlichen) Bruchteil ist im Liegenden der Marmorea-Kruste anders als links. Gegen Südwest kommt am Bruchboden eine Lage grauer, dickbankiger Kalke zum Vorschein (Abb. 10). Es sind peloidische Grain- und Packstones mit deutlicher Schrägschichtung. Die Schnöllformation setzt darüber mit einer deutlichen Erosionsfläche ein (Abb. 11). Sie beginnt mit einer dezimeterdicken Lage mit Becher- und Tellerschwämmen. Deren Alter ist nach Ammonitenfunden als Mittelhettang belegt (BÖHM et al. in Vorb.). Diese Lage ist besonders pyritreich und endet mit einem Fe-mineralisierten Hartgrund. Die darüberfolgende Serie bis zur Marmorea-Kruste ist nur noch sehr geringmächtig und besteht durchgehend aus Crinoidenkalk (Biopelmikrit). Sie keilt zur SW-Ecke hin auf 1m Mächtigkeit aus.

Die grauen, schräggeschichteten basalen Kalke könnten nach ihrer Mikrofazies zu den Kendlbachschichten (tieferes Hettang) gehören. Jedoch ist eine mikrofazielle Abgrenzung von den Kössener Kalken schwierig. Daher ist ein Rhätalter nicht auszuschließen. Die Schrägschichtung und Mikrofazies deuten auf eine submarine Düne (Sand-Drift), die hier nahedem Hangfuß (Abb. 7) abgelagert wurde. Die Schrägschichtung fällt steil (ca. 20°) nach NE, also ungefähr mit der Paläohangrichtung. Auch die Oberfläche der Sand-Drift fällt nach Rückrotation des tektonischen Einfallens flach (ca. 5°) nach NE. Dies paßt recht gut zur angenommenen Paläohangneigung am untersten Riffhang (Abb. 7, KENTER 1990).

Die Erosion der Oberfläche fand wahrscheinlich submarin statt. Das zeigen die typisch marinen Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopenwerte von Mikritmatrix aus den obersten Lagen der Graukalke ($\delta^{13}\text{C} \approx +2.5\text{‰}$ PDB, $\delta^{18}\text{O} \approx -1.1\text{‰}$ PDB, Abb. 12, BÖHM et al. in Vorb.). Auch fehlen eindeutig meteorische Zemente. Die Graukalke sind von an der Erosionsfläche endenden Spalten durchsetzt (Abb. 11). Diese sind mit rotem Kalk gefüllt. Gegen eine Deutung als Karstspalten spricht jedoch das Überwiegen von kommunizierenden Spaltenwänden.

Sehr auffällig ist die dichte Besiedelung durch Kieselschwämme auf der Erosionsfläche. Diese sessile Fauna steht in krassem Gegensatz zu den Korallen und Kalkschwämmen, die im Rhät das Riff besiedelten. Die Kieselschwämme stellen eine Hartsubstrat-Übergangsauna im durch das Drowning geschaffenen Tiefwasserumfeld dar. Ihre Häufigkeit geht im Hangenden der Schwammlage schnell zurück. In der Adnet-Formation findet man auch auf Hartsubstraten nur selten noch vollständige Schwämme, wogegen Schwammnadeln sehr häufig bleiben.

Sehr aufschlußreich für das Ablagerungsumfeld ist auch das Auskeilen, bzw. Onlap, der folgenden Sedimente auf das Relief der Sand-Drift. Während die Kieselschwamm-Lage von leichten Schwankungen abgesehen eine einheitliche Mächtigkeit aufweist, wurden die darüberfolgenden Schlamm-sedimente zunächst nur in der Reliefmulde der Sand-Drift abgelagert (Abb. 10). Das deutet auf den Einfluß einer Bodenströmung hin, die zwar das Siedeln von sessilen Suspensionsfressern begünstigte, aber die Ablagerung von Schlamm auf der wenige Grad geneigten, von einem Hartgrund überkrusteten Oberfläche

der Schwammlage verhinderte. Das Ausbleiben der Schwämme deutet auf eine Milieuänderung hin.

Im mittleren Wandteil des Steinbruches sind zwei auffällige Einbiegungen der Schichtung zu erkennen (Abb. 13). Nahe dem Steinbruchboden sieht man als Basis der Struktur eine Breccie, auf die die Schichtung zuläuft. Zum Hangenden nimmt das Einbiegen ab und endet mit der letzten Bank unterhalb der Marmorea-Kruste. Bankparallele und vertikale Spalten deuten auf eine Dehnung hin. Zusammen mit der Breccie lassen sie die Struktur als Einbruch eines Hohlraumes wenig unterhalb der Bruchbasis erkennen. Der Kollaps erfolgte wenig vor der Bildung der Marmorea-Kruste. Seine Ursache ist bisher ungeklärt. Möglich wäre der Zusammenbruch einer (?rhätischen) Karsthöhle im Liegenden (Paläodoline) oder einer Dehnungsspalte. Diese wiederum könnte durch Setzung oder Rutschung am Hang oder durch tektonische Dehnung entstanden sein. Kleinere Spalten, die oft wenige Dezimeter unterhalb der Marmorea-Kruste enden oder diese durchlagen, sind im gesamten Steinbruch häufig (BLAU & GRÜN, im Druck).

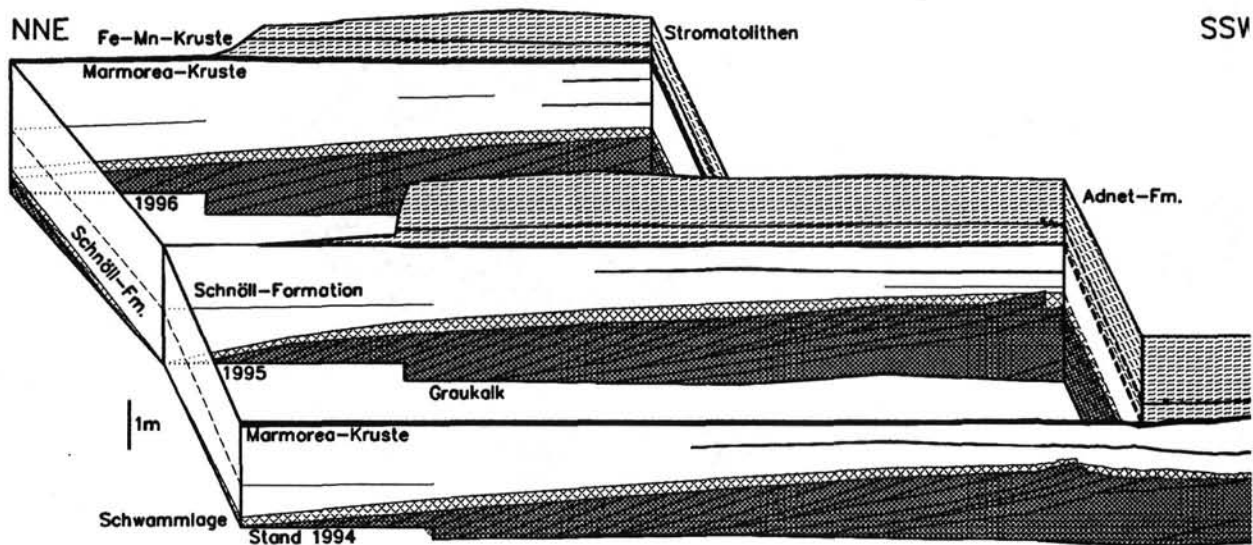
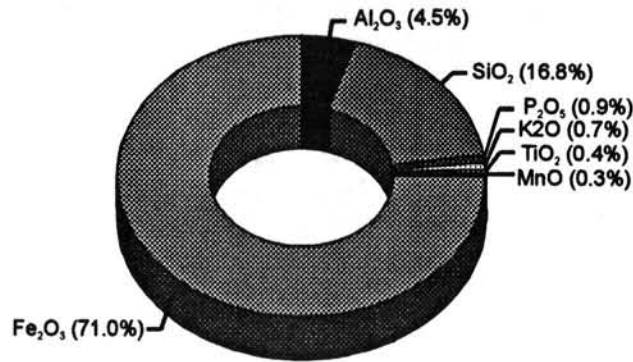
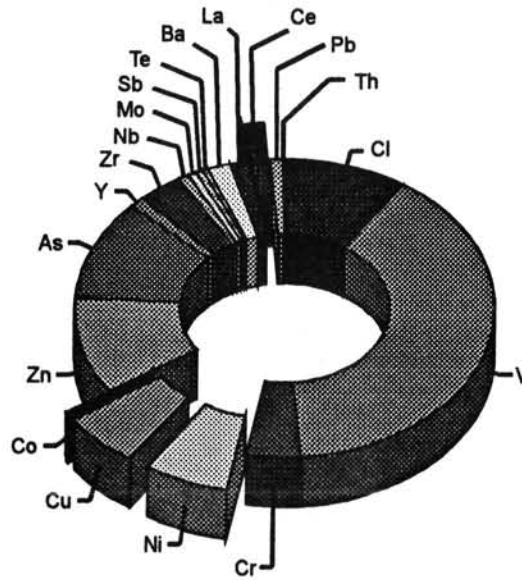


Abb. 10: Tektonisch rückrotiertes Blockbild des Schnöllbruches rekonstruiert aus drei verschiedenen Abbauständen seit 1994. Als Bezugshorizont für die Rückrotation dienen die Marmorea-Kruste und dazu parallele fossile Wasserwaagen. Die schräggeschichteten basalen Graukalke sind schematisch angegeben. Sie haben eine nach NE einfallende, leicht wellige Oberfläche, auf der sich die Schnöll-Fm. keilförmig anlagert. Die Adnet-Fm. im Hangenden der Marmorea-Kruste zeigt keine Mächtigkeitsänderungen mehr.



Hauptelemente
(Mittelwerte aus 3 Proben)



Spurenelemente
(Mittelwerte aus 3 Proben)

Abb. 8: Gewichtsverhältnisse einiger Haupt- und Spurenelemente nach XRF-Analysen der Marmorea-Kruste von verschiedenen Lokalitäten der Osterhornscholle. Bemerkenswert ist der extrem niedrige Mn-Gehalt. Bei den Spurenelementen sind Ni, Cu, Co und Ce nur in geringen Konzentrationen vorhanden. Diese Elemente wären in einer direkt aus Meerwasser ausgefallenen Fe-Mn-Kruste weit stärker angereichert. Der Chemismus der Marmorea-Kruste deutet somit auf eine anomale Zusammensetzung des Meerwassers, beispielsweise durch hydrothermalen Einfluß (KINDLE 1990). Aus BÖHM et al. (in Vorb.). Die Hauptelemente sind auf eine karbonatfreie Probe umgerechnet.

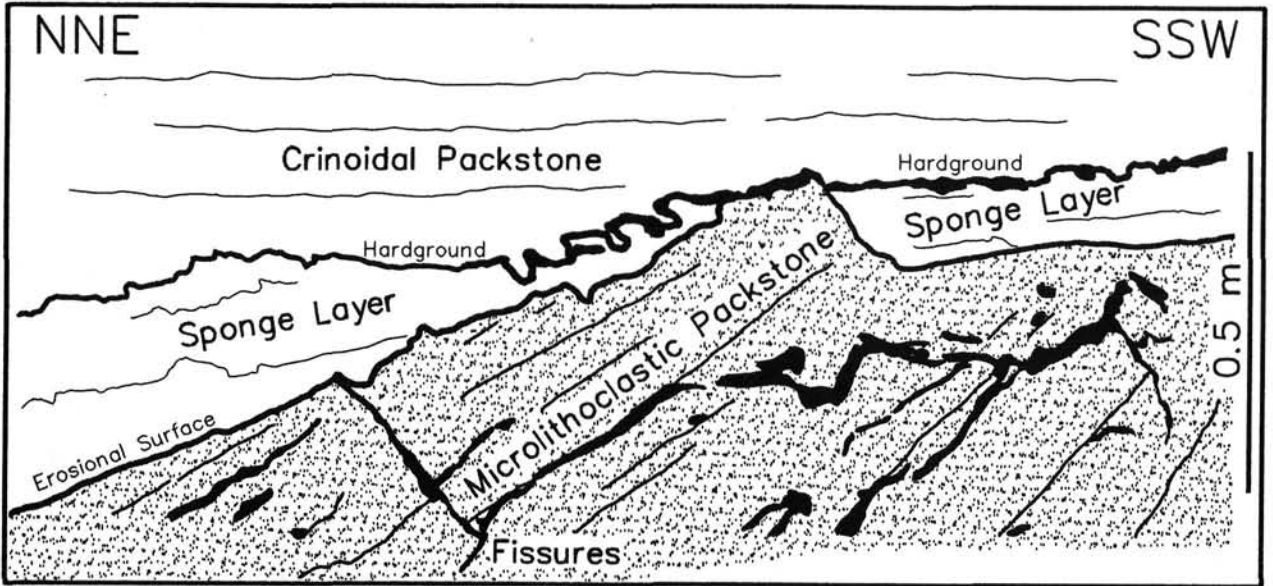


Abb. 11: Aufschluß-Skizze der Erosionsfläche am Top der schrägschichteten, basalen Graukalke, Stop 1.1.d. Die Schrägschichtungsblätter der Graukalke (?Unterhettang, Microlithoclastic Packstone) fallen nach NE ein. Sie werden teilweise von Spalten nachgezeichnet, aber auch durchschlagen. Teile der Bänke sind an der Erosionsfläche weggebrochen. Das entstandene Relief wird durch die Schwammlage (Schnöll-Formation, Mittelhettang) fast völlig ausgeglichen. Darüber legt sich eine Fe-Kruste. Es folgen Crinoiden-Packstones der höheren Schnöll-Formation. Diese werden Richtung NE mächtiger (s. Abb. 10). SW-Ecke Rotgrauschnöllbruch, Adnet, Abbaustand Mai 1992.

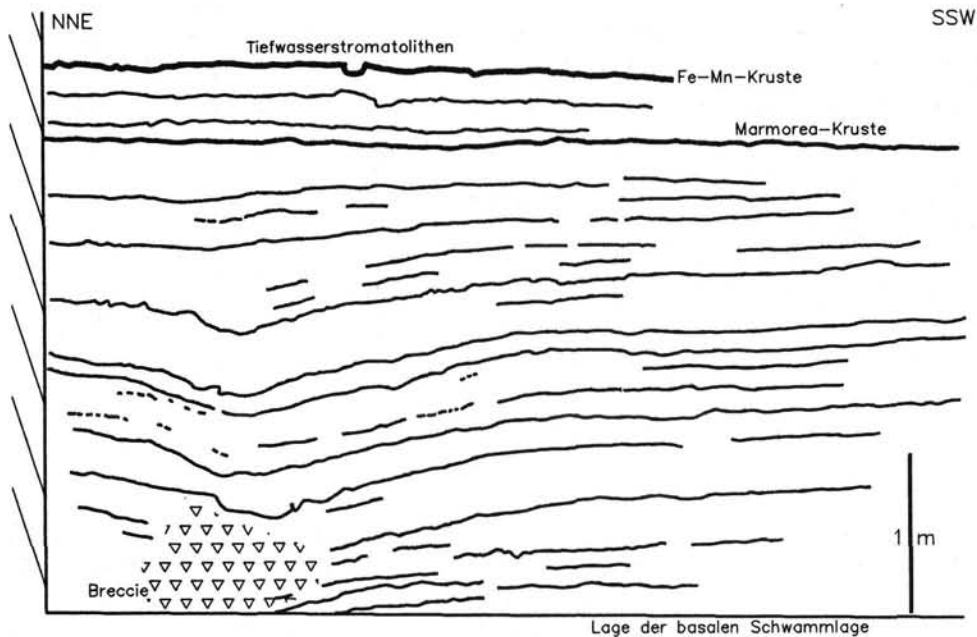


Abb. 13: Kollapsstruktur in der Schnöll-Formation (Stop 1.1.d). Die sonst ebene Schichtung biegt zu einer Internbreccie hinab. Die Eindellung reicht bis kurz unter die Marmorea-Kruste. Darüber folgt nach ca. 0.5m Rotkalk der Adnet-Formation eine weitere Kruste, auf der Tiefwasserstromatolithen wachsen. Die basale Schwammlage (siehe Abb. 11) taucht wenig rechts der Aufschluß-Skizze unter den Steinbruchboden ab. Mittlerer Teil Rotgrauschnöllbruch, Adnet, Abbaustand April 1993.

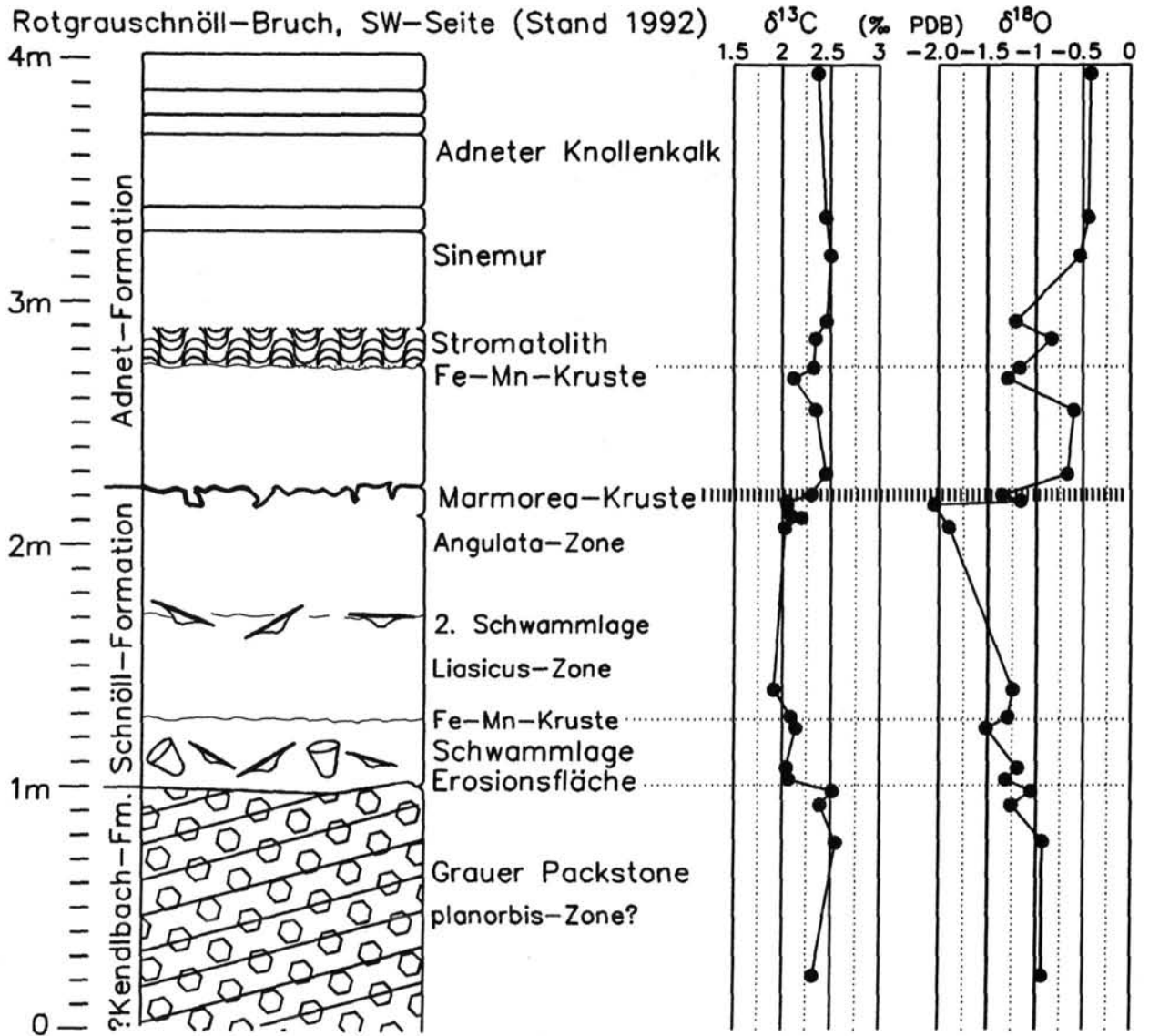


Abb. 12: Isotopenprofil bei Stop 1.1.d. Das Profil zeigt die Abfolge von den basalen Graukalken über die Schnöll-Formation bis zur basalen Adnet-Fm. in der SW-Ecke des Schnöllbruches. Kohlenstoff- und Sauerstoffwerte der basalen Graukalke liegen auch unmittelbar unter der Erosionsfläche im normalmarinen Bereich und geben keinen Hinweis auf einen meteorischen Einfluß an dieser Diskordanz. Die Kohlenstoffwerte in der Schnöll-Fm. sind ein wenig leichter als im Graukalk und in der Adnet-Fm. Die Sauerstoffwerte der basalen Adnet-Fm. sind deutlich schwerer als die des Liegenden. Sie stimmen (wie auch die Kohlenstoffwerte) gut mit den Werten der höheren Adnet-Fm. vom Steinbruch Schmiedwirt überein (Abb. 17) und deuten auf kühle Bildungs-/Rekristallisationstemperaturen ($<20^\circ\text{C}$). Analysen durchgeführt am Institut für Geologie, Univ. Erlangen, M.M. Joachimski. Reproduzierbarkeit $\pm 0.05\text{‰}$. Alle Werte in ‰PDB.

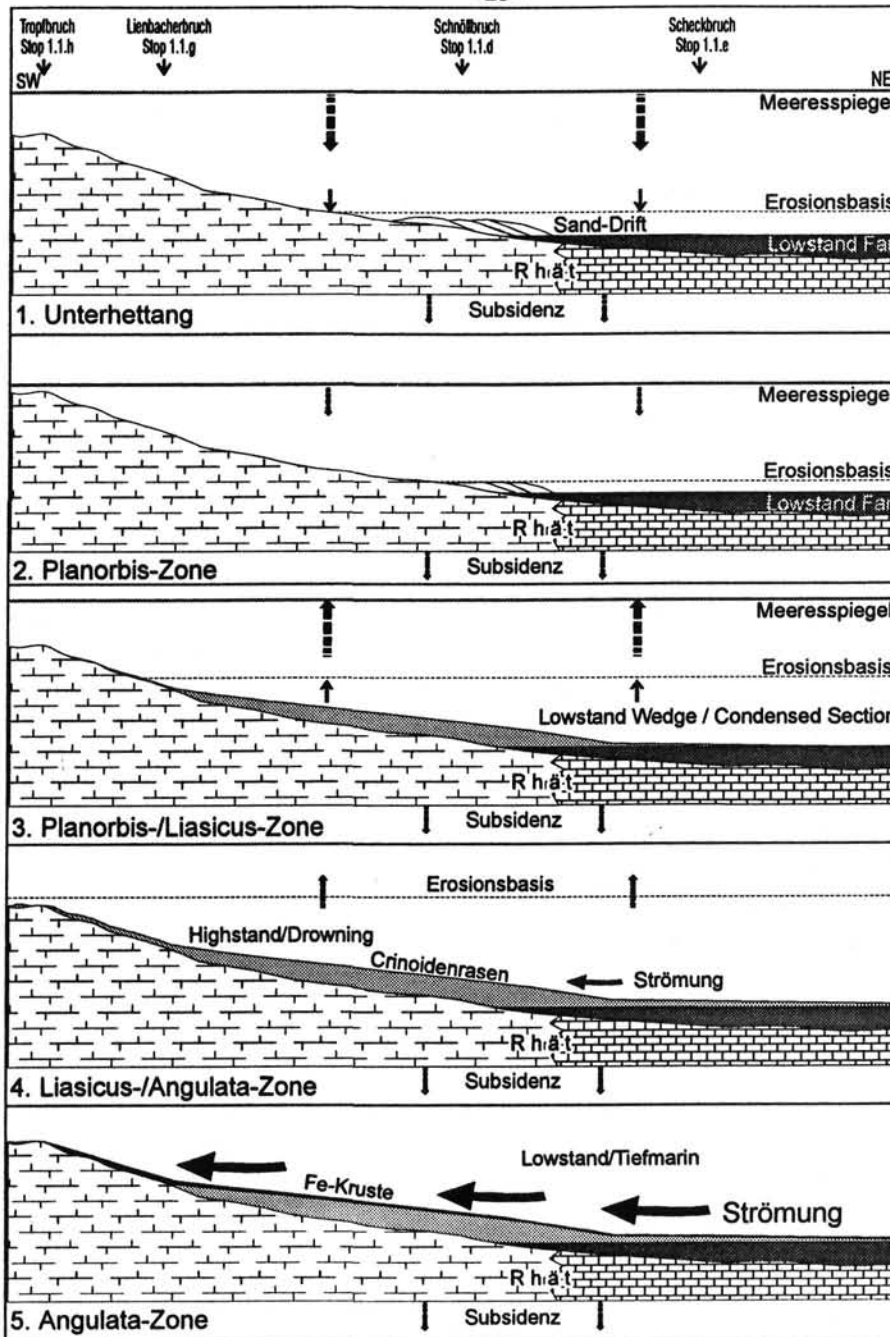


Abb. 14: Sequenzstratigraphische Interpretation des Hettangs in Adnet.1.: Unterhettang (Präplanorbis-/Planorbis-Zone). Fallender Meeresspiegel, Late Highstand/early Lowstand Systems Tract (LST). Tieferere Kendlbachschichten bilden Lowstand Fan durch turbiditische Einschüttungen. Plattform ist bereits aufgetaucht. Am tieferen Riffhang bildet sich die Sanddrift des Schnöllbruches. Am höheren Riffhang wird durch Welleneinfluß nichts abgelagert oder gar erodiert. 2. Planorbis-Zone. Der Meeresspiegel erreicht seinen Tiefstand. Auch die Sanddrift im Schnöllbruch wird jetzt durch Welleneinfluß teilweise erodiert. Nur im Becken wird noch sedimentiert (tieferes Breitenberg Mb., Lowstand Fan). 3. Obere Planorbis-/Liasicus-Zone. Ansteigender Meeresspiegel, später LST und Transgressive Systems Tract (TST). Bei ansteigender Erosionsbasis Onlap der Unteren Schnöll-Fm. am tieferen Riffhang als Lowstand Wedge. Sauerstoffarmes Bodenwasser fördert Bildung der Schwammkalke. Ertrinken der Plattform. Verminderte Siliziklastika-Schüttung und kondensierte Sedimentation mit Glaukonit-reichen Kalken im Becken. 4. Liasicus-/Angulata- Zone. Highstand Systems Tract (HST). Wechsel in Schnöll- und Kendlbach-Fm. zu Crinoidenkalk-Sedimentation bei besserer Durchlüftung und verminderter Nährstoffzufuhr. Plattform-Drowning schreitet fort. 5. Angulata-Zone. Erneut fallender Meeresspiegel, jedoch kein unmittelbarer Einfluß mehr, da bereits in große Wassertiefe abgetaucht. Mittelbarer Einfluß durch verstärkte Bodenströmungen. Starke Kondensation und schließlich Bildung der Marmorea-Kruste.

Foraminiferen aus dem Rotgrauschnöll-Bruch

Wie bereits eingehend erwähnt, enthalten die Sedimente im Liegenden der Marmorea-Kruste eine reiche Foraminiferenfauna, welche zumeist sehr gut erhalten ist. Im nachfolgenden wird das Verbreitungsmuster der relevanten taxonomischen Foraminiferen-Gruppen aufgezeigt (Abb. 9). Die Verteilung der beteiligten Foraminiferen-Spezies ist in Tab. 1 dargestellt.

Faziesbereich 1 (?Kendlbach-Formation): Die grauen, schräggeschichteten basalen Kalke der südwestlichen Bruchseite unterscheiden sich sowohl in ihrer Mikrofazies (peloidische Grain- und Packstones), als auch in ihrem Biogengehalt deutlich von den Hangenden Ablagerungen. Die Mikrofaunen sind individuenarm (4-12 Foraminiferen/cm²) und werden von milioliden Formen dominiert. Sandschaler erreichen höhere Densitäten als die nur akzessorisch vorhandenen Lageniden.

Faziesbereich 2 (Schnöll-Formation): Die Anzahl der Foraminiferen ist mit 15-34 Exemplaren/cm² deutlich höher als im Liegenden Faziesbereich. Die Mikrofaunen sind überwiegend durch eine Dominanz von Involutiniden (hier v. a. *Involutina liassica*) und Lageniden gekennzeichnet. Beide Foraminiferen-Gruppen können sich als Hauptbestandteil abwechseln. Zusammen stellen sie zwischen 55 und 90% des Faunenspektrums. Der Anteil der Milioliden schwankt zwischen 26% und 46%, Sandschaler treten nur akzessorisch auf.

Faziesbereich 3 (Kondensationshorizonte): Die Foraminiferen-Diversität und -Densitäten erreichen in den kondensierten Horizonten ihr Maximum (40-60 Exemplare/cm²). Involutiniden sind dominant, wobei *Involutina liassica* 5 bis 10-mal so häufig auftritt, wie die restlichen Repräsentanten dieser Gruppe. Lageniden sind häufig (21-31%), Milioliden selten (8-11%), Sandschalern kommt ein Anteil unter 1% zu.

Faziesbereich 4 (Adnet-Formation): Die Foraminiferen-Dichte sinkt in der Adnet-Formation auf 10-14 Exemplare/cm². Damit einhergehend ändert sich die Faunenzusammensetzung: Lageniden (65-80%) dominieren über Milioliden (12-17%), Involutiniden (2-9%) und die sporadisch anzutreffenden Sandschaler.

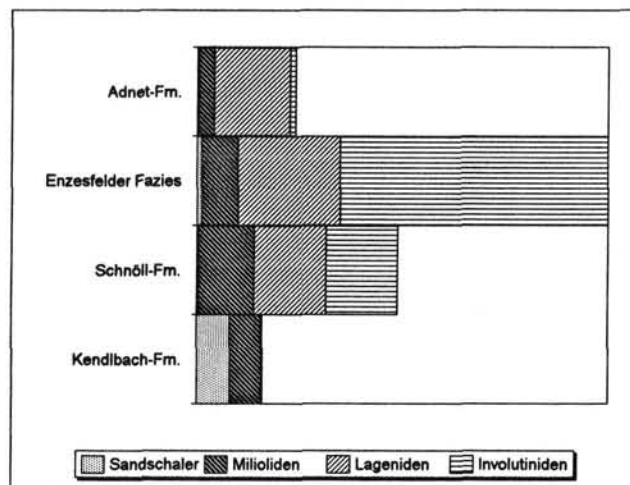


Abb. 9: Häufigkeitsverteilungen der Foraminiferen-Gruppen im Rotgrauschnöll-Bruch. Densität und Diversität sind in der kondensierten Enzesfelder Fazies am höchsten. Die waagerechte Achse entspricht Individuenzahlen pro Flächeneinheit (siehe Text).

FORAMINIFEREN	FAZIESBEREICH			
	1	2	3	4
	?Kendlbach-Fm.	Schnöll-Fm.	Kondensationshorizonte	Adnet-Fm.
<i>Ammodiscus incertus</i> (d'ORBIGNY, 1839)	s			s
<i>Reophax</i> aff. <i>agglutinans</i> (TERQUEM, 1866)	s			
<i>Ammobaculites zlabachensis</i> KRISTAN-TOLLMANN, 1964	s		ss	
? <i>Placopsilina</i> sp.			h	
<i>Trochammina</i> sp.	s			
<i>Tetrataxis inflata</i> KRISTAN, 1957	s			
<i>Coronipora austriaca</i> (KRISTAN, 1957)		ss	sh	
<i>Coronipora etrusca</i> (PIRINI, 1966)		ss	ss	
aff. <i>Coronipora etrusca</i> (PIRINI, 1966)		ss		
<i>Involutina liassica</i> (JONES, 1853)		sh	sh	s
<i>Semiinvoluta violae</i> BLAU, 1987 b		s	h	
<i>Semiinvoluta</i> (?) <i>bicarinata</i> BLAU, 1987 b		h	h	
<i>Trocholina turris</i> FRENTZEN, 1941		s	h	ss
<i>Trocholina umbo</i> FRENTZEN, 1941		s	h	ss
<i>Planispirillina trochoidea</i> BLAU, 1987a				
<i>Planiiinvoluta carinata</i> LEISCHNER, 1961	h	sh	ss	
? <i>Nodophthalmidium</i> sp.			ss	
<i>Nubeculariidae</i> gen. et sp. indet.	ss			
<i>Ophthalmidium carinatum</i> (KÜBLER & ZWINGLI, 1866)	ss	s	ss	ss
<i>Ophthalmidium leischneri</i> (KRISTAN-TOLLMANN, 1962)	s	h	h	ss
<i>Ophthalmidium martanum</i> (FARINACCI, 1959)			ss	
<i>Lingulina</i> sp.	ss	s	s	s
<i>Lagena</i> sp.		ss	s	s
<i>Bullopore tuberculata</i> (SOLLAS, 1877)		s	h	
<i>Bullopore</i> sp.		s	h	

sh= sehr häufig
h= häufig
s= selten
ss= sehr selten

Tab. 1: Foraminiferenverteilung Rotgrauschnöllbruch

Stop 1.1.e: Scheck-Bruch - Mittelliasischer Debris Flow

Thema: Aufschluß der Adnet-Formation, Schmiedwirt- und Scheck-Member. Knollenkalke. Rinnenerosion und Gefüge der Scheckbreccie.

Stratigraphie: Adnet-Formation, Sinemur/Domer (Unter- und Mittellias).

Der Scheckbruch umfaßt ein weitläufiges Gelände aus mehreren nahe zusammenliegenden Steinbrüchen, in denen der wohl begehrteste Adneter Dekorstein abgebaut wird: Der Adneter Scheck. Es ist eine einzigartige Breccie mit Komponenten aus oft tiefrotem Adneter Kalk und großen, hellgrau-zementgefüllten Zwickelporen. An einer in den letzten Jahren frisch gesägten Wand lassen sich Mikro- und Makrostrukturen studieren.

Der Scheck ist eine Sonderausbildung der Mittel-/Oberliasbreccien der Osterhornscholle (Abb. 5, 15, BÖHM et al. 1995). Bei den weitverbreiteten Pendants des Scheck handelt es sich um stark kompaktierte Gesteine mit sehr dicht gelagerten Komponenten, hauptsächlich Adneter Kalke, mit wenig Matrix aus Drucklösungs-Residuen (BÖHM 1992). Diese Art der Breccienausbildung kann man im Scheckbruch an der Basis der Scheckbreccie sehen. Dagegen wurde in den hangenden Partien des Scheck ein großer Teil der primären, mikritischen Matrix ausgespült eventuell auch gelöst (Abb. 16). Die Stabilisierung des Gefüges durch frühdiagenetisches, submarines Zementwachstum (radialfibröser Hochmagnesium-Kalzit, WÄCHTER 1986, BÖHM 1992) verhinderte die sonst sehr starke Kompaktion. Im Burial erfolgte eine weitere Verfüllung der verbleibenden Zwickelporen mit hell (Kathodo-) lumineszierendem Blockzement. Restporenräume sind bis heute offen geblieben und zeigen die euhedralen Kristallenden der späten Blockzemente. Ein spätes, zeitlich nicht näher zuordenbares, rückstandsreiches und fossilfreies rötliches Internsediment füllt einen Teil der Restporen. Anzeichen für eine aktive Durchströmung der Zwickelporen während der Frühdiagenese sind die dicken Zementtapeten, Schrägschichtungen der Internsedimente sowie deren Anlagerung in kleinen geschützten Einbuchtungen der Komponenten. Die Isotopenzusammensetzung der Zemente (Abb. 17) schließt eine früher angenommene, meteorische Diagenese (z.B. KIESLINGER 1964, HALLAM 1967) sicher aus (HUDSON & COLEMAN 1978). Zunehmend leichtere Sauerstoff- und geringfügig leichtere Kohlenstoffwerte der späteren Zementgenerationen (Abb. 17) sind mit einer Erwärmung und leichten Modifikation (rock buffered system) der Porenlösungen im Burial zu erklären. Auch die starke Lumineszenz der späten Zemente steht damit im Einklang.

Die frühere Annahme einer in situ-Entstehung des Scheck (z.B. HALLAM 1967) kann ebenfalls als widerlegt gelten (HUDSON & JENKYNS 1969, GARRISON & FISCHER 1969, BERNOULLI & JENKYNS 1970, BÖHM 1992, BÖHM et al. 1995). Sowohl der Scheck, als auch die äquivalenten Breccien entstanden als submarine Debris Flows (siehe auch WÄCHTER 1987). So zeigt der Aufschluß im Scheckbruch beispielsweise eine inverse Gradierung an der Basis und eine Anreicherung von Großschollen unterschiedlicher Fazies im oberen Drittel. In anderen Aufschlüssen fand man auch einen Übergang in gradierte Crinoidenkalke am Top des Scheck (BÖHM 1992). Oft liegen die Breccien in Erosionsrinnen (Abb. 18). Aus der Orientierung solcher Rinnenflanken und der Faziesverteilung der Adneter Kalke, die die Komponenten des Scheck stellen, kann man die ungefähre Schüttungsrichtung des Debris Flows rekonstruieren (Abb. 19). Besonders auffällige und häufige Komponenten sind dabei bismetergroße Klaster aus der Tiefwasserstromatolithbank, die am höheren Hang abgelagert wurde (anstehend im Motzen- und Lienbacherbruch, Stops 1.1.f, g, aber auch im Schnöllbruch, Stop 1.1.d). Danach lag das Liefergebiet am oberen Riffhang. Dort findet man im Lienbacher-Bruch (Stop 1.1.g) einen fließenden Übergang von anstehendem Adneter Kalk in eine Breccienrinne mit metergroßen Komponenten. Die Transportweite des Scheck dürfte ca. 0.5-1 km betragen haben.

Die Rinnenerosion, die auch im Scheckbruch zu sehen ist, führte zu einer starken Abtragung der liegenden Adneter Kalke. Mindestens 15 m Sediment wurden an manchen Stellen erodiert (BÖHM et al. 1995). Im Scheckbruch liegt die Breccie (Oberpliensbach /Untertoarc?) auf Knollenkalken des tieferen Obersinemurs, d. h. das tiefere Pliensbach und Teile des Sinemurs sind hier durch den Debris Flow erodiert.

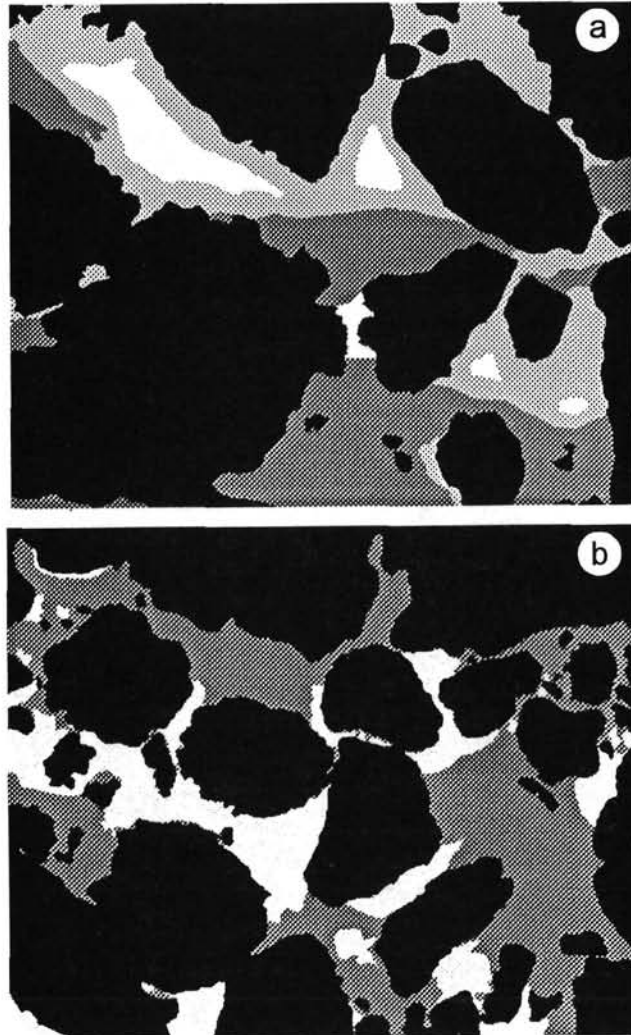


Abb. 16: Mikrogefüge der Scheckbreccie. a: Senkrechter Schnitt, Komponenten (schwarz), Matrix (Mud- und Wackestones, dunkelgrau), erste, frühe Zementgeneration (radialfibrös, hellgrau) und später Blockzement (weiß). Bildbreite 3.5 cm. b. Schnitt subparallel zur Schichtung. Zemente nicht differenziert dargestellt. Die Oberfläche des Internsediments ist sehr unregelmäßig und wellig. Wahrscheinlich fand eine nachträgliche Erosion durch Auswaschung (Bodenströmung) oder Lösung (Subsolution) statt. Komponenten=67%, Matrix=21%, Zement=12%. Bildbreite 6 cm.

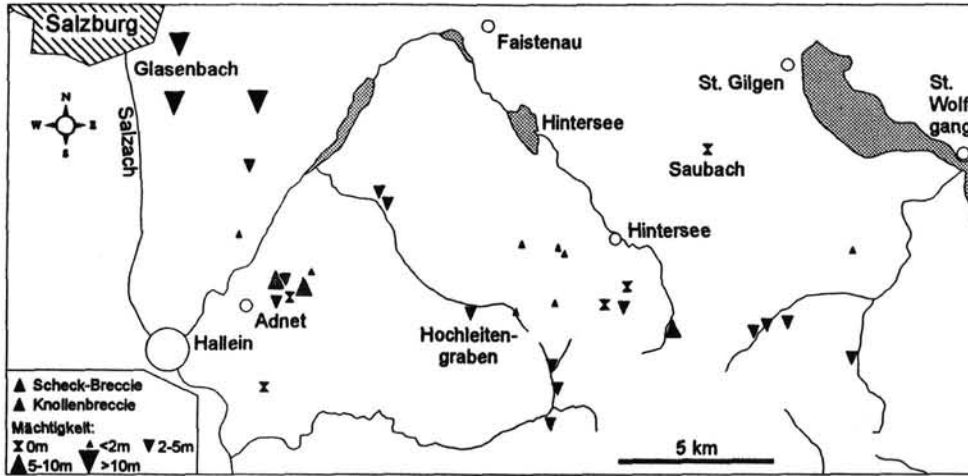


Abb. 15: Verbreitung und Mächtigkeiten der Scheckbreccie und zeitgleicher, äquivalenter Breccienvorkommen des Scheck-Members in der Osterhornscholle. Gebiete mit erhöhten Mächtigkeiten liegen vor allem im NW (Glasenbach-Gebiet und Adnet). Die Scheck-Ausbildung mit zementierten Zwickelporen kommt nur in Adnet vor. Nach BÖHM et al. (1995).

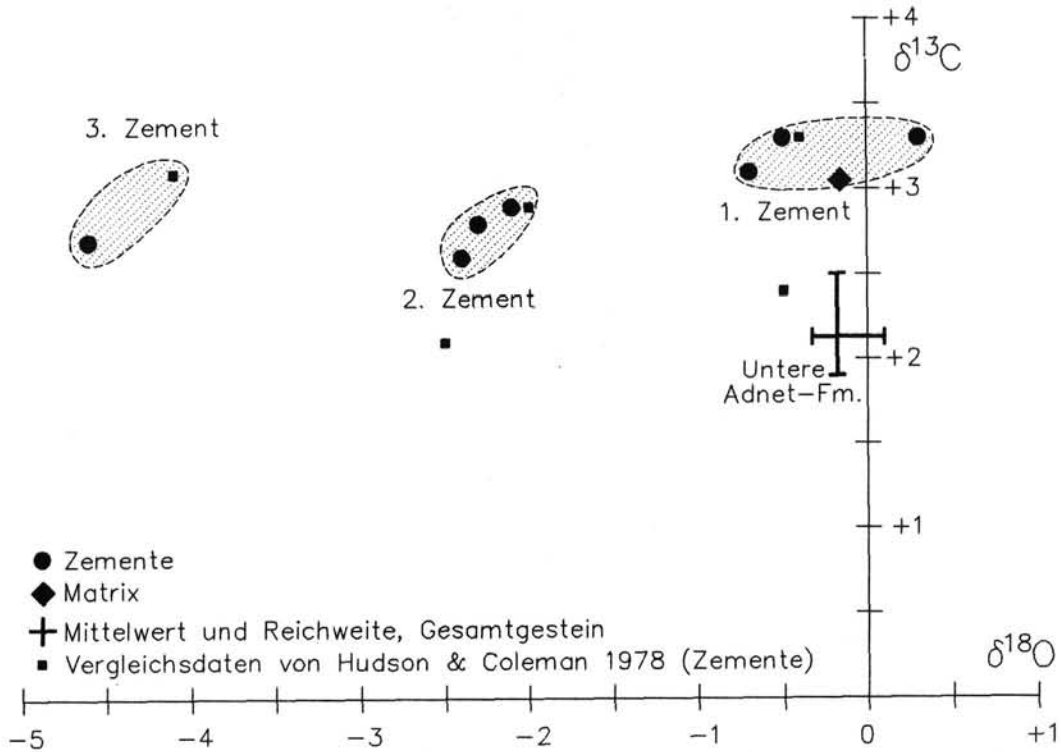


Abb. 17: Stabile Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotope von Zementen und Matrix der Scheckbreccie. Drei mit Kathodolumineszenz unterscheidbare Zementgenerationen (Zement 1: fleckige Lumineszenz, radiaxialfibrös, Zement 2: nicht lumineszierend, fibrös-skaloedrisch, Zement 3: hell lumineszierend, Blockzement; BÖHM 1992) zeigen eine klare Abfolge zu leichteren Sauerstoffisotopenwerten bei nur geringfügig abnehmenden Kohlenstoffisotopenwerten. Eine solche Abfolge ist für zunehmendes Burial zu erwarten. Die unregelmäßige Morphologie der Porenwände macht eine gezielte Beprobung der einzelnen Zementgenerationen sehr schwierig. Das könnte die teilweise nicht unerheblichen Abweichungen der Werte von HUDSON & COLEMAN (1978) erklären. Matrix und Zement 1 haben eindeutig marine Isotopensignaturen. Die hohen Sauerstoffwerte deuten auf kühle Bildungs- oder Rekristallisationstemperaturen ($<20^{\circ}\text{C}$). Die Matrix von Knollenkalken der Adnet-Fm. (Mittelwerte von 21 Messungen) ist in den Sauerstoffwerten identisch, im Kohlenstoff aber deutlich leichter als die Scheckmatrix. Analysen durchgeführt am Institut für Geologie, Univ. Erlangen, M.M. Joachimski. Reproduzierbarkeit $< \pm 0.05\%$. Alle Werte in ‰PDB.

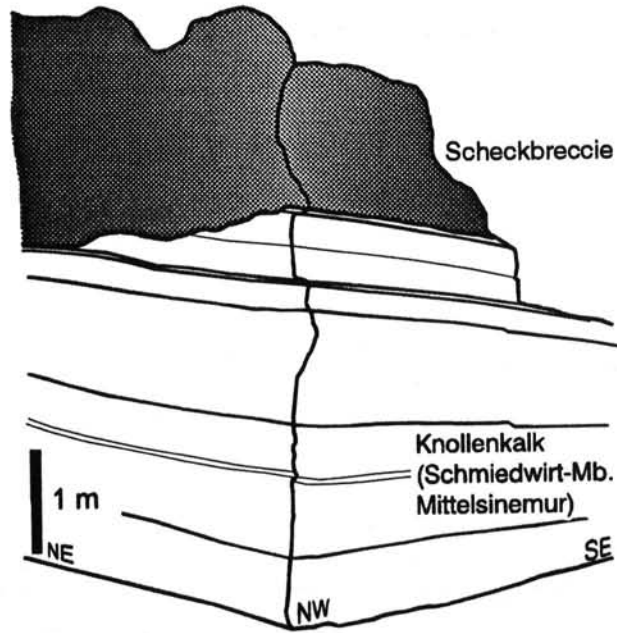


Abb. 18: Erosive Basis der Scheckbreccie im Steinbruch XLI, Adnet-Wolfgrub. Die Breccie (Oberplienbach oder Untertoarc) liegt in einer Rinne in Knollenkalken (Schmiedwirt-Member) des mittleren Sinemur (ca. Semicostatum- bis Obtusum-Zone). Nach BÖHM et al. (1995).

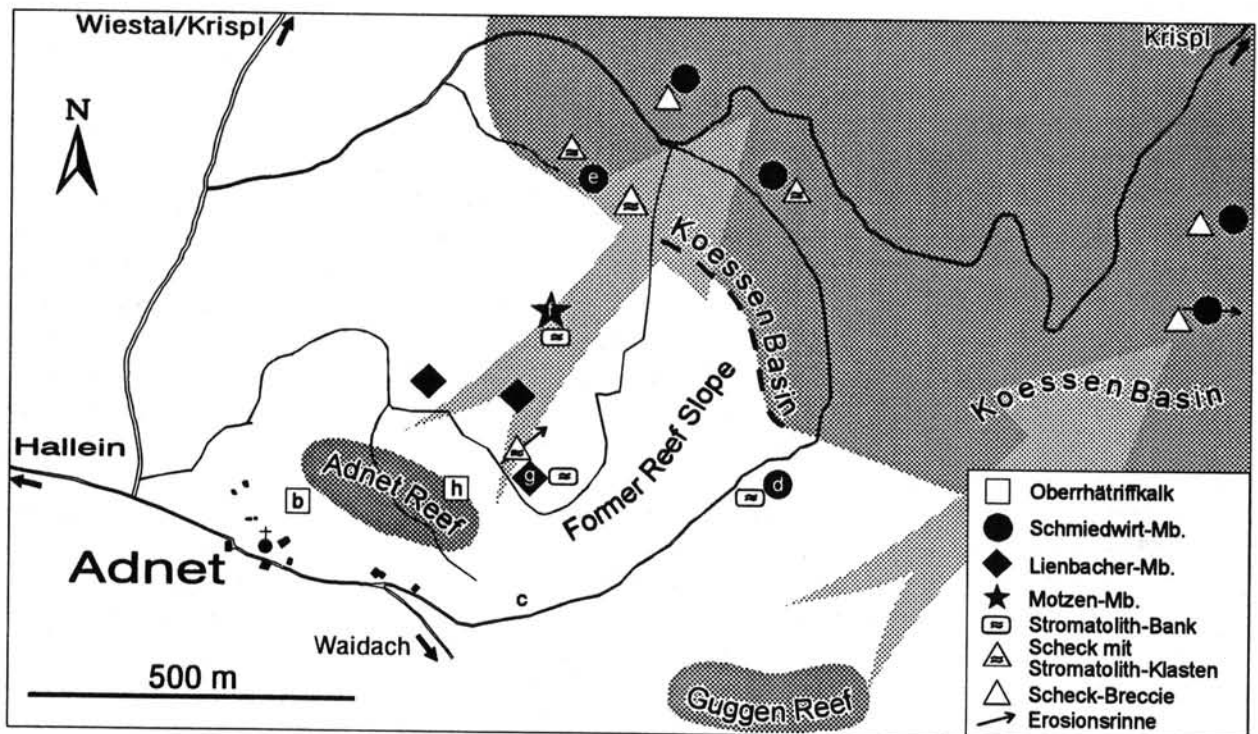


Abb. 19: Scheckvorkommen und Faziesverteilung des Sinemur und daraus abgeleitete Schüttungsrichtung der Scheckbreccie in Adnet. Der Debris-Flow folgte wahrscheinlich dem auch im höheren Lias noch nicht ausgeglichenen Hang des Rhättriffes. Nach BÖHM et al. (1995). Symbole markieren Lage der Steinbrüche und darin aufgeschlossene Fazies des Sinemur. Kleinbuchstaben in den Faziessymbolen bezeichnen die Stops der Exkursion.

Stop 1.1.f: Motzen-Bruch - Onlap-Gefüge am ertrunkenen Riffhang

Thema: Aufschluß der Adnet-Formation, Motzen-Member. Onlap-Strukturen.

Stratigraphie: Adnet-Formation, Sinemur (Unterlias).

Erst vor wenigen Jahren wurde im Motzenbruch begonnen mit der Steinsäge abzubauen und dadurch ein neuer Aufschluß in einer Paläohangposition des Sinemur geschaffen. Es sind hier die rötlichen bis roten dünn- bis mittelbankigen Crinoidenkalke des Motzen-Members aufgeschlossen (Adnet-Formation, Sinemur, Abb. 5). Sie lagern diskordant auf grauem, massigem Rhätkalk des tieferen Riffhanges. In kleinen Linsen und Taschen der Rhätkalkoberfläche findet man Reste einer Fe-Mn-Kruste (?Marmorea-Kruste) und von grau-rötlichen Kalken der Schnöll-Formation (Hettang). Beides erreicht jedoch nur wenige Zentimeter Mächtigkeit.

Die Crinoidenkalke zeigen ein deutliches Onlap auf das Relief der Rhätkalke (Abb. 20). Wie im Schnöll-Bruch (Stop 1.1.d) zeigt sich hier die Anlagerung eines Kalkschlamm-Sedimentes mit geringem Stabilitätswinkel an Kalksand-Sedimente mit steilem Hangwinkel. Wie auch im 250 m südlich gelegenen Lienbacher-Bruch (Stop 1.1.g) ist das Onlap nach W bis WNW gerichtet, der großräumige Rhät-Paläohang stieg jedoch wahrscheinlich eher Richtung NW bis N an. Es dürfte sich daher um ein lokales Relief handeln, das hier von Liassedimenten aufgefüllt wird, z.B. eine Rinne. Für die Ausfüllung einer lokalen Depression spricht auch die gegenüber tiefer am Paläohang gelegenen Steinbrüchen erheblich höhere Mächtigkeit des Untersinemur: ca. 3 m gegenüber 0.5 m im Schnöllbruch.

Etwa 3 m über dem Steinbruchboden befindet sich eine Tiefwasser-Stromatolithlage (BÖHM & BRACHERT 1993). Wie im Schnöllbruch wird sie von einer Fe-Mn-Kruste überlagert. Anders als dort ist im Hangenden der Kruste jedoch nochmals ein Onlap zu erkennen. (Abb. 20). Der Onlap-Winkel ist sichtbar steiler als im Liegenden. Zwei verschiedene Erklärungen bieten sich für dieses zweite Onlap an: Erstens wäre eine tektonische Verstellung während der Bildung der Stromatolithen und der Fe-Mn-Kruste denkbar. Der Onlap-Winkel würde auf eine Ostwärtskipfung um ca. 5° deuten. Für eine großräumige Kippung fehlen allerdings weitere Belege. Fossile Wasserwaagen im Liegenden und Hangenden der Stromatolithbank im Lienbacherbruch (Stop 1.1.g; BÖHM 1992, BÖHM & ROTHE unveröff.) zeigen keine Unterschiede im Einfallen. Das spricht klar gegen eine Schollenkipfung im entsprechenden Zeitraum. Daher wird eine zweite Erklärung bevorzugt: Die Anlagerung erfolgte nach einem längeren Sedimentationsstillstand auf einem Hartgrund. Im benachbarten Lienbacherbruch (Stop 1.1.g) kann man für den Zeitraum der Krustenbildung aus fossilen Wasserwaagen und aus den Wachsen der Stromatolithen einen 10-15° geneigten Hang rekonstruieren (BÖHM 1992). Bei einer solchen Hangneigung war eine Anlagerung an den Fe-Mn-überkrusteten Hartgrund für das Schlamm sediment nicht möglich. Der Stabilitätswinkel der anlagernden Schichten war ca. 5° geringer, dürfte also um 5-10° gelegen haben. Für diese Hypothese spricht auch das Umbiegen zu steileren Hangwinkeln der anlagernden Schichten, sobald sie nicht mehr direkt auf dem Hartgrund auflagern. Dies ist an den obersten Bänken im linken Steinbruchteil zu beobachten und in Abb. 20 angedeutet.

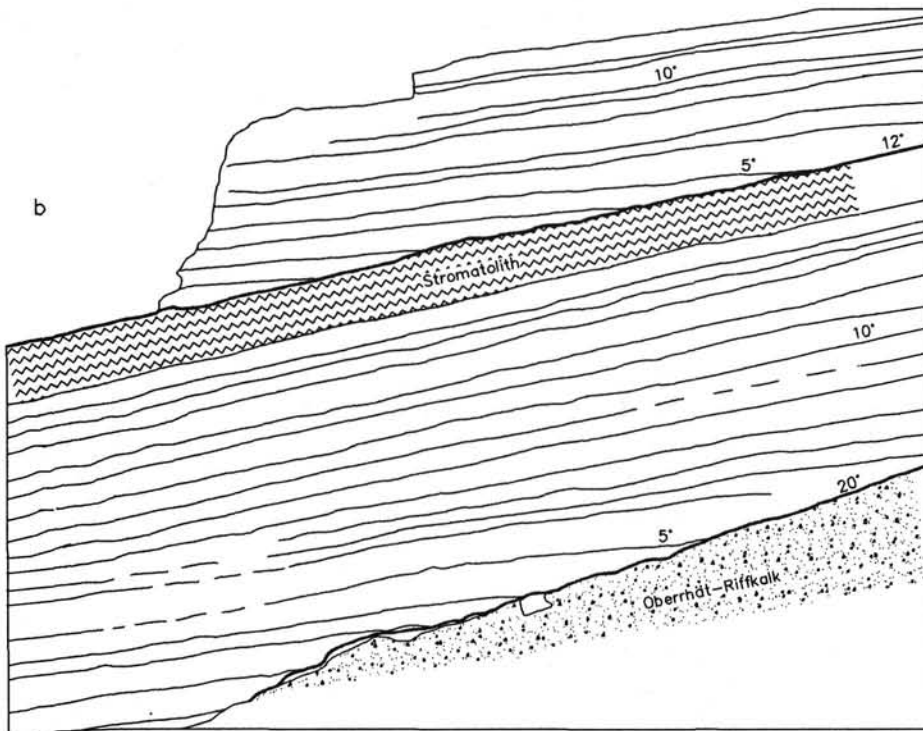
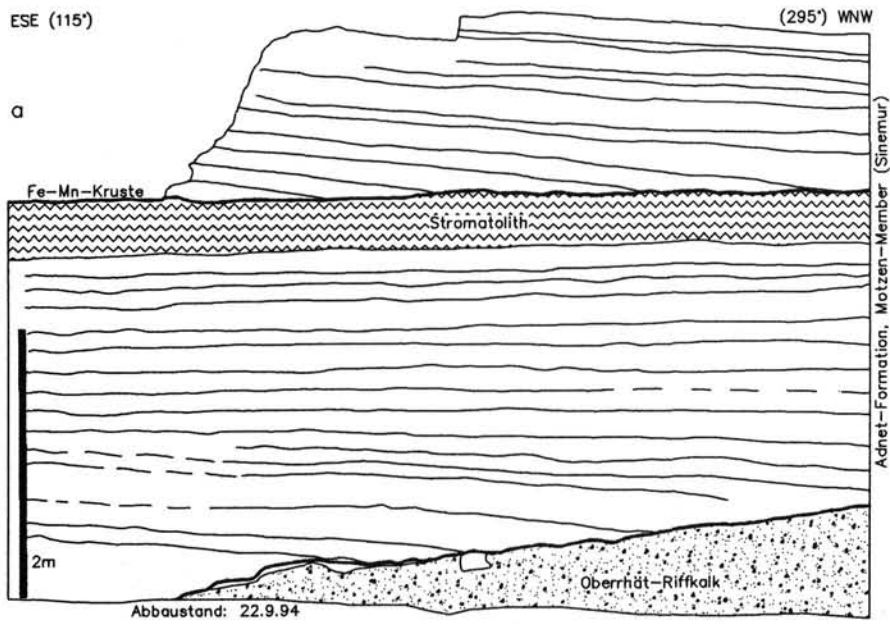


Abb.20a: Ansicht der Steinbruch-Wand im Motzenbruch (Stop 1.1.f). An der Basis ist rechts Rhätkalk (Packstones am Riffhang) aufgeschlossen an dem sich die tiefe Adnet-Fm. (Unter-sinemur, Wackestones) mit geringerer stabiler Hangneigung anlagert. Dazwischen in kleinen Taschen Reste der Schnöll-Fm. und die Marmorea-Kruste (Hettang). Über der Fe-Mn-Kruste am Top der Stromatolithlage im oberen Wanddrittel erkennt man ein zweites Onlap mit ungefähr gleicher Richtung. Es entstand wahrscheinlich durch Anlagerung an den Hartgrund, was einen geringeren Hangwinkel erforderte. b: Interpretation. Rückrotation auf den vermutlichen Paläohangwinkel von ca. 10° für die Stromatolithlage (BÖHM 1992). Der stabile Hangwinkel nimmt vom Onlap auf das Rhät bis zur Stromatolithlage beständig zu und springt dann im Hangenden der Fe-Mn-Kruste wieder auf den (fast ebenen) Ausgangswert zurück.

Stop 1.1.g: Lienbacherbruch - Proximaler Debris Flow und Tiefwasserstromatolithen

Thema: Aufschluß der Adnet-Formation, Lienbacher-Member. Kondensationshorizont mit Tiefwasserstromatolithen. Onlap. Proximaler, kanalisierter Debris Flow. Fe-Mn-Kruste und vererzte Spalte.

Stratigraphie: Adnet-Formation, Sinemur/Domer (Unter- und Mittellias).

Der Lienbacher-Bruch ist einer der größten der Adneter Steinbrüche. Er liegt auf dem Kirchholz, der Erhebung nordöstlich von Adnet, unmittelbar benachbart zum Rhättriff des Tropfbruches (Stop 1.1.h). Der Abbau gilt der Lienbacher Varietät des Adneter Kalkes (Lienbacher-Member, Sinemur, ?Bucklandi- bis Oxynotum/Raricostatum-Zone, DOMMERMUES et al. 1995, BÖHM et al. in Vorb.). Das Lienbacher-Mb. unterscheidet sich vom Schmiedwirt-Mb. (Stop 1.1.e) durch deutlich dickere Bankung und die größere Häufigkeit von "Hartgrundklasten" (BÖHM 1992). Das sind Fe-Mn-umkrustete, oft angebohrte und mit Foraminiferen (*Bullopora* sp., Taf. 1/15) bewachsene Intraklasten. Die Mächtigkeit des liegenden Anteils (Untersinemur) ist wie beim Motzen-Mb. (Stop 1.1.e) auch hier deutlich größer als im Schmiedwirt Mb. (bis 3.5m gegenüber 0.5-1m).

Beim Betreten des Bruches von Osten her sieht man zur rechten etwa in halber Wandhöhe Stromatolithstrukturen. Sie wurden von BÖHM & BRACHERT (1993) als Tiefwasserstromatolithen beschrieben. Sie entstanden im tiefen Sinemur durch Mikrobenfilme, die feine Sedimentpartikel banden und dabei eine undeutliche Lamination erzeugten. Im Unterschied zu Stromatolithen des Inter- und Supratidals fehlen Fenstergefüge und Trockenrisse. Auch sind Tiefwasserstromatolithen immer mit pelagischer Fauna/Flora verknüpft (hier Ammoniten, Nannoplankton). Es fehlen die typischen Partikel der Plattformkarbonate (Ooide, Grapestones, Rindenkörner) und es fehlen Kalkalgen. Typischerweise findet man Tiefwasserstromatolithen in kondensierten, geringmächtigen Lagen (BÖHM & BRACHERT 1993). Auch hier sind sie mit einer Fe-Mn-Kruste verknüpft, die einen längeren Sedimentationsstillstand anzeigt. Die Stromatolithlage ist nur etwa 30-40 cm mächtig. Die Mikroben der Tiefwasserstromatolithen waren wahrscheinlich autotrophe Pilze oder Bakterien, die nur während Zeiten sehr geringer Sedimentationsraten überleben konnten. Die geschätzte Wassertiefe während dem Sinemur dürfte bei einigen Hundert Metern gelegen haben (BÖHM 1992). An den NE-streichenden Wändchen erkennt man an dem geneigten Wachstum der Stromatolithdome die Paläohangneigung. Der Hang fiel mit ca. 10-15° gegen E bis NE ein. Fossile Wasserwaagen, die hier recht zahlreich zu finden sind, bestätigen dies. Geht man weiter, hinab in den Bruch, sieht man an der großen Wand rechts wie im Motzenbruch (Stop 1.1.e) ein Onlap auf dem Untersinemur-Hartgrund (Abb. 21). Auch hier geht die Anlagerung in Richtung West bis Nordwest, der Winkel ist jedoch etwas geringer (ca. 3°). Etwa in der Wandmitte erkennt man (am besten, wenn die Wand etwas feucht ist) einen brecciösen Bereich von ca. 1.5 bis 2 m Mächtigkeit (Abb. 21). Die Breccie enthält viele Dezimeter- bis über 1 m große, wirt gelagerte, kantige Schollen, zum Teil Bruchstücke der Stromatolithlage, teilweise auch auf dem Kopf stehend. Das Bindemittel ist ein roter Mergel, stellenweise sieht man jedoch auch die für den Scheck typischen weißen Zementfüllungen. Seitlich geht die Breccie über eine schmale zerrüttete Zone mit steilen Flanken in die normalen, gebankten Adneter Kalke über (Lienbacher-Mb., Obersinemur, DOMMERMUES et al. 1995). Auf dem Plateau oberhalb der Wand kann man den Verlauf der Breccienrinne ca. 20 m weit verfolgen. Sie streicht Richtung NE (50°, Aufschlußstand 1993). Bei der Breccie handelt es sich sehr wahrscheinlich um ein proximales Vorkommen der Scheckbreccie. Der Übergang in das Normalgestein über eine zerrüttete Zone zeigt, daß hier große Komponenten mobilisiert wurden. Der Steinbruch liegt am oberen Riffhang, nahe dem Rhättriff (der Tropfbruch ist nur 100 m entfernt). Es dürfte sich

um die Mobilisierungszone des Scheck-Debris-Flows handeln. Allerdings zeigen die Schollen aus dem Stromatolithhorizont, der hier 1 m unter der Breccie ansteht, daß diese Aufarbeitungszone noch weiter hangauf (d.h. Richtung SW) reichte.

Im gegenüberliegenden (nordwestlichen) Bruchteil, auf der höheren Sohle, ist ein kleiner Sockel mit einer Fe-Mn-Kruste stehengeblieben. Die Kruste ist verbunden mit einer Spalte. Diese ist mit vererztem, dunkelgrauem Mergel verfüllt. Wie bereits bei Stop 1.1.d erwähnt, werden die Unterlias-Fe-Mn-Krusten wegen ihres Chemismus mit hydrothermalen, submarinen Quellen in Verbindung gebracht (KINDLE 1990, BÖHM et al. in Vorb.). Die hydrothermalen Fluide wären an Spalten wie dieser ausgetreten. Aus dem Gemisch von Fluid und Meerwasser fielen dann Metalloxide oder -hydroxide aus und bildeten während Sedimentationsstillstandszeiten Krusten am Meeresboden. Vererzte Spalten sind im Lienbacherbruch mehrfach zu finden. Sie unterstützen die Hypothese der hydrothermalen Krustengenese.

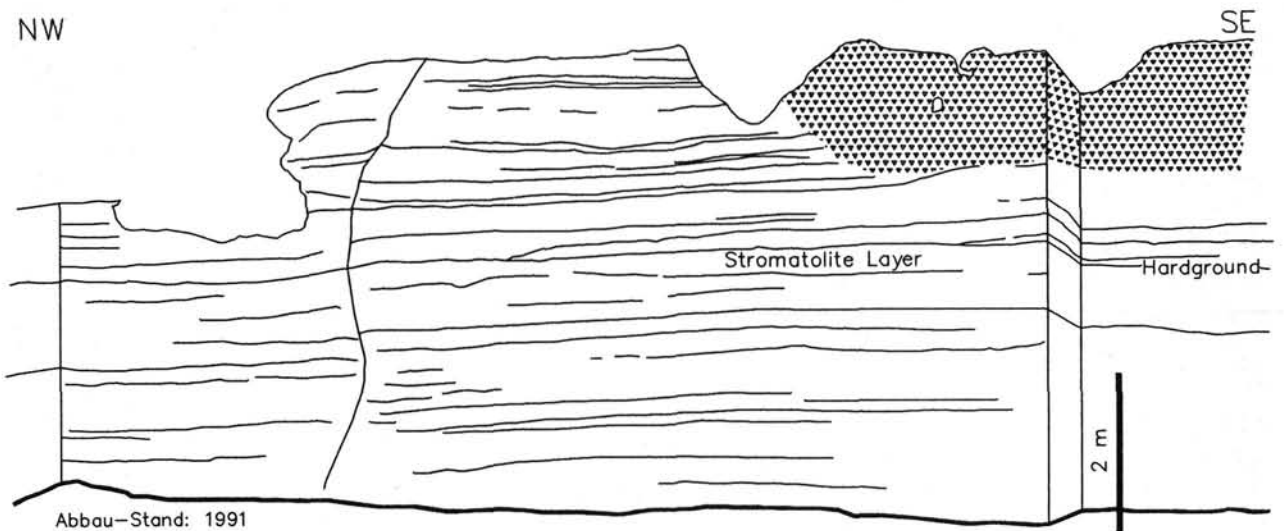


Abb.21: Ansicht der großen Steinbruchwand im Lienbacherbruch. Etwa 3 m über dem Boden befindet sich eine Lage mit Stromatolithen, die von einer Fe-Mn-Kruste überlagert werden. Darüber Onlap ca. in Richtung Westen. Am Top des Bruches ist die Einschaltung einer Breccie (proximale Scheck-Breccie mit metergroßen Komponenten) schematisch eingezeichnet.

Stop 1.1.h: Tropfbruch - Rhätische Korallenriffkalke

Thema: Aufschluß der Oberrhät-Riffkalke, Riffkernfazies, Rifforganismen. Umgestürzte Korallenstöcke. Lösungshorizonte.

Stratigraphie: Oberes Rhät, Marshi-Zone.

Der Tropfbruch ist der bekannteste der Adneter Steinbrüche und als einmaliger Aufschluß eines Rhättriffes mit metergroßen Korallenstöcken weltbekannt (FLÜGEL 1981: Fig. 12, HUBBARD et al. 1990). Eine detaillierte Bearbeitung durch SCHÄFER (1979) machte das Adneter Riff zu einem Paradebeispiel für End-Trias-Riffe. Leider haben sich in den letzten Jahren die Aufschlußverhältnisse sehr verschlechtert. Einige Wände sind durch einen dunklen Überzug sehr unansehnlich geworden. Darüber hinaus ist dieses einmalige Naturdenkmal vom vollständigen Abbau bedroht. Das Adneter Oberrhättriff gehört zu den ersten Riffen, das von Korallen modernen Typs dominiert wird. Die Triasriffe des Ladin-Nor wurden noch hauptsächlich von Schwämmen aufgebaut. Eine mögliche Ursache für diesen Wechsel und den Aufschwung der Korallen könnte deren Erwerb von Zooxanthellen sein (COATES & JACKSON 1987, STANLEY 1988, FLÜGEL 1981, 1984).

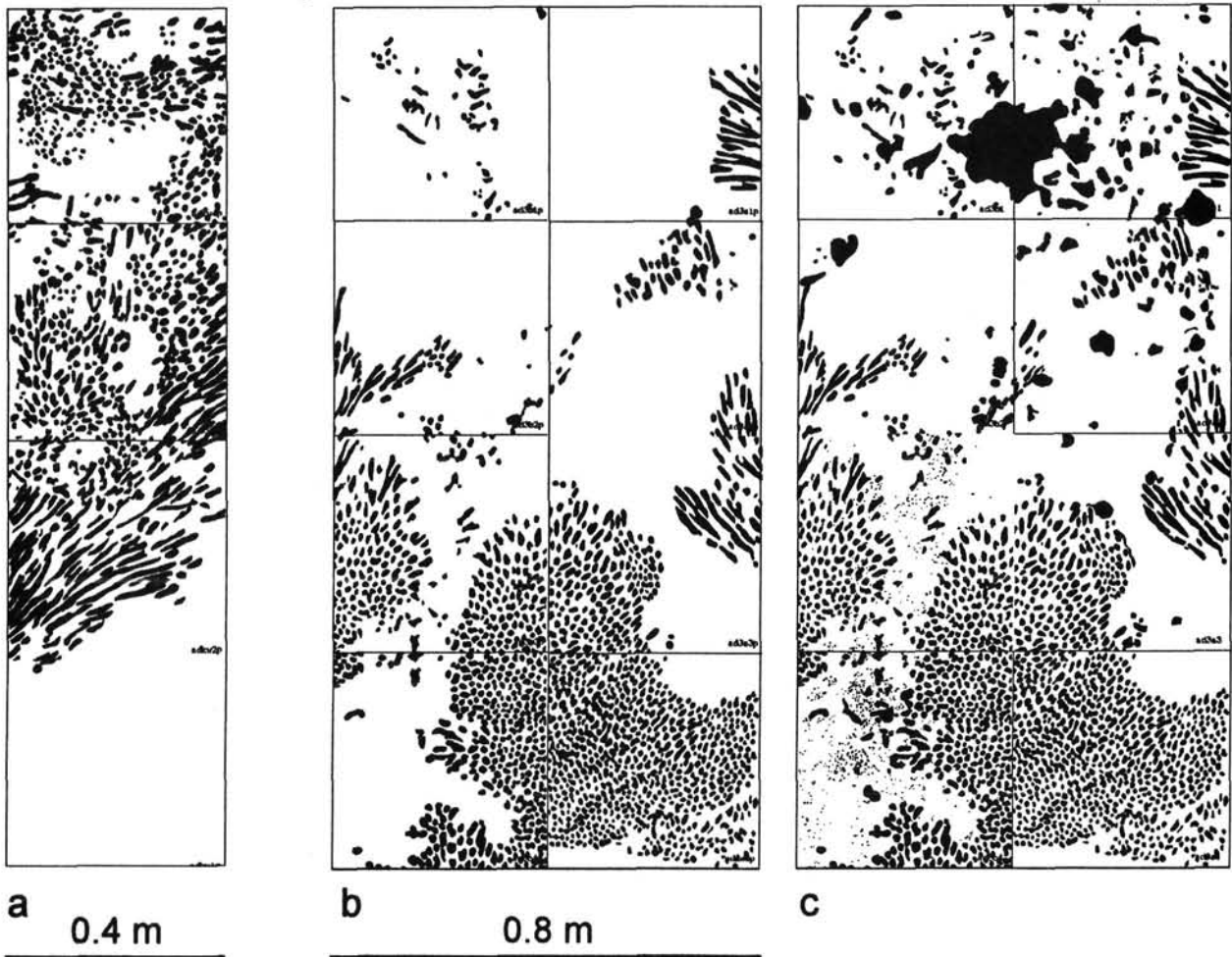


Abb. 22: Wandansichten im Tropfbruch. a: Stöcke von *Retiophyllia* bilden ein dichtes Gerüst in der mittleren Wand im Tropfbruch. b: Horizontalschnitt eines großen *Retiophyllia*-Stockes (untere Bildhälfte) darüber Stock-Fragmente. c: Selbe Ansicht wie b, zusätzlich sind auch andere Organismen dargestellt. Oben eine Fossilschuttlage v.a. mit plattigen Korallenkolonien (*Astraeomorpha*) und Schwämmen. Unten links zwischen den Stöcken Dasycladaceen-Sand (? *Diplopora adnetensis*, Pünktchen). Bilder aus 1:1-Wandpausen erstellt nach dem Verfahren von WEIDLICH et al. (1993), nach WEIDLICH et al. (1992).

Die großen Korallenstöcke der Gattung *Retiophyllia* (früher *Thecosmilia*) dominieren das Gestein (Abb. 22). Es sind zwei Varietäten (Species?) unterschiedlicher Dimension zu unterscheiden (SCHÄFER 1979). Andere riffbildende Organsimen wie "Hydrozoen", Sphinctozoen oder plattige Korallenkolonien (*Astraeomorpha*) und Einzelkorallen kommen nur sporadisch, hauptsächlich in Fossilschutt-Bereichen vor (Abb. 22b, c). Viele der Korallenstöcke liegen kopfüber. Oft sind die Koralliten vollständig gelöst und der Porenraum von Zement oder Internsediment verfüllt. Dies deutet auf einen frühen meteorischen Einfluß, eine Annahme, die allerdings von Isotopenwerten der Zemente und Internsedimente nicht unterstützt wird (Abb. 23). Viele Stöcke sind an Diskontinuitätsflächen abradiert. Eine mit Schutt gefüllte Rinne zwischen "Riffknospen" (SCHÄFER 1979) ist im Südostteil des Bruches zu sehen.

Das feinsandige Karbonatsediment der Matrix zwischen den Korallenstöcken ist sehr reich an Dasycladaceen. *Diplopora adnetensis* ist dominant und stellt einen Großteil des Sediments (FLÜGEL 1975, SCHÄFER 1979). Im oberen Bereich der Wände sieht man einen Bereich, der von Korallenstöcken frei ist. Darin sind Megalodonten häufig (ZAPFE 1963). Am Top des Aufschlusses folgen wieder Korallenkalke.

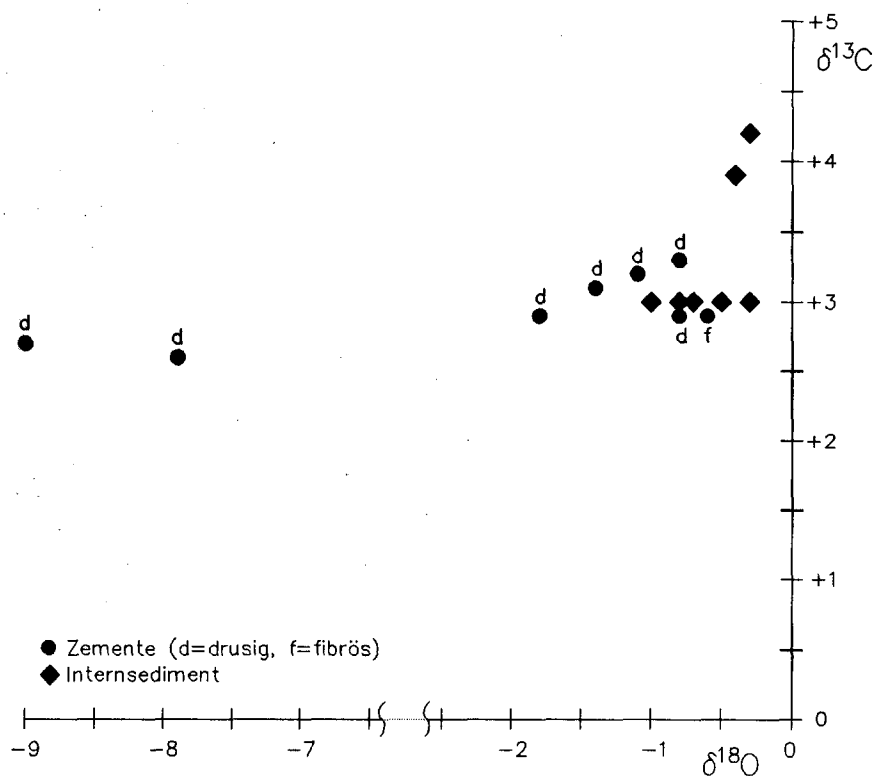


Abb 23: Stabile Isotopen von Zementen und Internsedimenten in Porenräumen (Riffhohlräume und gelöste Korallenäste) im Tropfbruch. Internsedimente und Zemente zeigen typisch marine Werte bei Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopen. Die Sauerstoffwerte sind sehr schwer für ein normalmarines Milieu, wie es im Adnetter Riff sicherlich vorherrschte. Sie könnten auf eine Rekristallisation bei niedrigen Temperaturen (<25°C) zurückgehen, z.B. in kaltem Tiefenwasser, oder die Zementation/Internsedimentation erfolgte erst nach dem Drowning im tieferen Wasser. Die Blockzemente zeigen einen Trend zu leichteren Sauerstoffwerten mit einem Extremwert von -9‰ bei kaum veränderten Kohlenstoffwerten. Dies ist am besten durch eine Kristallisation im Burial zu erklären. Die relativ hohen Kohlenstoffwerte der Internsedimente (bis +4‰) deuten möglicherweise auf ein aragonitisches Ausgangssediment, das im geschlossenen System rekristallisierte. Analysen durchgeführt im Labor des Tschechischen Geologischen Dienst, J. Hladikova. Alle Werte in ‰PDB.

Stop 1.2 Fürstenbrunn S Salzburg - „Untersberger Marmor“ im „Kieferbruch“
(H. LOBITZER & M. WAGREICH)

Thema: Slope-Karbonate, Mass- und Debris Flows, initiale Knollenkalkbildung in Verbindung mit Slumping, Dekorstein

Stratigraphie: Gosau Gruppe, Untersberg Formation, Oberturon-Coniac?

Neben den verschiedenen Kalksteinen der Adneter Gruppe (Stop 1.1) stellt der Untersberger „Marmor“ einen sehr verbreiteten Dekorsteintyp des Salzburger Raumes dar, dessen kunst- und kulturgeschichtliche Bedeutung weit über dieses Gebiet hinausgeht (KIESLINGER 1964). Beispiele für die Verwendung des „Untersberger Marmors“ als Bildhauerstein finden sich in Salzburg unter anderem an der Domfassade, am Kapitelbrunnen und am Residenzbrunnen. Eine moderne sedimentologische Analyse geht auf LEISS (1988) zurück, auf dessen Daten auch hier zurückgegriffen wird.

Der zur Zeit einzige aktive Abbau ist der Kiefer-Bruch am Untersberg-Nordabhang unweit von Fürstenbrunn. Das Liegende bildet hier ein Paläokarst-Relief im malmischen Plassenkalk, das von boehmitischen Bauxit bzw. Basalbreccien erfüllt ist. Von LEISS (1988) wurde der Bauxit des Untersberggebietes als ferntransportiertes marines Resediment aufgefaßt; allerdings treten auch in-situ Spaltenfüllungen auf.

Der Kieferbruch zeigt in der liegenden Abbauebene zur Zeit dreidimensionale Aufschlüsse in den stets rekristallisierten Detrituskalken einer Slope- bzw. Slope-Fuß-Entwicklung, wobei - wie Geopetalgefüge vermuten lassen - der ursprüngliche Böschungswinkel wohl 10 - 15° betragen haben dürfte. Der typische Untersberger Marmor ist ein gelber, rötlicher oder weißer, sehr reiner, lithischer Kalkarenit bis Kalkrudit. Die Komponenten des Kalks setzen sich vor allem aus Dachsteinkalk, Plassenkalk und aufgearbeiteten Gosausedimenten zusammen. In den basalen Kalkareniten sind Bauxit- und Erzkörner reichlich vorhanden, die dem liegenden Anteil des Untersberger Marmors ein gesprenkeltes Aussehen („Forellenmarmor“) verleihen. Bereichsweise sind die basalen Kalkarenite von Lebensspuren des Typus *Thalassinoides/Ophiomorpha* durchwühlt. Klasten zeigen Bohrungen von *Lithophaga alpina*. Die wichtigsten Bioklasten sind Rudisten, seltener auch Korallen, Bryozoen, Hydrozoen, koralline Rotalgen sowie Foraminiferen. In ähnlicher stratigraphischer Position findet sich im Lattengebirge ein erhaltenes Hippuritenriff (HÖFLING 1985). An Sedimentstrukturen sind Rinnenbildungen und Scour-and-Fill-Structures zu sehen, die mit (z.t. invers) gradierten Sedimenten von submarinen Schuttströmen gefüllt sind. Komponenten bis über einen Meter Durchmesser (v.a. Plassenkalk) treten auf. Knollenkalkbildungen können wahrscheinlich auf Sedimentkriechen am Hang unter geringem Überlagerungsdruck zurückgeführt werden, wobei oft Grabgänge als Kerne der Knollenbildung auftreten. Gegen das Hangende nimmt die bauxitische Pigmentierung allmählich ab und in den höheren Profilschnitten kann der Untersberger „Marmor“ einen hohen Weißgrad ($\pm 90\%$) erreichen. Im Hangenden geht die Untersberg Formation in graue Mergel des äußeren Schelfs bis oberen Bathyals über (u.a. LEISS 1988).

Die Untersberg Formation wird als kalkiges Transgressionssediment mit Übergängen zu Schuttstrom-dominierten Sedimenten des tieferen Wassers im Bereich einer Steilküste interpretiert. Die Entstehung eines steilen Beckenrandes wird in Zusammenhang mit Pull-Apart-Beckenbildungen im Oberturon bis Santon der Kalkalpen gesehen (WAGREICH & DECKER in Vorb.).

Dienstag 14. Mai 1996

GOSAU
(M. WAGREICH)

Im Gebiet um Gosau (Oberösterreich), Abtenau (Salzburg), Bad Ischl (Oberösterreich) und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg) treten Oberkreidesedimente innerhalb mehrerer tektonischer Einheiten des mittleren Abschnittes der Nördlichen Kalkalpen auf (Abb 24). Die Typlokalität dieser Gosau Gruppe liegt nördlich des Dachsteins. Am Nordrand der zur Dachsteindecke gehörenden Gamsfeldmasse liegt das Gosauvorkommen des Fahrenbergs E Strobl am Wolfgangsee (PLÖCHINGER 1973, 1982). Im Bereich der nördlich gelegenen, tektonisch tieferen Einheiten des Tirolikums sowie auch auf Schollen in Hallstätter Fazies im Bereich W Bad Ischl liegen ebenfalls Gosauablagerungen (PLÖCHINGER 1973; WAGREICH 1992, in Vorb.).

Der Begriff Gosauschichten ("Gosauer Gesteine") geht auf LILL VON LILIENBACH (1830) zurück. Eine erste Übersicht über die Vorkommen gab REUSS (1854), wobei in der Folge vor allem der Fossilreichtum des tieferen Schichtpaketes die Bearbeiter anzog. Die lithostratigraphische Gliederung im Gebiet von Gosau geht auf WEIGEL (1937) zurück (siehe auch KOLLMANN in PLÖCHINGER 1982).

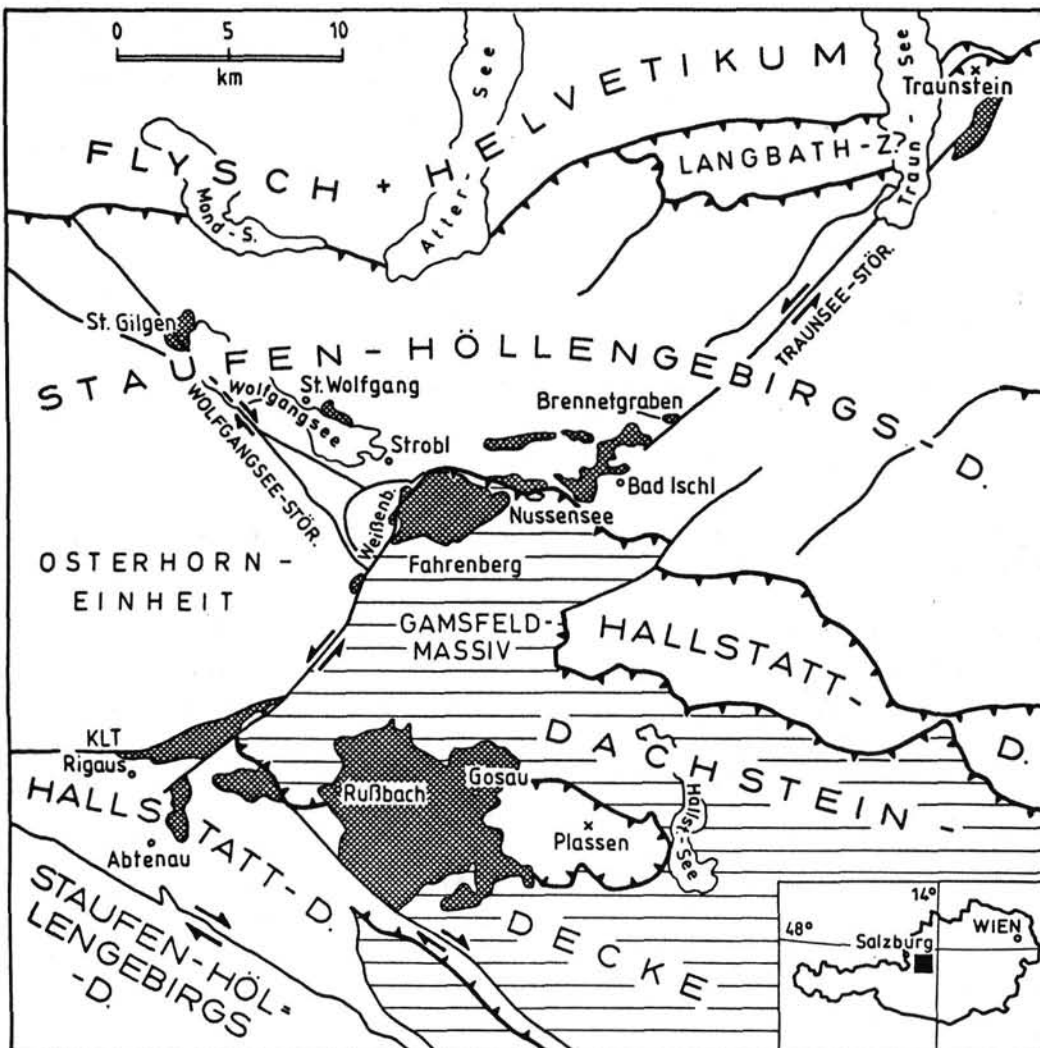


Abb. 24: Tektonische Übersichtskarte des Salzcammerguts modifiziert nach DECKER & JARNIK (1992) und DECKER et al. (1994). Obrkreide-Alttertiär der Gosau Gruppe hervorgehoben.

Neuere geologische Detailkarten finden sich bei PLÖCHINGER (1972: Geologische Karte des Wolfgangseegebietes, 1:25.000", 1982: "Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 95 Sankt Wolfgang"). Eine zusammenfassende Übersicht über die geodynamische und paläogeographische Entwicklung der Gosau Gruppe der Kalkalpen geben WAGREICH & FAUPL (1994; vergl. Abb. 2). Demnach kann ein tieferer Abschnitt, die Untere Gosau Subgruppe (Tiefere Gosau), mit terrestrisch-flachmarinen Sedimenten von einem höheren Abschnitt, der Oberen Gosau Subgruppe (Höhere Gosau), mit tiefmarinen Ablagerungen unterschieden werden.

Die Sedimente der **Tiefere Gosau** (Oberturon - \pm Campan) werden als Ablagerungen in rasch absinkenden Pull-Apart- und Strike-Slip-Becken interpretiert (WAGREICH 1991). An der Basis sind Bauxite bekannt, die eine längere subaerische Erosionsphase im mittleren bis oberen Turon belegen. Die Abfolgen beginnen mit mächtigen alluvialen Serien (Kreuzgraben Formation) und Fan-Delta-Bildungen (Streiteck Formation). Darüber folgen neritische Ablagerungen, v.a. Mergel mit Tempestiten (u.a. Grabenbach Fm., Hochmoos Fm.) In Gosau erreicht diese Abfolge eine Mächtigkeit von knapp 1000 m, wobei rasche Fazies- und Mächtigkeitsänderungen innerhalb weniger Kilometer kennzeichnend sind. Vom Material her sind Chromspinelle in den Schwermineralspektren tyoisch, die sowohl aus dem Norden als auch aus dem Süden angeliefert wurden (POBER & FAUPL 1988), sowie Serpentinfragmente (WAGREICH 1993b).

Nach einer kurzen Uplift- und Erosionsphase folgt diachron ab dem Santon eine rasche Abtiefung in bathyale Bereiche. Diese **Höhere Gosau** zeigt eine kalkalpenweite Abtiefung und einen Ausgleich der kleinräumigen Faziesausbildungen innerhalb der Tieferen Gosau. Im Material überwiegt epi- bis mesometamorpher Schutt aus dem aufsteigenden ostalpinen Kristallin im Süden der Kalkalpen. Diese kalkalpenweite Abtiefung wird auf tektonische Erosion eines Teils des Akkretionskeiles in Folge eines Kollisionsereignisses zurückgeführt (WAGREICH 1993a, 1995; vergl. Abb. 2).

Stop 2.1a Fahrenberg-Forsstraße, Schöffau bei Strobl am Wolfgangsee - Alluviale Konglomerate der Kreuzgraben Formation:

Thema: Sedimentologie alluvialer Schwemmfächer, Schuttströme

Stratigraphie: Gosau Gruppe, Kreuzgraben Formation, Oberturon-Unterconiac?

Die Gosau Gruppe des Fahrenbergs kann in drei lithofazielle Abschnitte geteilt werden: den tieferen Abschnitt bilden bis zu 300 m mächtige rötliche Konglomerate der **Kreuzgraben Formation**, darüber folgen geringmächtige graue Konglomerate und Grobsandsteine der **Streiteck Formation** und gebankte marine Feinsandsteine der **Schmalnau Formation** (WAGREICH, in Vorb.). Das Profil im Gebiet Schöffau an der Fahrenberg-Forsstraße SW Gh. In der Wacht umfaßt den hangenden Teil der Kreuzgraben Formation, der liegende pelitreiche Abschnitt mit einer Mächtigkeit von etwa 150 m ist nur schlecht aufgeschlossen. Die Kreuzgraben Formation am Fahrenberg liegt diskordant auf Dachsteinkalk oder rötlichen Jura-Radiolariten der Dachsteindeckegamsfeldmasse.

Die Kreuzgraben Formation bildet einen Fein-Grob-Fein (**Coarsening-Fining-Upward**) Sedimentationsgroßzyklus (Abb.25), der intern vor allem von asymmetrischen Fein-Grob-Zyklen aufgebaut wird. An der Forststraße ist eine gröber werdende Konglomeratabfolge aufgeschlossen, die mit Blocklagen mit Meter-großen Komponenten abschließt. Über den Blockkonglomeraten folgen gegen hangend zu feiner werdende, geschichtete Konglomerate mit Pelit/Feinsandsteinzwischenlagen.

Die Konglomerate können als Ablagerungen von groben **Braided-Rivers** des Scott-Typs (dominierend Fazies Gm: geschichtete, korngestützte Konglomerate ohne Pelitmatrix, mit

Komponenteneinregelungen und grober, schlecht ausgebildeter Horizontalschichtung), **nicht-koheiven, matrixarmen Schuttströmen bis Grain-flows und Schichtfluten** (Fazies A, C: chaotische bis invers gradierte, pelitarme Konglomerate) und **koheiven Schutt- bzw. Schlammströmen** (Fazies B: weitgehend unregelte, schwach invers bis aufrecht gradierte Konglomerate bis Blockkonglomerate, sowohl klast- als auch matrixgestützt) interpretiert werden.

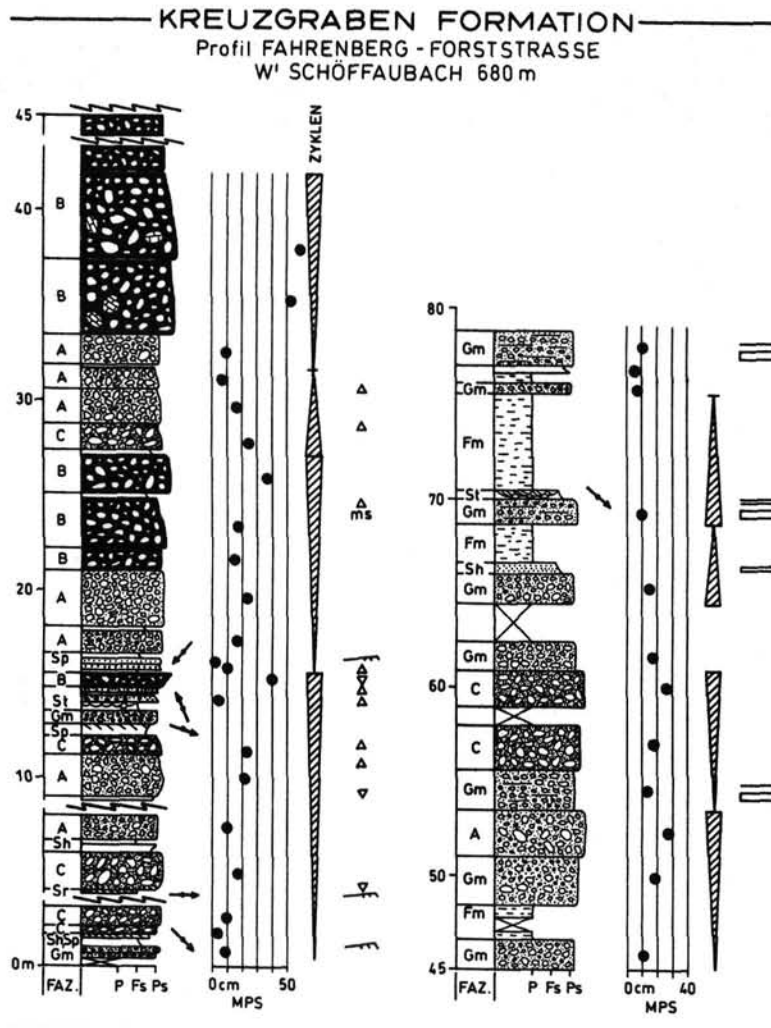


Abb. 25: Kreuzgraben Formation, Fahrenberg-Forststraße, Schöffau bei Strobl. Coarsening-Fining-Upward Zyklus. MPS = mittlerer Korndurchmesser der 10 größten Komponenten. Schuttströme mit Pelitmatrix (Fazies B, C) dominieren bis zu mächtiger Blocklage.

Innerhalb der Schuttstromfazies des Coarsening-Upward-Zyklus ergeben sich sehr gute Korrelationen der Bankmächtigkeiten mit der größten transportierten Korngröße (Kompetenz) einzelner Bänke (Abb.26; **MPS-BTh-Diagramm** nach NEMEC & STEEL 1984), ein typisches Merkmal subaerischer Schuttstrome. Der Einstichpunkt der Korrelationsgeraden über dem Nullpunkt weist auf das Vorhandensein signifikanter kohesiver Matrixstützung innerhalb zumindest eines Teils dieser Schuttströme hin (NEMEC & STEEL 1984).

Auf Grund der Dominanz von Schuttstrom-Ablagerungen und der durchgehenden Rotfärbung kann der Ablagerungsbereich der Kreuzgraben Formation als **alluvialer Schwemmfächer** bzw. eine alluviale Piedmontfläche klassifiziert werden. Nach WELLS & HARVEY (1987) sind Schuttstrom-dominierte Abfolgen typisch für Schwemmfächer mit relativ kleinen Einzugsgebieten und steilen Strömungsgradienten. Der Coarsening-Upward Großzyklus von Pelit-dominierten distalen zu Schuttstrom-dominierten proximalen Fächerbereichen zeigt die **Progradation** eines oder mehrerer alluvialer Fächer über eine distale Fazies an. Intern wird dieser CU-Großzyklen durch einzelne asymmetrische CU- oder CU-FU-Zyklen von etwa 10 bis 25 m Mächtigkeit aufgebaut, die auf **synsedimentär aktive Beckenrandstörungen** hinweisen.

Der darüber folgende Fining-Upward-Großzyklus mit der Dominanz von groben Braided-Stream-Konglomeraten des Scott-Typs weist auf abnehmende Reliefenergien und zunehmende Beteiligung fluviatiler Transportprozesse hin.

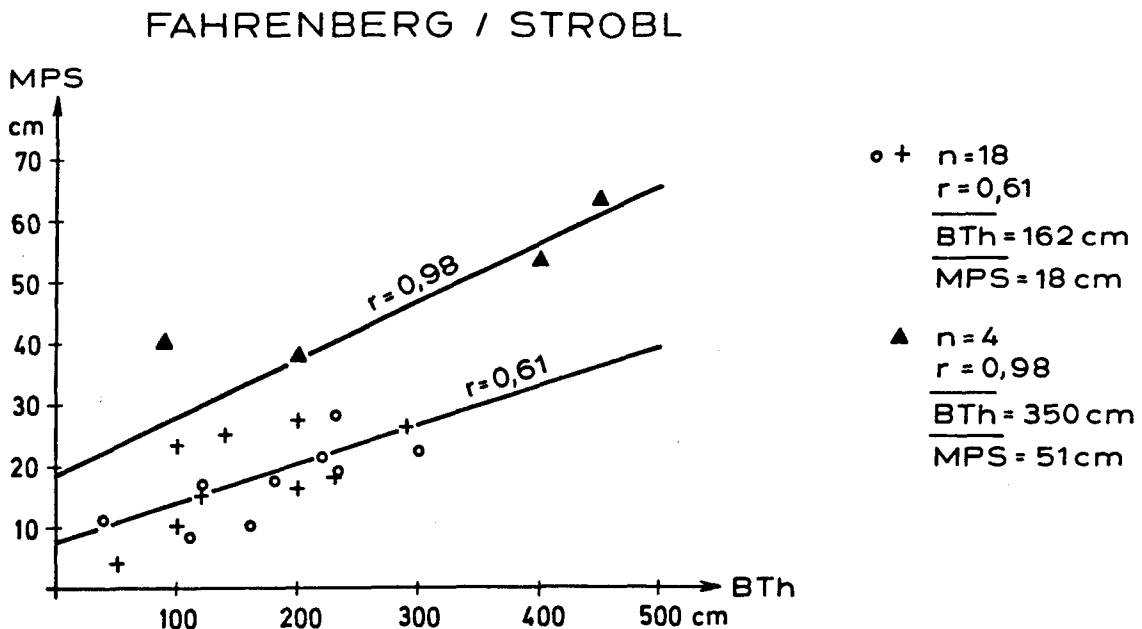


Abb. 26: MPS-BTh-Diagramm (NEMEC & STEEL 1984) der Konglomeratabfolge an der Fahrenberg-Forststraße; Kreuze = komponentengestützte Schuttstromfazies; Dreiecke = Pelitmatrix-gestützte Schuttstromfazies.

Stop 2.1b Fahrenberg-Forsstraße, Schöffau bei Strobl am Wolfgangsee, Schmalnau Formation

Thema: Sturmbeeinflusste Schelf- und Vorstrandsedimentation der Schmalnau Formation, Hummocky-Cross Stratification

Stratigraphie: Gosau Gruppe, Schmalnau Formation, Mittelconiac

In der Schmalnau Formation kann auf Grund von Ammoniten (*Forresteria* sp.) und Inoceramen (SUMMESBERGER 1985; TRÖGER & SUMMESBERGER 1994) und Nannofossilaten (WAGREICH 1992) Mittelconiac belegt werden. Die bis zu 120 m mächtige Schmalnau Formation setzt sich aus grauen, zumeist Dezimeter-gebankten **Feinsandsteinen** zusammen, die konkordant über Konglomeraten der Kreuzgraben und Streiteck Formationen liegen. Kennzeichnend sind bioturbate Feinsandsteine bis sandig-siltige Mergel und eben bis wellig laminierte Feinsandsteine mit großformatiger **Hummocky Cross-Stratification** oder Wellenrippeln.

Die Schmalnau Formation kann als sturm- bis wellenbeeinflusste **Strand- bis Vorstrandfazies** im Übergang zu einer küstennahen, sturmdominierten Schelffazies interpretiert werden. Das Auftreten von Hummocky Cross-Stratification sowohl des „accretionary“ als auch des „scour and drape“-Typs nach CHEEL & LECKIE (1993) und von swaley cross-stratification“ legt einen proximalen **sturmbeeinflussten inneren Schelf** im Übergangsbereich zum Vorstrand nahe. Für eine Ablagerungstiefe am flachen "inneren" Schelf sprechen auch die miliolidenreichen Foraminiferenfaunen ohne Planktonanteile.

Stop 2.2a Postalmstraße, Rigaus-Abtenau, Gosau Gruppe

Thema: Sequenzgrenze und Abtiefung an der Basis der Oberen Gosau; Ausblick auf Dachstein und Gosaukamm

Stratigraphie: Gosau Gruppe, Hochmoos/Bibereck Formation, Obersanton/Untercampan

Die Grenze der flachmarinen Unteren Gosau Subgruppe zur tiefmarinen Oberen Gosau Subgruppe ist gekennzeichnet durch eine kurze Upliftphase mit subaerischer Erosion, gefolgt von einer schnellen Abtiefung in bathyale Bereiche (500 - 1500 m Wassertiefe nach planktondominierten Foraminiferenfaunen). Im Profil an der Postalmstraße (Abb. 27) ist der hangende Bereich der Hochmoos Fm. durch Konglomerate und Breccien eines marinen Fan-Deltas gekennzeichnet. Am Top weist eine rötlich-gelbe Kruste mit seltenen "exotischen" Komponenten (vergrünte Gabbrogerölle) auf eine kurze subaerische Exposition mit darauffolgender Transgression und Abtiefung innerhalb der hangenden, 3 - 5 m mächtigen mergeligen Bibereck Fm. in bathyale Bereiche. Ausgehend von zentralen Beckenbereichen im Gebiet von Gosau zeigen die Bibereckschichten eine deutliche Onlap-Geometrie an der Sequenzgrenze.

Lit.: WAGREICH 1988; JARNIK 1994

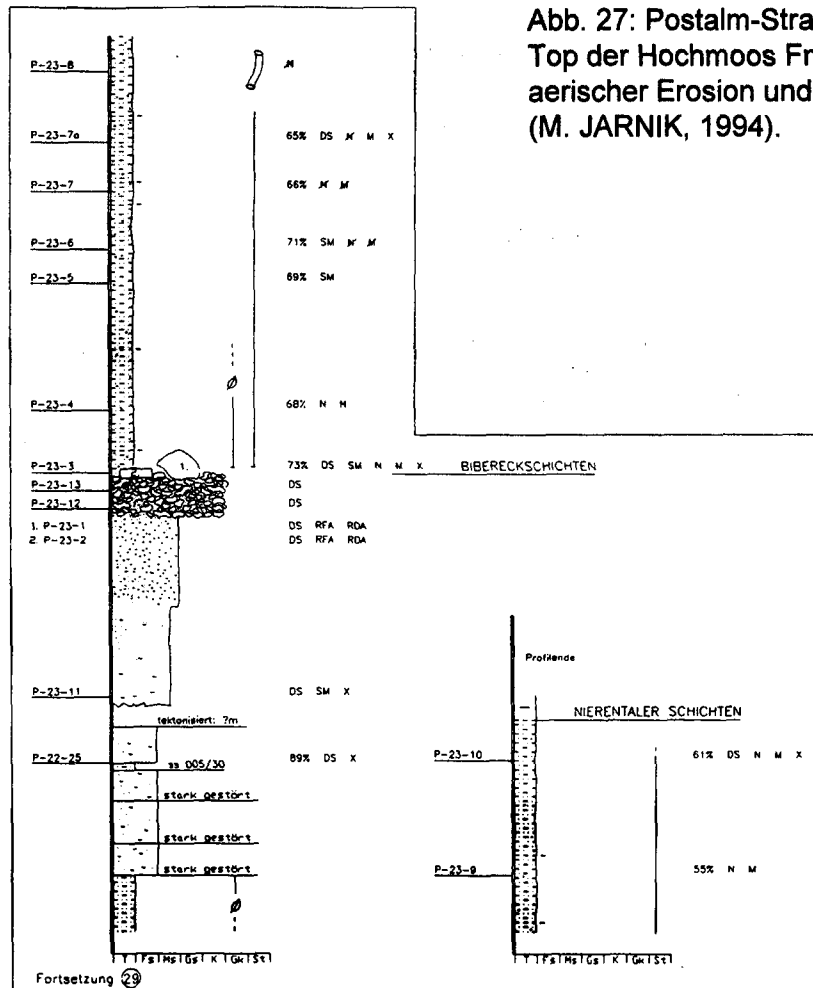


Abb. 27: Postalm-Straße bei Abtenau. Top der Hochmoos Fm. mit sub-aerischer Erosion und Geröllage. (M. JARNIK, 1994).

Stop 2.2b Postalmstraße, Rigaus-Abtenau, Gosau Gruppe, Nierental Formation

Thema: Hemipelagite und Turbidite in rote Kalkmergeln der Nierental Formation

Stratigraphie: Gosau Gruppe, Nierental Formation, mittleres Campan

Die Nierental Formation an der Postalmstraße zeigt eine Abfolge von roten, harten Kalkmergeln zu Kalkmergel-Turbidit-Wechselagerungen. Die roten Kalkmergel im tieferen Teil des Aufschlusses zeigen eine grobe Bankung im ½ m-Bereich. Lagenweise ist Bioturbation häufig. Der Karbonatgehalt liegt zwischen 67 und 80%. Detaillierte Schliffuntersuchungen und Korngrößenstudien zeigen, daß es sich um stark durchwühlte **Hemipelagite** handelt: Der Anteil an Planktonforaminiferen am Sediment liegt über 10%. Keine Korngrößentrends sind nachweisbar. Die durchgehende Rotfärbung läßt auf relativ langsame Sedimentation im tieferen Wasser schließen (Sedimentationsrate ca. 2,6 cm/1000a). Schalenfragmente von Inoceramen werden gegen das Hangende zu häufiger. Im höheren Teil der Abfolge schalten sich mm/cm-dünne, gebleichte Feinsandstein-Silt-Turbiditbänke ein, die in dünne, gradierte Te-Abschnitte übergehen. Dazwischen liegen dicke rote Kalkmergel. Die Sandsteine werden als distale Turbidite interpretiert. Der

proximale Teil des zugehörigen Tiefseefächersystems ist im Gebiet von Gosau aufgeschlossen (Ressen Formation). Er ist durch grobe Rinnensedimentation und hohe Sedimentationsraten gekennzeichnet.

Lit.: WAGREICH 1988; KRENMAYR 1995

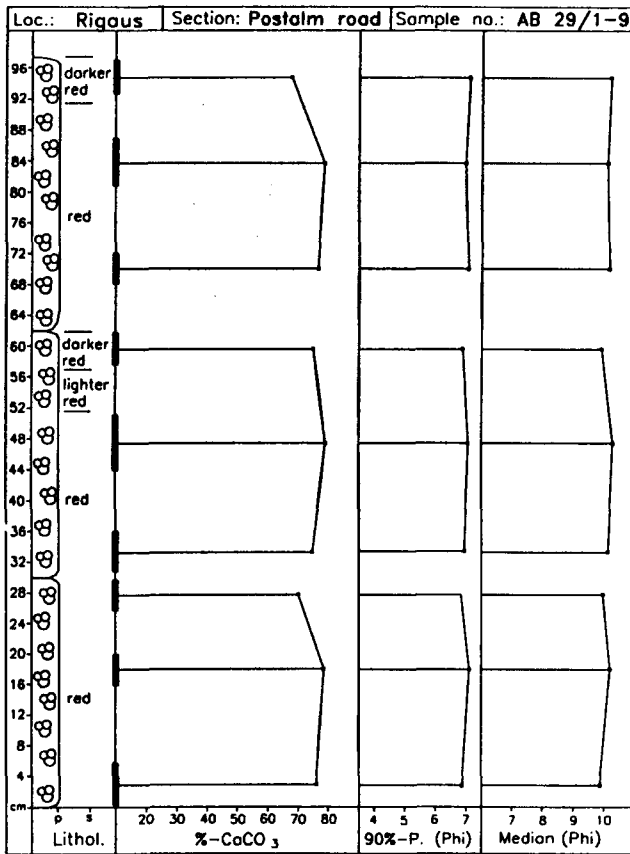


Abb. 28: Postalmstraße, Nierental Fm.; Detailprofil von Karbonatgehalten und Korngrößenuntersuchungen in der roten Hemipelagitfazies. Das Fehlen eindeutiger Korngrößentrends spricht gegen eine Interpretation als Schlamm-turbidite (aus KRENMAYR 1995).

Stop 2.3 Paß Gschütt-Bundesstraße E Rußbach - Streiteck Formation

Thema: Ausblick Richtung NW - Rinnbach-Taborberg-Abschiebung - Beckenrandstörung; Aufschluß Fan-Delta Coarsening-Upward Zyklen, Retrogradierende Abfolge

Stratigraphie: Gosau Gruppe, Streiteck Formation, Coniac

Im Gebiet von Gosau erreicht die Abfolge der Tieferen Gosau (Oberturon - tiefes Unter-campan) eine Mächtigkeit von knapp 1000 m; gegen NW und SE reduziert sich diese Mächtigkeit innerhalb weniger Kilometer auf 30 - 50 m. (Abb. 29). Diese Geometrien werden auf synsedimentär aktive Abschiebung eines **Pull-Apart-Beckens** zurückgeführt (Abb. 30). Eine dieser oberkretazischen Abschiebungen ist am Taborberg erhalten und versetzt Dachsteinkalk der Hangendscholle gegenüber Mitteltriasdolomiten (Ramsau-dolomit). Eine Mindestsprunghöhe von 500 m kann angegeben werden und wird von Oberkreideselementen versiegelt.

Der Aufschluß an der Paß-Gschüttstraße zeigt die **Streiteck Fm.** Im unteren Abschnitt der Streiteck Fm. sind mehrere Mergel-Sandstein-Konglomeratzyklen aufgeschlossen, die als progradierende Fan-Delta Zyklen interpretiert werden (Abb. 31). Die Zyklen beginnen mit marinen Mergeln mit Sturmsandsteinlagen, gefolgt von Sandsteinen mit dünnen Konglomeratlagen des Vorstrandes bis Strandes, und mächtigen Konglomeratbänken, die als marin überarbeitete Mündungsbänke und/oder Strandkonglomerate interpretiert werden. Typisch sind plattige Geröllformen und flach schräggeschichtete Sandsteinlinsen. *Skolithos*- und *Ophiomorpha*-Bauten sind zu finden. Im mittleren Abschnitt ist eine fluviatile Rinne mit Anlagerungsgefügen und einer Schuttstromfüllung aufgeschlossen. Gegen hangend geht diese Abfolge in seichtmarine, bioturbate, sturmbeeinflusste Mergel über.

Die Abfolge bildet einen Transgressive Systems Track mit rückschreitenden Fan-delta Parazyklen. Am Top der Streiteckschichten ist eine maximum flooding surface erhalten.

Lit.: WAGREICH & DECKER in Vorb; WAGREICH 1988, 1989

Stop 2.4 Randgraben NE Rußbach - Untere Gosau Subgruppe

Thema: Tempestite der Hochmooschichten

Stratigraphie: Gosau Gruppe, Hochmoos Formation, Obersanton

Der Randgraben schließt, mit tektonischen Verstärkungen, ein nahezu vollständiges Profil der Unteren Gosau Subgruppe des Gebietes von Gosau auf. Ziel der Exkursion ist der untere Abschnitt der Hochmoos Formation, die einen etwa 80 m mächtigen Coarsening-Upward Zyklus von siltigen Mergeln zu Sandstein-Mergel-Wechselagerungen bis zu sandigen Konglomeraten zeigt. Die Sandsteinbänke weisen einen liegenden Abschnitt mit Schillagen, gefolgt von einem eben laminierten und Hummocky-Cross Stratification zeigenden Feinsandstein-Abschnitt. Bioturbation vom *Ophiomorpha-Thalassinoides*-Typus ist häufig. Die Sandsteinbänke werden als Tempestitlagen eines flachen Schelfs mit Wassertiefen bis maximal 30 m interpretiert. Die Mikrofaunen sind reich an Miliolidae und Ostracoden.

Die Abfolge wird als Übergang vom Transgressive Systems Tract in den Highstand Systems Tract interpretiert. Die Konglomerate am Top der Abfolge markieren die nächste Sequenzgrenze

Lit.: PLÖCHINGER 1983; HÖFLING 1985; WAGREICH 1988

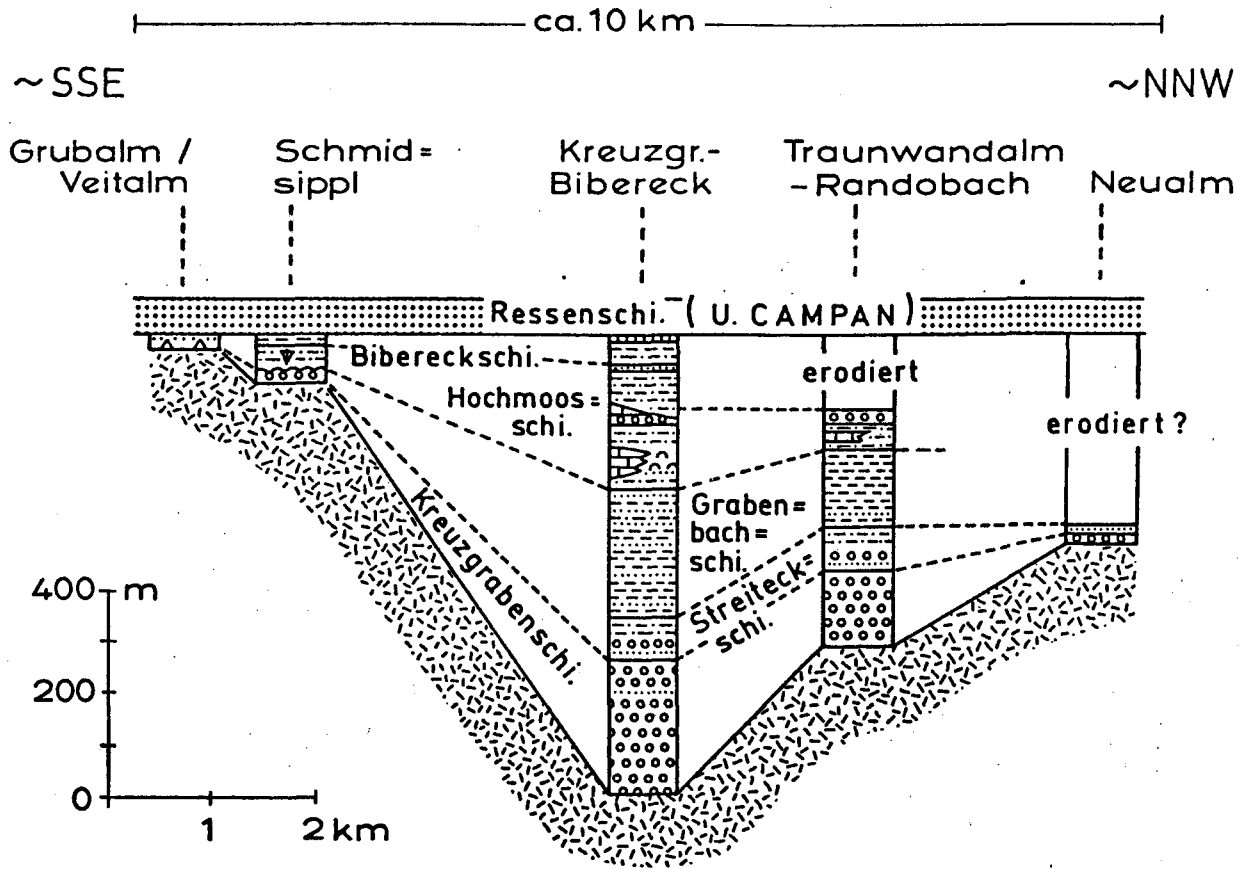


Abb. 29: Rekonstruierter Beckenquerschnitt des Oberkreidebeckens im Gebiet von Gosau-Rußbach. Starke Mächtigkeitsunterschiede weisen auf syndimentär aktive Abschiebungen hin (WAGREICH 1988)

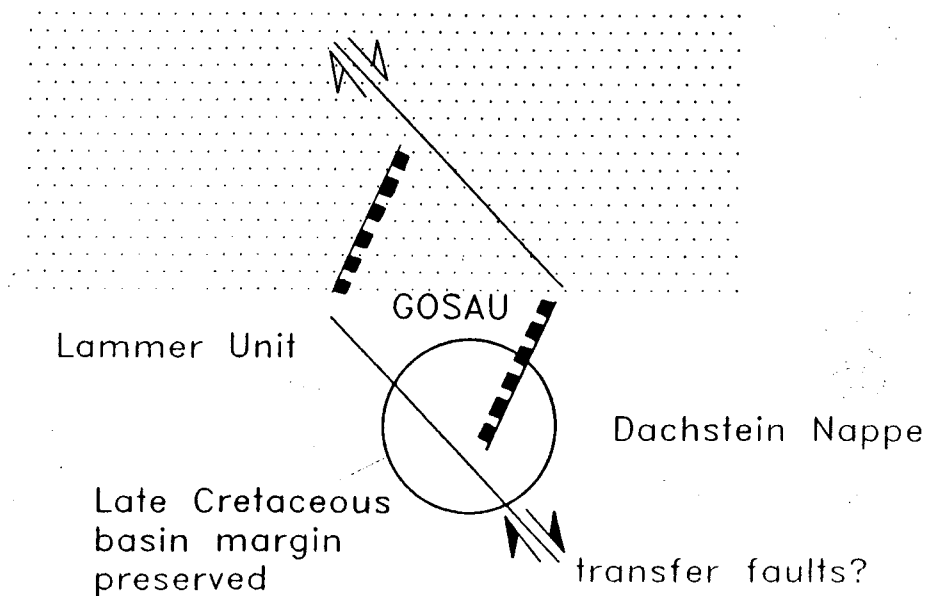


Abb. 30: Pull-Apart-Beckenmodell für die Tiefere Gosau von Gosau-Rußbach. Die Abschiebung im NW entspricht der Brunnbach-Taborberg-Störung

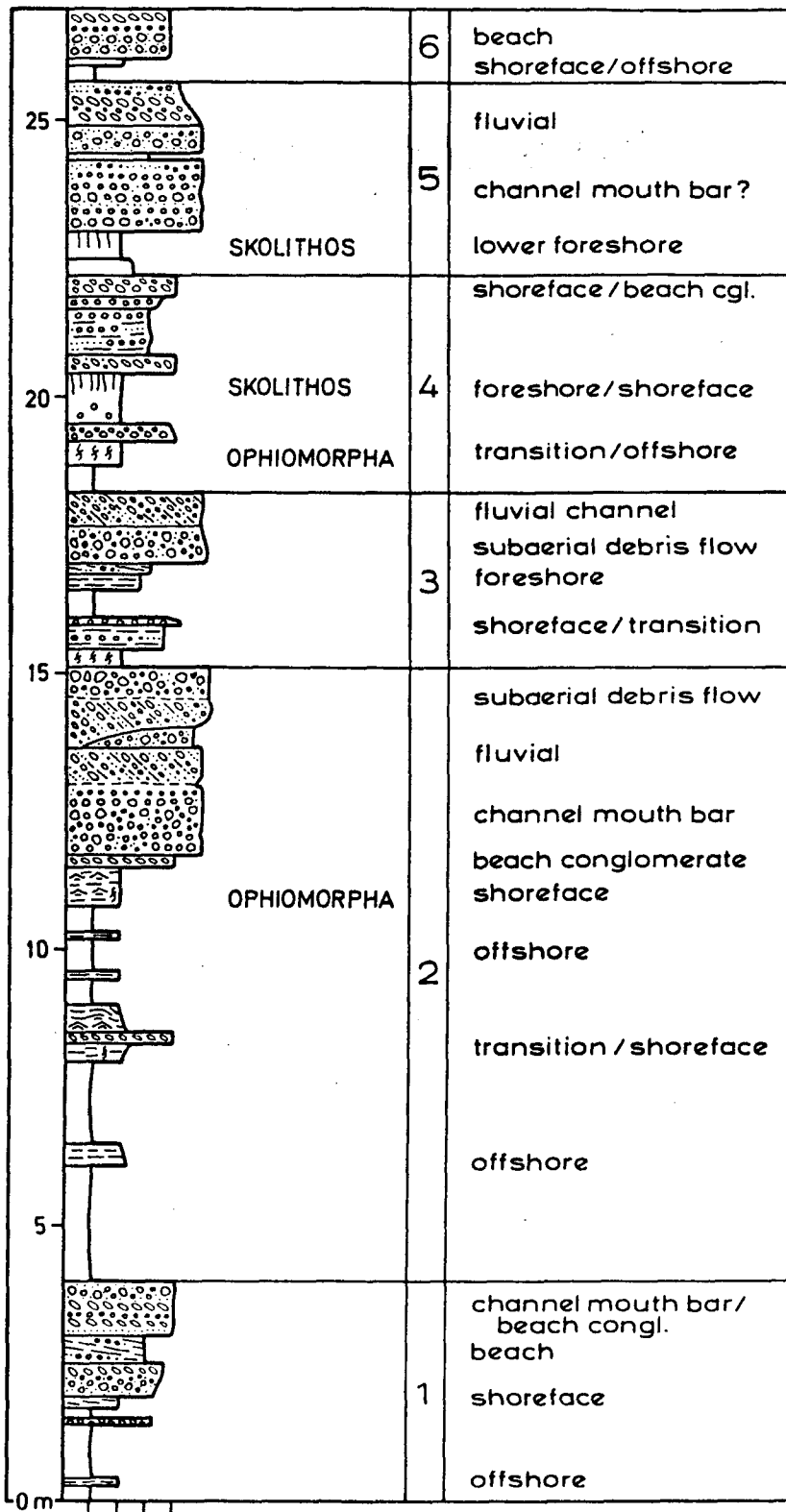


Abb. 31: Profil der Streiteckschichten des Aufschlusses an der Paß Gschütt-Bundes-straße. Coarsening-Upward-Zyklen dominieren (WAGREICH 1989)

Stop 2.5 Gosausee

Thema: Ausblick beim Gosausee; Triasfazies im Bereich Gosaukamm-Dachstein, Nierental Formation der Roten Wand

Der Blick vom Gosausee zum Hohen Dachstein (3004 m nach oberösterreichischen Quellen bzw. 2996 m) ist einer der berühmtesten im Salzkammergut. Geologisch kann man die massige Rifffazies des Dachsteinkalkes (Nor) im Bereich des Gosaukammes von der gebankten Fazies des Dachsteinmassivs unterscheiden.

Trias (L. KRYSZTYN in NAGEL & RABEDER, 1991)

Der in der Umgebung des Gosausees weit verbreitete und fossilreiche Dachsteinriffkalk besteht geographisch aus zwei Blöcken, die durch die NW-SE verlaufende Seefurche getrennt werden. Der Südwestblock wird vom Gosaukamm eingenommen, dessen Fazies und - größtenteils umgelagerte - Fauna schon Gegenstand zahlreicher Untersuchungen war.

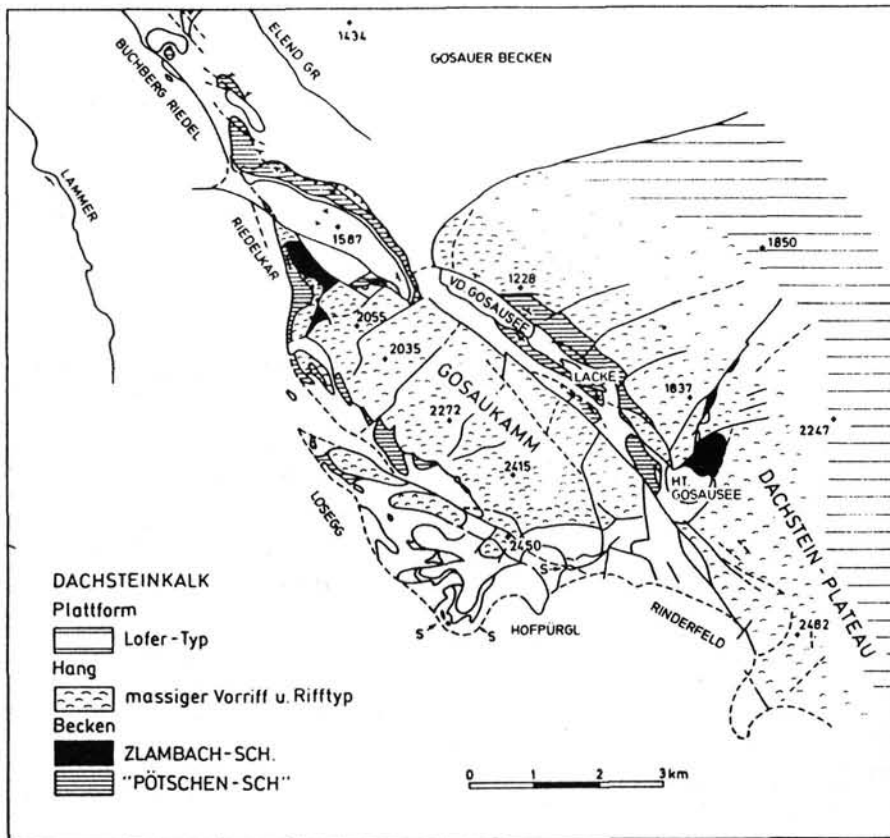


Abb. 32: Fazies der oberen Trias im Gosauseegebiet, modifiziert nach MANDL (1984).

Der Gosaukamm besitzt an seiner bislang untersuchungsmäßig bevorzugten Westflanke aber eine Sonderfazies aus mächtigen, groben Brekzien eines zum Teil kollabierten Plattformrandes, weshalb wir auf ihn hier nicht näher eingehen wollen. Unser Ziel gilt vielmehr dem direkt mit dem Dachsteinmassiv verbundenen Gebiet nördlich der Seefurche, wo einer jener, für die Kalkalpen so seltenen, zusammenhängenden Faziesübergänge von der Lagune ins Becken (Abb. 32) erhalten geblieben ist. Die obernorische Plattform wird von einem, sich mindestens 500 m über das Pötschen-

Becken vorbauenden Hang begrenzt, der aus 20-30° gegen Südwest einfallenden, undeutlichen Klinoformen im Zehnermeter-Bereich besteht. Auf dieser Böschung wachsen weit verbreitet teils einzelne oder auch flächenhaft angereicherte build ups, die mikrofaziell wohl als boundstones anzusprechen, im Detail aber leider unbearbeitet sind, und sich vom typischen Dachsteinriffkalk durch das Zurücktreten der Riffschuttbrekzien unterscheidet. Unter den vielen in situ stehenden Gerüstbildnern dominieren Kalkschwämme und Korallen, die vor allem durch Spongiostromata-Krusten (vgl. WURM 1982) zu größeren Bauten verbacken sind. In den Zwischenräumen (Höhlen) ist feiner, zum Teil geopetal verfüllter Schutt verbreitet.

Nierental Formation (M. WAGREICH & H. KRENMAYR)

Der Blick gegen Norden auf die Rote Wand zeigt die Wechsellagerung hemipelagischer und turbiditischer roter und grauer Sedimente der Nierental Formation (Obercampan-Maastricht-Dan). Nannofossiluntersuchungen (WAGREICH & KRENMAYR 1993) zeigen, daß die intensiv rot gefärbten, hemipelagitreichen Abschnitte in den verschiedenen untersuchten Profil diachron sind. Eine Steuerung der terrigenen Sedimentzufuhr durch eustatische Meeresspiegelstände ist daher auszuschließen. Lokale Faktoren wie turbiditische Rinnenverlagerungen und tektonisch bedingter Sedimenteintrag dürften die bestimmenden Faktoren sein.

Lit.: u.a. KRYSSTYN in NAGEL & RABEDER, 1991; WAGREICH & KRENMAYR, 1993; KRENMAYR in Vorb.

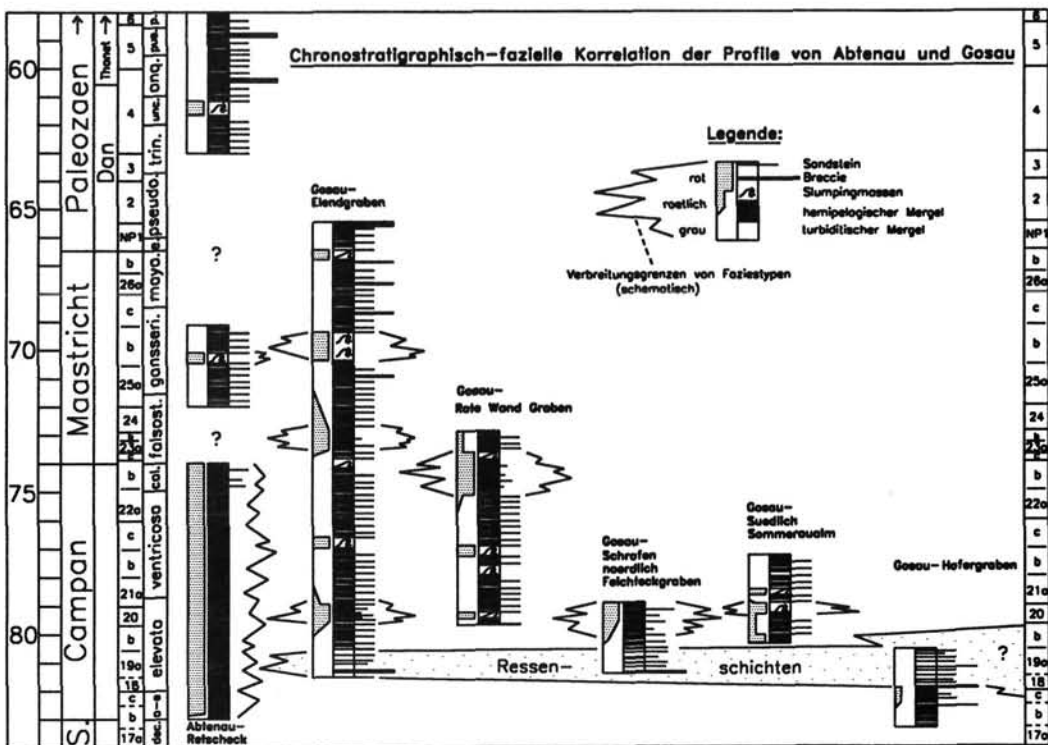


Abb. 33: Fazieskorrelation der Nierental Fm. (Campan-Maastricht) im Gebiet Gosau-Abtenau. Rote Hemipelagitintervalle wie sie in der Roten Wand aufgeschlossen sind, treten diachron auf (KRENMAYR, unveröff.)

Mittwoch, 15. Mai 1996

**Rossfeldschichten bei Berchtesgaden
(M. WAGREICH)**

Die Kreideschichtfolge innerhalb der Roßfeldmulde (Tirolikum) westlich der Salzach beginnt mit den kalkig-mergeligen Schrambachschichten (Valendis). Darüber setzt eine terrigene Abfolge in Form der **Rossfeldschichten** ein. Innerhalb der mergelreichen Unteren Rossfeldschichten (Oberes Valendis-Unteres Hauterive) nimmt der Gehalt an turbiditischen Sandsteinbänken gegen das Hangende zu, wobei eine dünnbankige Sandsteinfazies (klassische Turbidite) von einer dickbankigen Fazies (Rinnenfüllungen, Grain-Flows) unterschieden werden kann (FAUPL & TOLLMANN 1979). In den Schwermineralspektren dieser Sandsteine überwiegt erstmals Chromspinell, daneben treten auch kaersutitische Hornblenden auf. Ihr Liefergebiet wird in einer ophiolithführenden ozeanischen Sutur (Tethys-Vardar-Sutur) im Süden der Kalkalpen vermutet (DECKER et al 1987; POBER & FAUPL 1991). Über ihnen folgen die konglomeratführenden Oberen Rossfeldschichten des Hauterive. Sie sind durch Slumpingphänomene und tiefmarine Debris-Flows gekennzeichnet. Im Gipfelbereich des Rossfeldes lagern aus Süden kommende Hallstätter Deckschollen auf (Schreieralmkalke? des Ahornbüchsenkopfs). Ein Apt-Anteil konnte bisher nur östlich der Salzach gefunden werden (Sandsteine der Grabenwaldschichten innerhalb der Weitenauermulde).

Die Rossfeldschichten können als tiefmarine Rinnen/Hangfazies innerhalb eines durch die Überschiebung höherer kalkalpiner Decken entstandenen **Piggyback Beckens** erklärt werden. Dabei kommt es zu einer Progradation der Grobfazies über eine Beckenebene auf Grund der fortschreitenden Überschiebung. Nach NEUBAUER & SCHWEIGL (1996) deutet der Chemismus der Sandsteine der Rossfeldschichten auf die Beteiligung eines magmatischen Bogens im Liefergebiet.

Stop 3.1a Rossfeld-Panoramastraße - Enzianhütte

Thema: Einführung und Übersicht Rossfeldschichten Abfolge

Stratigraphie: Rossfeld Formation, Unterkreide/Neokom

Stop 3.1b Rossfeld-Panoramastraße Kurve

Thema: Untere Rossfeldschichten Abfolge - dickbankige Sandsteine mit Scherlamination

Stratigraphie: Rossfeld Formation, Unterkreide/Neokom

Die dickbankigen Sandsteine der Unteren Rossfeldschichten zeigen Bankung im Meterbereich. Gradierungen innerhalb der Bänke sind kaum erkennbar. Auffallend ist eine undeutlich ausgebildete, grobe Lamination, die als Scherlamination innerhalb eines laminaren Grain-Flows interpretiert wird. Nach FAUPL & TOLLMANN (1979) entsprechen die Sandsteine dem Bereich der zentralen Tiefseerinne.

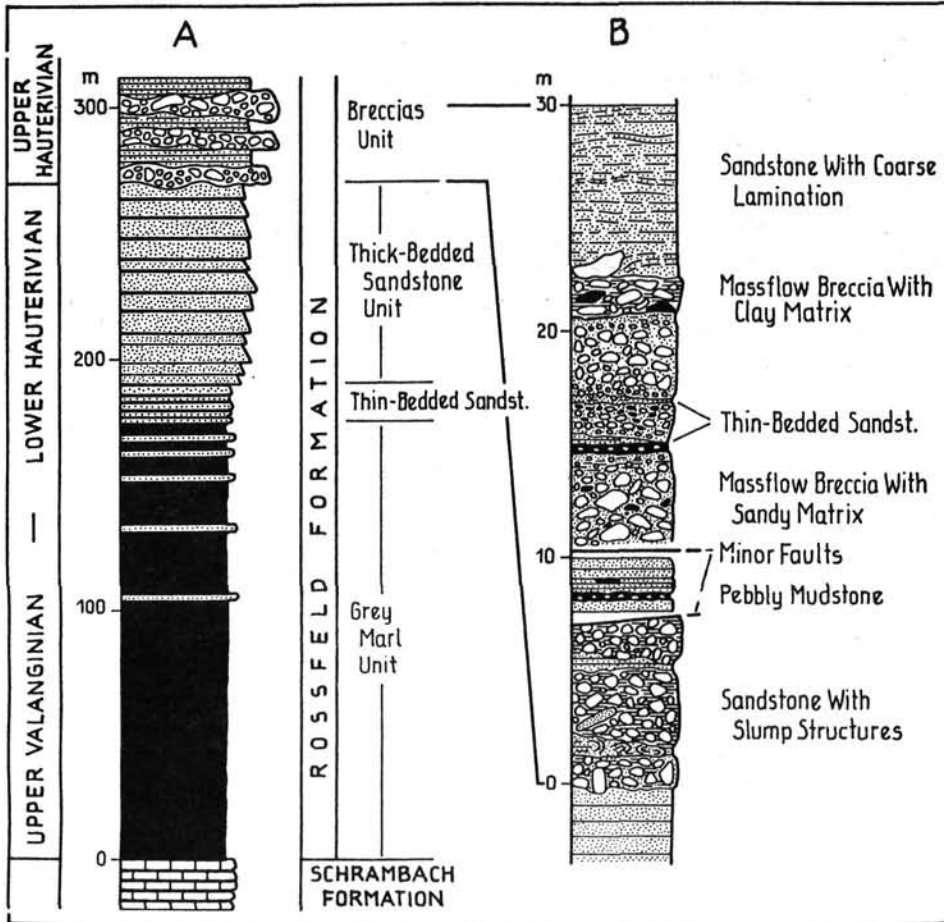


Abb. 34: Schematisches Profil der Rossfeldschichten des Rossfeldes (aus DECKER et al., 1987)

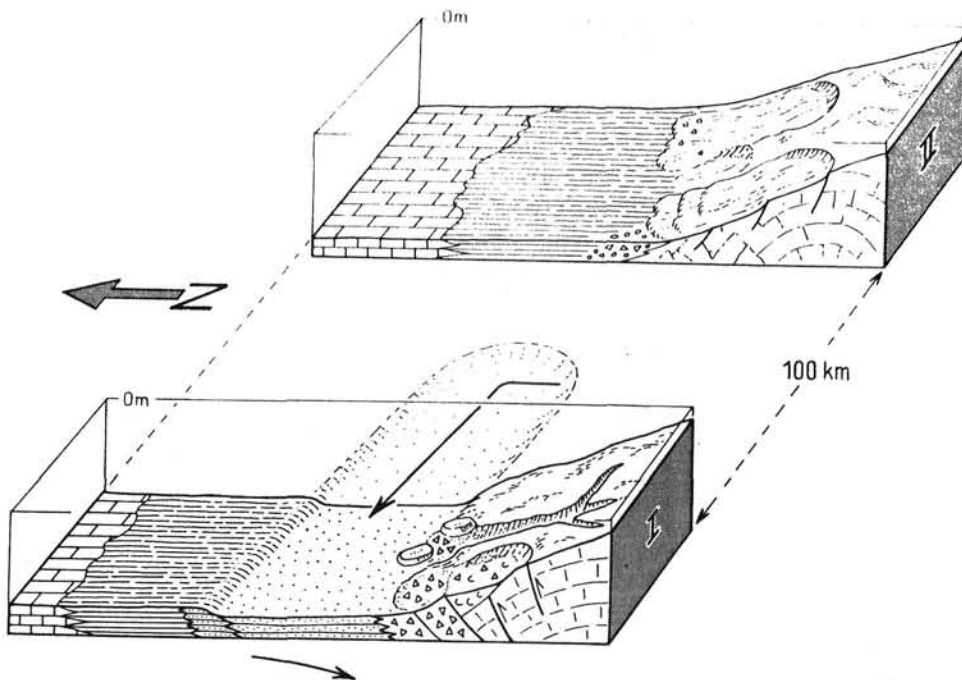


Abb. 35: Ablagerungsmodell der Rossfeldschichten in einem Piggyback-Becken mit einer Tiefwasserrinne und eine Hang.

Stop 3.1c Rossfeld-Panoramastraße Kammprofil (Hahnenkamm)

Thema: Obere Rossfeldschichten, submarine Rutschablagerungen, Schuttströme, Aussichtspunkt Salzachtal - Lammertal

Stratigraphie: Rossfeld Formation, Unterkreide/Neokom

Das Kammprofil der Rossfeldstraße schließt die oberen Partien der Oberen Rossfeldschichten auf. Es handelt sich um dünnbankige und dickbankige Sandsteine mit grober Scherlamination, Breccien mit über 1 m große Komponenten und Slumping-Massen. Die Komponenten der Breccien sind vorwiegend Karbonate des Untergrundes und resedimentierte Sandsteine und Pelite aus den Rossfeldschichten. Die Matrix ist entweder sandig oder pelitisch (zerscherte Pelitkomponenten). Inverse und normale Gradierung treten auf, große Komponenten schwimmen in einer schlecht sortierten Matrix. Amalgamationen von Breccienlagen sind häufig, ebenso kleine Rinnenbildungen. Im mittleren Teil ist eine zerscherte Sandsteinlage zu erkennen, die eine Transportrichtung ca. Gegen N anzeigt. Die Sandsteine zeigen Verkieselungen und Hornsteinlagen (FAUPL & TOLLMANN 1979: Abb. 3). Die Karbonatgehalte liegen bei 55%.

Die Faziesassoziation der Oberen Rossfeldschichten wird als Hangfazies bzw. kleinräumige Tiefseefächer interpretiert. Rinnen- (dicke Sandsteinbänke und Konglomerate) wechseln mit Zwischenrinnenbereichen (bankige Sandsteinfazies).

Literatur:

- BADJUKOV, D.D., LOBITZER, H. & NAZAROV, M.A. (1987): Quartz grains with planar features in Triassic-Jurassic boundary sediments from the Northern Limestone Alps, Austria.- *Lunar Planet. Sci. Lett.*, 18, S. 38
- BERNOULLI, D. & JENKYN, H.C. (1970): A Jurassic Basin: The Glasenbach Gorge, Salzburg, Austria.- *Verh. Geol. B.-A.*, 1970, 504-531, Wien.
- BICE, D.M., NEWTON, C.R., McCAULEY, S., REINERS, P.W. & McROBERTS, C.A. (1992): Shocked Quartz at the Triassic-Jurassic Boundary in Italy.- *Science*, 255, 443-446, Washington.
- BLAU, J. & GRÜN, B. (im Druck): Sedimentologische Beobachtungen im Rot-Grau-Schnöll-Bruch (Hettangium/Sinemurium) von Adnet Österreich). Beschreibung von *Coronipora kristantollmannae* n. sp. (Foraminifera, Involutinina).- *Eclogae geol. Helv.*, Basel.
- BÖHM, F. (1992): Mikrofazies und Ablagerungsmilieu des Lias und Dogger der Nordöstlichen Kalkalpen.- *Erlanger geol. Abh.*, 121, 57-217, Erlangen.
- BÖHM, F. & BRACHER, T.C. (1993): Deep-water Stromatolites and *Frutexites* Maslov from the Early and Middle Jurassic of S-Germany and Austria.- *Facies*, 28, 145-168, Erlangen.
- BÖHM, F., DOMMERGUES, J.-L. & MEISTER, C. (1995): Breccias of the Adnet Formation: indicators of a Mid-Liassic tectonic event in the Northern Calcareous Alps (Salzburg/Austria).- *Geol. Rundsch.*, 84, 272-286, Berlin.
- BÖHM, F., EBLI, O., KRISTYN, L., LOBITZER, H., RAKUS, M., SIBLIK, M. (in Vorb.): Fauna, Sedimentology and Stratigraphy of the Hettangian-Sinemurian (Lower Jurassic) of Adnet (Salzburg, Österreich).- *Abh. Geol. B.-A.*, Wien.
- CHANNELL, J. E. T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & STONER, J. (1992): Paleomagnetism and paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Austria). - *Tectonics*, 11, 792-810.
- CHEEL, R.J. & LECKIE, D.A. (1993): Hummocky cross-stratification. - *Sedimentology Rev.*, 1, 103-122.
- COATES, A.G. & JACKSON, J.B.C. (1987): Clonal growth, algal symbiosis, and reef formation by corals.- *Paleobiol.*, 13, 363-378, Ithaca.
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1987): Synorogenic sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous. - In: *Geodynamics of the Eastern Alps*, ed. by H. W. FLÜGEL & P. FAUPL, Deuticke-Verlag, Wien, 126-141.
- DECKER, K. & JARNIK, M. (1993): Structural analysis of the Late Cretaceous Gosau Group of Rigaus, Fahrenberg and Nussensee (Northern Calcareous Alps, Salzburg - Upper Austria): Tertiary deformation during lateral extrusion illustrated. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 38, 93-106, Wien.
- DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P. (1994): Die miozäne Tektonik der Östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion“ der Zentralalpen. - *Jahrb. geol. B.-A.*, 137, 5-18, Wien.
- DOMMERGUES, J.-L., MEISTER, C. & BÖHM, F. (1995): New data on Austroalpine Liassic ammonites from the Adnet quarries and adjacent areas (Salzburg, Northern Calcareous Alps).- *Jb. Geol. B.-A.*, 138, 161-205, Wien.
- FABRICIUS, F. (1959): Vorschlag zur Umbenennung von "Oberrätkalk" in "Rätolias-Riffkalk" (Nördliche Kalkalpen).- *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1959, 546-549, Stuttgart.
- FAUPL, P., POBER, E., WAGREICH, M. (1987): Facies development of the Gosau Group of the eastern parts of the Northern Calcareous Alps during the Cretaceous and Paleogene. - In: *Geodynamics of the Eastern Alps*, ed. by H. W. FLÜGEL & P. FAUPL, Deuticke-Verlag, Wien, 142-155.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. - *Geol. Rundsch.*, 68, 93-120.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals, and paleogeographic implications. - *Cretaceous Research*, 13, 387-403.
- FLÜGEL, E. (1975): Kalkalgen aus Riffkomplexen der alpin-mediterranen Obertrias.- *Verh. Geol. B.-A.*, 1974, 297-346, Wien.
- FLÜGEL, E. (1981): Paleoecology and Facies of Upper Triassic Reefs in Northern Calcareous Alps.- *SEPM Spec. Publ.*, 30, 291-359, Tulsa.

- FLÜGEL, E. (1994): Pangean shelf carbonates: Control and paleoclimatic significance of Permian and Triassic Reefs.- *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 288, 247-266, Boulder.
- FRISCH, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. - *Tectonophysics*, 60, 121-139.
- GALLET, Y., VANDAMME, D. & KRYSSTYN, L. (1993): Magnetostratigraphy of the Hettangian Langmoos section (Adnet, Austria): evidence for time-delayed phases of magnetization.- *Geophys. J. Int.*, 115, 575-585.
- GARRISON, R.E. & FISCHER, A.G. (1969): Deep-Water Limestones and Radiolarites of the Alpine Jurassic.- *SEPM Spec. Publ.*, 14, 20-56, Tulsa.
- GAWLICK, H.J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1994): Conodont colour alteration indices: Palaeotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps - a general view.- *Geol. Rdsch.*, 83, 660-664, Berlin.
- GOLEBIEWSKI, R. (1990): Facial and Faunistic Changes from Triassic to Jurassic in the Northern Calcareous Alps (Austria).- *Cahiers Univ. Cath. Lyon, Ser. Sci.*, 3, 175-184.
- GOLEBIEWSKI, R. (1991): Becken und Riffe der alpinen Obertrias. Lithostratigraphie und Biofazies der Kössener Formation.- *Exkursionen zur 61. Jahrestagung Paläontol. Ges.*, Eggenburg, 79-119, Eggenburg.
- HALLAM, A. (1967): Sedimentology and Palaeogeographic Significance of Certain Red Limestones and Associated Beds in the Lias of the Alpine Region.- *Scott. J. Geol.*, 3, 195-220, Edinburgh.
- HALLAM, A. (1990): The end-Triassic mass extinction.- in Sharpton, V.L. & Ward, P.D. (eds.), *Global catastrophes in Earth History; An interdisciplinary conference on impacts, volcanism, and mass mortality.*- *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, 247, 577-583.
- HALLAM, A. & GOODFELLOW, W.D. (1990): Facies and Geochemical Evidence Bearing on the End-Triassic Disappearance of the Alpine Reef Ecosystem.- *Historical Biology*, 4, 131-138.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea-Level Change.- *Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ.*, 42, 71-108, Tulsa.
- HLADIKOVA, J., KRISTAN-TOLLMANN, E., RAKUS, M., SIBLIK, M., SZABO, J., SZENTE, I., VÖRÖS, A. & LOBITZER, H. (1994): Bericht 1993 über biostratigraphische, fazielle und isotopengeochemische Untersuchungen in den Adneten Steinbrüchen auf Blatt 94 Hallein.- *Jb. geol. B.-A.*, 137, 553-555, Wien.
- HÖFLING, R. (1985): Faziesverteilung und Fossilvergesellschaftungen im karbonatischen Flachwasser-Milieu der alpinen Oberkreide (Gosau-Formation). - *Münchner Geowiss. Abh.*, A 3, 1-206; München.
- HUBBARD, D.K., MILLER, A.I. & SCATURO, D. (1990): Production and cycling of calcium carbonate in a shelf-edge reef system (St. Croix, U.S. Virgin Islands): applications to the nature of reef systems in the fossil record.- *Journ. Sed. Petrol.*, 60, 335-360, Lawrence.
- HUDSON, J.D. & COLEMAN, M.L. (1978): Submarine cementation of the Scheck Limestone conglomerate (Jurassic, Austria): isotopic evidence.- *N. Jb. Geol. Pal. Mh.*, 1978, 534-544, Stuttgart.
- HUDSON, J.D. & JENKYN, H.C. (1969): Conglomerates in the Adnet Limestones of Adnet (Austria) and the origin of the "Scheck".- *N. Jb. Geol. Pal. Mh.*, 1969, 552-558, Stuttgart.
- JARNIK, M. (1994): Zur Sedimentologie, Stratigraphie und Tektonik der Gosau von Rigaus/Abtenau (Salzburg/Österreich). - *Diplomarb. Form- u. Naturwiss. Fak., Univ. Wien*, 178 S.
- KENTER, J.A. (1990): Carbonate platform flanks: Slope angle and sediment fabric.- *Sedimentology*, 37, 777-794, Oxford.
- KIESLINGER, A. (1964): Die nutzbaren Gesteine Salzburgs.- 436 S., Salzburg (Berglandbuch).
- KINDLE, P.J. (1990): Tektonisch kontrollierte Alterationen und Neubildungen in Prea- und Syn-Rift-Sedimenten der westlichen Nördlichen Kalkalpen.- *Mitt. Geol. Inst. ETH Univ. Zürich, N.F.*, 291, 178 S., Zürich.
- KRENMAYR, H.G. (1996): Hemipelagic and turbiditic mudstone facies associations in the Upper Cretaceous Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Austria). - *Sediment. Geol.*, 101, 149-172.
- KRETSCHMER, F. (1986): Heimatbuch Adnet. Bd. 1, Der Marmor.- 332 S., Adnet.
- KRETSCHMER, F. (1992): Marmor aus Adnet.- 384 S., Adnet.
- KRYSSTYN, L. (1971): Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaussschichten (Aalenium-Oxford) in den Östlichen Nordalpen.- *Verh. Geol. B.-A.*, 1971, 486-509, Wien.

- KUSS, J. (1983): Faziesentwicklung in proximalen Intraplattformbecken: Sedimentation, Palökologie und Geochemie der Kössener Schichten (Obertrias, Nördliche Kalkalpen).- *Facies*, 9, 61-172, Erlangen.
- LEISS, O. (1988): Die Kontrolle des Sedimentationsgeschehens und der Biofazies durch evolutive orogenetische Prozesse in den Nördlichen Kalkalpen am Beispiel von Gosauvorkommen (Coniac-Santon). - *Documenta Naturae*, 43, 95 S., München.
- LILL VON LILIENBACH (1830): Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutungen auf die Karpathen.. - *Leonhard und Bronns Jb.*, Heidelberg.
- LOBITZER, H., BODROGI, I., FILACZ, E., HLADIKOVA, J., KRISTAN-TOLLMANN, E., PIROS, O., RAKUS, M., RONIEWICZ, E., SIBLIK, M., SZABO, J. & VÖRÖS, A. (1994): Mesozoic of Northern Calcareous Alps of Salzburg and Salzkammergut area, Austria.- 4th Int. Symp. Shallow Tethys, Excursion guide, , 44S, Albrechtsberg.
- MANDL, G.W. & ONDREJICKOVA, A. (1993): Über eine triadische Tiefwasserfazies (Radiolarite, Tonschiefer) in den Nördlichen Kalkalpen - ein Vorbericht. - *Jb. Geol. B.-A.*, 134, 309-318.
- MAZZULLO, S.J., Bischoff, W.D. & LOBITZER, H. (1990): Diagenesis of radial fibrous calcites in a subunconformity, shallow-burial setting: Upper Triassic and Liassic, Northern Calcareous Alps, Austria.- *Sedimentology*, 37, 407-425, Oxford.
- MEISTER, C. & BÖHM, F. (1993): Austroalpine Liassic Ammonites from the Adnet Formation (Northern Calcareous Alps).- *Jb. Geol. B.-A.*, 136, 163-211, Wien.
- NAGEL, D. & RABEDER, G. (1991): Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs. - *Exk.führer Österr. Paläont. Ges.*, Wien.
- NEUBAUER, F. (1994): Kontinentkollision in den Ostalpen. - *Geowissenschaften*, 12, 136-140.
- NEUBAUER, F. & SCHWEIGL, J. (1996): Von den Nördlichen Kalkalpen zur Molassezone in der Umgebung von Salzburg. - *Exkursionsführer TSK VI*
- PERESSON, H. (1991): Kinematische Analyse von Störungsflächen und Folgerungen für die Strike-Slip Tektonik an der Wolfgangseestörung (Salzburg). - *Diplomarb. Forml- u. Naturwiss. Fak., Univ. Wien*, 116 S.
- PILLER, W. & LOBITZER, H. (1979): Die obertriassische Karbonatplattform zwischen Steinplatte (Tirol) und Hochkönig (Salzburg).- *Verh. geol. B.-A.*, 1979, 171-180, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1973): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wolfgangseegebietes 1:25.000. - 91 S., Wien (Geol. B.-A.).
- PLÖCHINGER, B. (1982): Erläuterungen zu Blatt 95 Sankt Wolfgang im Salzkammergut. - 74 S., Wien (Geol. B.-A.).
- PLÖCHINGER, B. (1983): Salzburger Kalkalpen.- *Samml. geol. Führer*, 73, 144 S., Berlin (Borntraeger)
- PLÖCHINGER, B. (1990): Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein.- *Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000*, 76 S., Wien (Geol. B.-A.).
- POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromium spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. - *Geol. Rundsch.*, 77, 641-670.
- RAKUS, M., SIBLIK, M. & LOBITZER, H. (1993): Bericht 1992 über fazielle und biostratigraphische Arbeiten in den Adneter Steinbrüchen auf Blatt 94 Hallein.- *Jb. Geol. B.-A.*, 136, 640-641, Wien.
- RATSCHBACHER L., FRISCH, W., LINZER, H.-G. & MERLE, O. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: structural analysis. - *Tectonics* 10: 257-271.
- REUSS, A.E. (1854): Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten der Ostalpen, besonders im Gosauthale und am Wolfgangsee. - *Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, 7, 156 S.
- SATTERLEY, A.K. (1996): Cyclic carbonate sedimentation in the Upper Triassic Dachstein Limestone, Austria: The role of patterns of sediment supply and tectonics in a platform-reef-basins system.- *Journ. Sed. Res.*, B, 66, 307-323, Lawrence.
- SATTERLEY, A.K., MARSHALL, J.D. & FAIRCHILD, I.J. (1994): Diagenesis of an Upper Triassic reef complex, Wilde Kirche, Northern Calcareous Alps, Austria.- *Sedimentology*, 41, 935-950, Oxford.
- SCHÄFER, P. (1979): Fazielle Entwicklung und palökologische Zonierung zweier obertriadischer Riffstrukturen in den nördlichen Kalkalpen (Oberrhät-Riff-Kalke, Salzburg).- *Facies*, 1, 3-245, Erlangen.

- SCHÄFER, P., SENOWBARI-DARYAN, B. (1981): Facies development and paleoecologic zonation of four Upper Triassic Patch-Reefs, Northern Calcareous Alps near Salzburg, Austria.- Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ., 30, 241-259, Tulsa.
- SCHLAGER, W. (1989): Drowning unconformities on carbonate platforms.- Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ., 44, 15-25, Tulsa.
- SCHLAGER, M. & SCHLAGER, W. (1960): Geologische Karte von Adnet und Umgebung 1:10000.- Wien (GBA).
- SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M. (1973): Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps).- Sedimentology, 20, 65-89, Oxford.
- SCHLAGER, W., SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip der stratigraphischen Wenden in der Schichtenfolge der Nördlichen Kalkalpen.- Mitt. Geol. Ges. Wien, 66/67, 165-193, Wien.
- SEDGWICK, A. & MURCHISON, R. (1832): A sketch of the structure of the Eastern Alps. - Geol. Soc. London, Transactions, Ser. 23/2: 301-420.
- SPENGLER, E. (1956): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. Teil II: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen.- Jb. Geol. B.-A., 99, 1-74, Wien.
- STANLEY, G.D. (1988): The History of Early Mesozoic Reef Communities: A Three-Step Process.- Palaios, 3, 170-183, Tulsa.
- STANTON, R.J., FLÜGEL, E. (1995): An accretionary distally steepened ramp at an intrashelf basin margin: an alternative explanation for the Upper Triassic Steinplatte "reef" (Northern Calcareous Alps, Austria).- Sed. Geol., 95, 269-286, Amsterdam.
- SUMMESBERGER, H. (1985): Ammonite zonation of the Gosau Group (Upper Cretaceous, Austria). - Ann. Naturhist. Mus. Wien, 87, 145-166; Wien.
- TRÖGER, K.-A. & SUMMESBERGER, H. (1994): Coniacian and Santonian inoceramid bivalves from the Gosau-Group (Cretaceous, Austria) and their biostratigraphic and paleobiogeographic significance. - Ann. Naturhist. Museum Wien, 96 A, 161-197.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. Bd. II. - Wien (Deuticke).
- VON WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUITT, T.S. & HARDENBOL, J. (1988): An overview about the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. - In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.S.C., POSAMENTIERI, H., ROSS, C.A & VAN WAGONER, J., (Eds.): Sea-level changes - an integrated approach, Soc. Econ. Palaeont. Mineral. Spec. Publ. 42: 39-45, Tulsa.
- WÄCHTER, J. (1987): Jurassische Massflow- und Internbreccien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen.- Bochumer geol. geotechn. Arb., 27, 239p, Bochum.
- WAGREICH, M. (1986): Sedimentologische und stratigraphische Untersuchungen des tieferen Abschnittes der Gosauschichten von Gosau und Rußbach (Oberösterreich-Salzburg). - Unveröff. Diss. Formal.- und Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 253 S., Wien.
- WAGREICH, M. (1988): Sedimentologie und Beckenentwicklung des tieferen Abschnittes (Santon-Untercampan) der Gosauschichtgruppe von Gosau und Russbach (Oberösterreich-Salzburg). - Jb. Geol. B.-A., Bd. 131/4, 663-685.
- WAGREICH, M. (1989): Coarsening-upward fan-delta sequences in the Lower Streiteck Formation (Santonian) of the Gosau Group near Gosau (Upper Austria). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1989/1, 47-64.
- WAGREICH, M. (1991): Subsidenzanalyse an kalkalpinen Oberkreidesequenzen der Gosau-Gruppe (Österreich). - Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1990, 1645-1657, Stuttgart.
- WAGREICH, M. (1992): Correlation of Late Cretaceous calcareous nannofossil zones with ammonite zones and planktonic Foraminifera: the Austrian Gosau sections. - Cretaceous Res., 13, 505-516.
- WAGREICH, M. (1993a): Subcrustal tectonic erosion in orogenic belts - A model for the Late Cretaceous subsidence of the Northern Calcareous Alps (Austria). - Geology, 21, 941-944.
- WAGREICH, M. (1993b): Serpentinreiche Sandsteine als Anzeiger verschwundener Suturzonen am Beispiel der Oberkreide der Nördlichen Kalkalpen (Gosau Gruppe, Österreich). - Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1992, 663-673, Stuttgart.
- WAGREICH, M. (1995): Subduction tectonic erosion and Late Cretaceous subsidence along the northern Austroalpine margin (Eastern Alps, Austria). - Tectonophysics 242: 63-78.

- WAGREICH, M., DECKER, K. & JARNIK, M. (1993): Coniacian-Santonian transtensive basins within the Northern Calcareous Alps (Austria): Sediments, subsidence, structures, and basin modeling. - Terra Abstracts 1993/1, 180 (EUG VII, Strasbourg).
- WAGREICH, M. & FAUPL, P. (1994): Paleogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). - Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 110, 235-254.
- WAGREICH, M. & KRENMAYR, H.-G. (1993): Nannofossil biostratigraphy of the Late Cretaceous Nierental Formation, Northern Calcareous Alps (Bavaria, Austria). - Zitteliana, 20, 67-77.
- WÄHNER, F. (1886): Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias.- Verh. geol. R.-A., 1886, 168-206, Wien.
- WÄHNER, F. (1903): Exkursion nach Adnet und auf den Schafberg.- Führer Geol. R.-A., Exk. 9 Internat. Geol.-Kongr., 4, 1-20, Wien.
- WEIDLICH, O., BERNECKER, M., BÖHM, F. & FLÜGEL, E. (1992): Computergestützte Auswertung von Riff-Assoziationen: Eine neue Methode für vergleichbare Daten.- 144. Hauptversamml. Dtsch. Geol. Ges., Poster-Kurzfassung, Halle.
- WEIDLICH, O., BERNECKER, M. & FLÜGEL, E. (1993): Combined Quantitative Analysis and Microfacies Studies of Ancient Reefs: An Integrated Approach to Upper Permian and Upper Triassic Reef Carbonates (Sultanate of Oman).- Facies, 28, 115-144, Erlangen.
- WEIGEL, O. (1937): Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau. - Jb. geol. B.-A., 87, 11-40, Wien.
- WELLS, S.G. & HARVEY, A.M. (1987): Sedimentologic and geomorphic variations in storm-generated alluvial fans, Howgill Fells, northeast England. - Geol. Soc. America Bull., 98, 182-198, Boulder.
- WENDT, J. (1971): Die Typlokalität der Adneter Schichten (Lias, (tm)sterreich).- Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., 54, 105-116, Budapest.
- ZAPFE, H. (1963): Beiträge zur Paläontologie der nordalpinen Riffe. Zur Kenntnis der Fauna des oberrhätischen Riffkalkes von Adnet, Salzburg (exkl. Riffbildner).- Ann. Naturhist. Mus. Wien, 66, 207-259, Wien.

Anschrift der Autoren:

Florian BÖHM
Institut f. Paläontologie
Lowenichstr. 28, D-91054 Erlangen, Deutschland

Oskar EBLI
Institut f. Paläontologie u. Hist. Geol.
Richard-Wagner-Str. 10, D-80333 München, Deutschland

Jana HLADIKOVA
Czech Geological Survey
Geologicka 6, 15200 Praha 5, Czech Republic

Marion JARNIK
Institut für Geologie
Geozentrum der Universität Wien
Althanstraße 14, A-1090 Wien, Österreich

Hans-Georg KRENMAYR
Geologische Bundesanstalt
Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien, Österreich

Leo KRYSŤYN
Institut für Paläontologie
Geozentrum der Universität Wien
Althanstraße 14, A-1090 Wien, Österreich

Harald LOBITZER
Geologische Bundesanstalt
Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien, Österreich

Michael WAGREICH
Institut für Geologie
Geozentrum der Universität Wien
Althanstraße 14, A-1090 Wien, Österreich

Tafel 1: Foraminiferen aus dem Unterlias von Adnet

- Fig. 1: ? *Nodophthalmidium* sp.
Faziesbereich 3 (Kondensationshorizonte), x 140.
- Fig. 2: *Ammodiscus incertus* (d'Orbigny, 1839)
Faziesbereich 4 (Adnet-Fm.), x 270.
- Fig. 3: *Planiinvoluta carinata* Leischner, 1961
Faziesbereich 2 (Schnöll-Fm.), x 125.
- Fig. 4: *Ophthalmidium leischneri* (Kristan-Tollmann, 1962)
Faziesbereich 3 (Kondensationshorizonte), x
- Fig. 5: *Semiinvoluta violae* BLAU, 1987 b
Faziesbereich 3 (Kondensationshorizonte), x 170.
- Fig. 6: *Semiinvoluta* (?) *bicarinata* BLAU, 1987 b
Faziesbereich 3 (Kondensationshorizonte), x 145.
- Fig. 7, 8: *Coronipora austriaca* (Kristan, 1957)
Faziesbereich 3 (Kondensationshorizonte), x 180.
- Fig. 9-12: *Involutina liassica* (Jones, 1853)
Faziesbereich 3 (Kondensationshorizonte), x 98 (Fig. 9),
x 170 (Fig. 10), x 160 (Fig. 11), x 125 (Fig. 12).
- Fig. 13: *Trocholina turris* Frentzen, 1941
Faziesbereich 3 (Kondensationshorizonte), x 160.
- Fig. 14: *Trocholina umbo* Frentzen, 1941
Faziesbereich 3 (Kondensationshorizonte), x 150.
- Fig. 15: *Bullopore tuberculata* (Sollas, 1877)
Faziesbereich 3 (Kondensationshorizonte), x 150.

