

BERICHTE

1996

Nummer 33



Exkursionsführer

11. Sedimentologentreffen



Geologische Bundesanstalt



Exkursion A1

**Sedimentologie und Beckendynamik
des Wiener Beckens**

Exkursionsführer SEDIMENT'96
11. Sedimentologentreffen, Wien, 1996

Werner E. PILLER, Kurt DECKER & Margit HAAS

41 S., 25 Abb.

Wien, Mai 1996

SEDIMENTOLOGIE UND BECKENDYNAMIK DES WIENER BECKENS

Werner E. PILLER¹⁾, Kurt DECKER²⁾ und Margit HAAS³⁾

¹⁾ Institut für Paläontologie, ²⁾ Institut für Geologie, ³⁾ Institut für Petrologie
Universität Wien, Geozentrum, Althanstr. 14, A-1090 Wien

Einleitung

Das Wiener Becken, zwischen den Ostalpen, den Westkarpaten und dem westlichen Pannonischen Becken gelegen (Abb. 3, 4), ist eines der weltweit am besten dokumentierten großen pull-apart Becken (ROYDEN, 1985; WESSELY, 1988). Die wirtschaftliche Bedeutung des Beckens (siehe unten) und die seit mehr als 60 Jahren andauernde Exploration von Kohlenwasserstoffen hat die stratigraphische, sedimentologische und tektonische Erforschung wesentlich beschleunigt. Dadurch sind Beckengeometrie, Stratigraphie, Fazies und die tektonische Architektur des Beckens gut bekannt (z.B., SEIFERT 1992; BRIX & SCHULZ, 1993). Die Daten beinhalten (zum Teil klassische) stratigraphische und sedimentologische Arbeiten (REUSS, 1847; etc.), tektonische Karten des Beckenuntergrundes und der Basementtiefe (WESSELY et al., 1993), Profile von mehr als tausend Tiefbohrungen und ein dichtes Netz seismischer Schnitte der OMV-AG (WESSELY, 1984, 1988; TOMEK & THON, 1988; SAUER et al., 1992; TOMEK & HALL, 1993). Die Interpretation des Beckens als pull-apart-Struktur wurde zuerst in der Arbeit von ROYDEN (1985) formuliert. Grundlagen dieser Interpretation sind die rhombische Form des Beckens, die Architektur der Störungszonen mit linkstretenden, en-echelon-angeordneten Linksseitenverschiebungen, und die Lage des Beckens an einer großen sinistralen Transferstörung zwischen den Ostalpen und den Westkarpaten. ROYDEN (1985) interpretierte diese Störungen als Grenzblätter, die die unter- und mittelmiozänen Überschiebungen der Westkarpaten mit den bereits blockierten Überschiebungen in den Ostalpen verbinden.

In der folgenden Einleitung werden neue Aspekte der stratigraphischen, faziellen und tektonischen Entwicklung des Wiener Beckens hervorgehoben. Modifizierungen der tektonischen Interpretation von ROYDEN werden durch neue strukturgeologische Daten und durch Ergebnisse der Beckenmodellierung notwendig (DECKER et al., 1994; FODOR, 1995; PERESSON & DECKER, 1996; DECKER & LANKREIJER, in Vorbereitung). Demnach entwickelt sich das Wiener Becken durch drei Hauptphasen: eine frühe piggy-back Phase, die eigentliche pull-apart Phase, und durch eine abschließende Periode der Beckeninversion und der regionalen Hebung (Abb. 4).

Das Wiener Becken war in den letzten Jahren mehrmals Ziel von Exkursionen im Rahmen verschiedener erdwissenschaftlicher Tagungen, was zum Entstehen diverser Exkursionsführer führte (z. B. PILLER & KLEEMANN, 1991; PILLER & VAVRA, 1991; SAUER et al., 1992; PILLER, 1993). Die vorliegenden Ausführungen duplizieren naturgemäß einen Teil dieser Darstellungen, insbesondere jene eher allgemeiner Natur. Diese hohe Exkursionsfrequenz zeigt aber auch das große geologische Interesse am Wiener Becken, das sich, wie bei anderen große Tertiärbecken Europas (z. B. Pariser, Londoner, Mainzer Becken), bereits in frühen Arbeiten widerspiegelte (z. B. STÜTZ, 1807; PREVOST, 1820; SUESS, 1885). Das breitgestreute Spektrum von Themen, die im Wiener Becken vorgeführt werden können, reicht von der Paläontologie zur Tektonik, von der Sedimentologie zur Stratigraphie und, hinsichtlich der Nutzung natürlicher Rohstoffe, vom Thermalwasser bis zum Erdöl.

1. Die geographische Lage des Wiener Beckens

Das südwest-nordost-streichende, rhombenförmige Wiener Becken ist ca. 200 km lang und bis zu 60 km breit. Als südlichster Punkt kann der Ort Gloggnitz in Niederösterreich angesehen werden, im Nordosten reicht es bis Napajedl in Tschechien. Der Westrand des südlichen Beckens wird durch die alpinen Einheiten der Grauwackenzone, der diversen Decken der Nördlichen Kalkalpen und der Flyschzone gebildet. Nördlich der Donau fungiert vor allem die Waschbergzone als westliche Begrenzung. Den Ostrand markieren (von S nach N) das Rosaliengebirge, das Leithagebirge, die Hainburger Berge und die Kleinen Karpaten. Die vier Hügelketten werden von ostalpinem Kristallin, zum Teil mit auflagernden mesozoischen Sedimenten, gebildet. Im Bereich der Wiener Neustädter Pforte ist das Wiener Becken mit der Eisenstädter Bucht, über die Hainburger Pforte mit der Ungarischen Tiefebene verbunden. Die Eisenstädter Bucht mit ihrer direkten Verbindung zum Wiener Becken zeigt eine, dem Wiener Becken sehr ähnliche Entwicklung und wird deshalb als Teilbecken des letzteren betrachtet. Sie hat etwa dreieckige Form, wird im Norden durch das Leithagebirge, im Osten durch den Ruster Höhenzug, im Westen durch das Rosaliengebirge und im Süden durch den Brennbegrenzt. Ihre maximale Ausdehnung beträgt etwa 20 x 20 km.

Östlich des Ruster Höhenzuges breitet sich die Kleine Ungarische Tiefebene aus, die so wie das Wiener Becken und die Eisenstädter Bucht, aber auch das Steirische Becken, Teil des Pannonischen Beckensystems ist (vgl. ROYDEN & HORVATH, 1988). Die Entwicklung dieser Teilbecken des Pannonischen Beckensystems ist mit der des Wiener Beckens jedoch nicht vergleichbar.

2. Stratigraphie und Faziesentwicklung

Das Wiener Becken repräsentiert einen Teil der Paratethys, die sich gemeinsam mit dem Mediterran aus der Tethys entwickelt hat (RÖGL & STEININGER, 1983). Der Beginn des Sedimentationszyklus im Wiener Becken wird in das Karpatium gelegt, ältere basale Sedimente (Eggenburgium/Ottnangium) im nördlichen Teil des Wiener Beckens werden einem piggy-back oder Vorlandbecken („Molassezyklus“) zugeordnet (STEININGER et al., 1986, p. 295). Durch die vom Mittelmeer isolierte Position hat die Paratethys eine unabhängige Entwicklung durchlaufen, die auch in der Etablierung einer eigenständigen biostratigraphischen Stufengliederung ihren Niederschlag gefunden hat (Abb. 1, 2) (RÖGL & STEININGER, 1983; SENES & STEININGER, 1985; STEININGER et al., 1988; BALDI, 1989; STEININGER et al., 1990).

Die Störungsgeometrie innerhalb des Beckens und die sigmoidale Form der Störungen (Abb. 4) sind die deutlichsten Belege der Entstehung als pull-apart Becken an einer nordost-streichenden sinistralen Störung (ROYDEN, 1988; WESSELY, 1988). Der Beginn der pull-apart Bildung ist in das Karpatium zu datieren (STEININGER et al., 1986; SEIFERT, 1992). Die Sedimentation ist zunächst auf den Beckenteil nördlich der Donau beschränkt. Der Spannberger Rücken als morphologische Hochzone (Abb. 2) trennt die beiden Beckenteile und die Sedimentation greift erst im Badenium auf den südlichen Teil über, womit die endgültige Form des Beckens erreicht wird. Die unterschiedlichen Störungen erzeugen ein komplexes System aus Horsten und Gräben, die eine starke Strukturierung des Beckens bewirken. Besonders auffällig ist dies an seinem Westrand, wo randliche Hochschollen entlang von Hauptbruchlinien von den ostwärts gelegenen Tiefschollen getrennt werden. Im nördlichen Wiener Becken wird die Mistelbacher Hochscholle durch den Steinbergbruch von der östlichen Tiefscholle getrennt, im südlichen Becken wird im Stadtbereich von Wien die Mödlinger Hochscholle entlang des Leopoldsdorfer Bruches von der östlichen Tiefscholle getrennt. Die ausgeprägte synsedimentäre

Tektonik bewirkt im Zusammenspiel mit dem schnellen Wechsel von Trans- und Regressionsfolgen (RÖGL & STEININGER, 1983) eine komplexe fazielle Differenzierung innerhalb des Beckens. Die faziellen Ausbildungen sind dabei im wesentlichen von der Position zum Festland und von der Lage auf den jeweiligen tektonischen Schollen abhängig.

M.A.	EPOCH	AGE	CENTRAL PARATETHYS STAGES	EASTERN PARATETHYS STAGES	BIOZONES Berggren et al., 1995			
					Planktonic Foraminifera	Calcareous Nannoplankton		
5	PLIOCENE	ZANCLEAN	DACIAN	KIMMERIAN		PL1	NN13	
		MESSINIAN	PONTIAN	PONTIAN		M14	NN12	
10	Late MIOCENE	TORTONIAN	PANNONIAN	MAEOTIAN		M13	b	NN11
							a	NN10
		SERRAVALLIAN	SARMATIAN	SAR- MATIAN	Khersonian Bess- arabian Volhynian	M12	NN9b	
						M11- M8	NN9a/8	
15	Middle MIOCENE	LANGHIAN	BADENIAN	Konkian Karaganian Tshokrakian	M7	NN7		
					M6	NN6		
		BURDIGALIAN	KARPATIAN	KOTSAKHURIAN	M5	NN5		
OTTNANGIAN	M4				NN4			
20	Early MIOCENE	EGGENBURGIAN	SAKARAU LIAN	M3	NN3			
					M2	NN2		
		AQUITANIAN	EGERIAN	CAUCASIAN	M1	b	NN1	
23.8					a			

Abb. 1: Chronostratigraphie und marine Biochronologie des Miozäns (nach RÖGL et al., in Vorb.)

Die Sedimentation der pull-apart Beckenphase beginnt im Karpatium und Unterbadanium mit hauptsächlich klastischen Sedimenten, die häufig fluviatile Fazies zeigen. Stellenweise sind auch Lignitbildungen bekannt (STEININGER et al., 1989). Eine vollmarine Entwicklung im gesamten Becken stellt sich erst in der Lageniden Zone des Unterbadanium ein. Innerhalb des Badanium wird gleichzeitig auch der Höhepunkt der faziellen Differenzierung erreicht und neben der Vielfalt klastischer Bildungen werden auch Karbonatsedimente abgelagert. Mit dem Sarmatium beginnt bereits wieder eine Reduktion in der Salinität, die schließlich zum Aussüßen im Pannonium und zur nachfolgender Verlandung im Pontium führt (Abb. 2). Durch die extreme Nähe des Beckens zum Liefergebiet der klastischen Sedimente kommt es trotz der starken tektonischen Absenkung des Beckenbodens zu dessen relativ rascher Auffüllung und zu einer zeitlichen Limitierung dieses Beckenzyklus auf das Mittelmiozän.

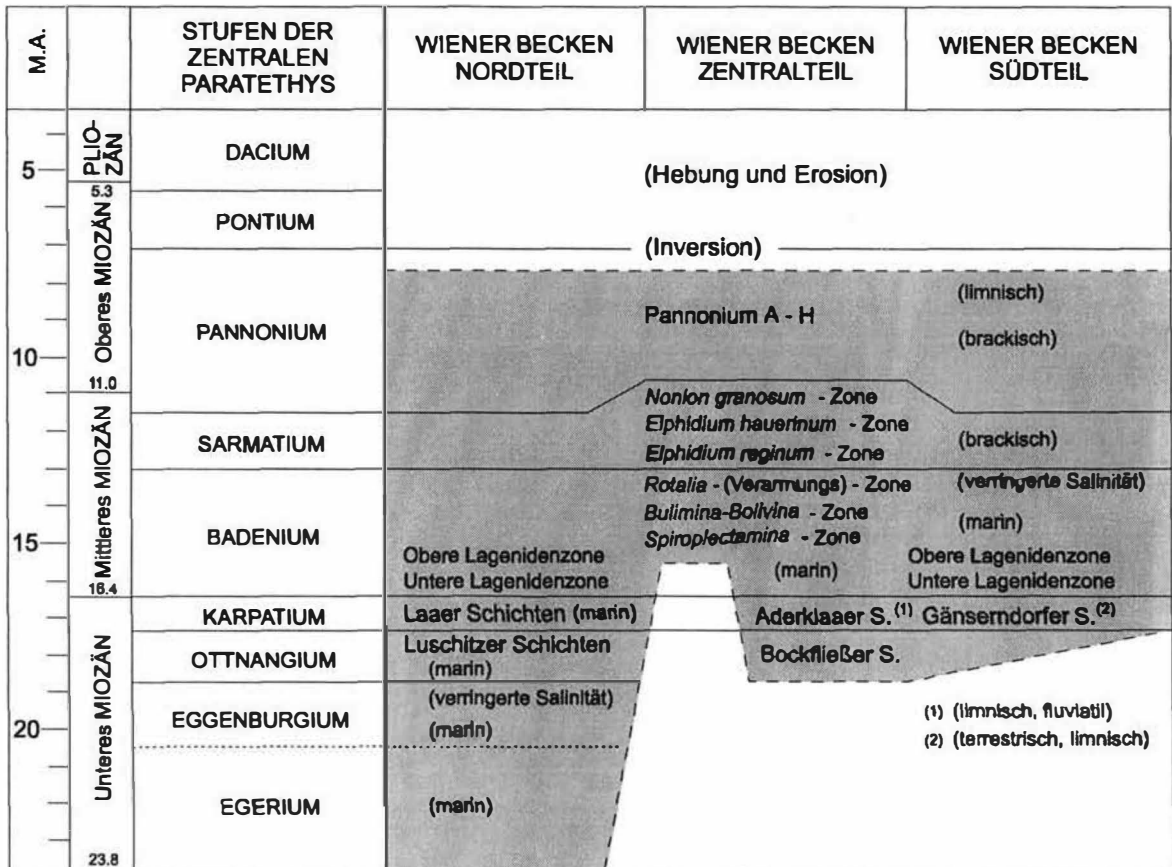


Abb. 2: Faziesentwicklung und Stratigraphie im Wiener Becken, mit schematisierter Darstellung des Spannberger Rückens im Zentralteil (nach WESSELY, 1988, verändert).

Karpatium

Die Entwicklung des pull-apart Beckens beginnt im Karpatium mit der Ablagerung klastischer Sedimente (SAUER et al., 1992). Im südlichen Wiener Becken entwickelt sich ein fluviatil-deltaisches System, das sich mit einem limnisch-deltaischen Bereich im mittleren Abschnitt des Beckens (Aderklaa Formation) und mit marinen Abfolgen im nördlichen Beckenteil verzahnt. Das nordöstliche Becken wird von zwei, nach Norden schüttenden Deltas aufgefüllt. Der Übergang vom unteren zum mittleren Miozän wird schließlich durch eine markante Regression und durch die Ablagerungen fluviatiler Serien (Aderklaaer Konglomerat) markiert.

Badenium

Während dieser Stufe erreicht die marine Faziesentwicklung innerhalb des Beckens ihren Höhepunkt.

Die **Randfazies** kann in siliziklastische und Karbonatsedimente gegliedert werden, die beide ihrerseits eine reiche Faziesdifferenzierung erkennen lassen.

Unter den klastischen Bildungen sind vor allem das Badener bzw. Vöslauer Konglomerat zu nennen, das in küstennahen Bereichen durch fluviatilen Antransport abgelagert wird. Seine Zusammensetzung spiegelt durch das Vorhandensein von hauptsächlich kalkalpinen Komponenten und auch Flyschgesteinen das nahe gelegene Hinterland wider. Ein gutes Beispiel dieser Konglomerate ist am Austritt des Helenentals aus den Kalkalpen (westlich von Baden), zu beobachten (vgl. Stop 1). Neben diesen Grobklastika wurden

auch feiner klastische Sedimente abgelagert, von denen die Gainfarner Sande durch ihre reiche Fossilführung und deren exzellente Erhaltung die bekanntesten sind.

Neben diesen klastischen Sedimenten kommt vor allem der karbonatischen Fazies im Badenium besondere Bedeutung zu. Sie ist bereits seit der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts als Leithakalk bekannt (KEFERSTEIN, 1828) und auch über das Wiener Becken hinaus als Corallinaceenkalk geläufig. Aufgrund der Häufigkeit der corallinen Rotalgen wurde und wird der Leithakalk immer noch - anachronistisch - als Nulliporen- oder Lithothamnienkalk bezeichnet. Historisch besonders bemerkenswert ist die Tatsache, daß REUSS 1847 die erste fossile coralline Rotalge - *Nullipora ramosissima* - aus dem Leithakalk beschrieben hat (PILLER, 1994). Durch PAPP & STEININGER [in:] PAPP et al. (1978, S. 194 ff.) wurde der Inhalt des Begriffes Leithakalk neu definiert, wobei auch der starken faziellen Differenzierung dieses Schichtgliedes Rechnung getragen und ein Faziostratotyp ausgewählt wurde (Stop 3 und 4). Eine mikrofazielle Gliederung der verschiedenen Karbonatsedimente wurde von DULLO (1983) vorgenommen, der 10 Mikrofaziestypen unterscheiden konnte.

Der Leithakalk ist am Westrand des Wiener Beckens vor allem dort anzutreffen wo der terrigene Eintrag relativ gering war, wie zum Beispiel im Bereich von Wöllersdorf. Seine Hauptverbreitung liegt am Leithagebirge, das während des Badenium durch seine Inselage nur geringer terrigener Sedimentation ausgesetzt war, sowie am ebenfalls isolierten Ruster Höhenzug. Auch die Fortsetzung des Leithagebirges nach Nordosten mit den Hainburger Bergen und den Kleinen Karpaten wird durch eine Bedeckung der kristallinen und mesozoischen Gesteine durch Leithakalk gekennzeichnet.

Die Faziesbereiche des Leithakalkes beinhalten Korallenkalke, die hauptsächlich von verschiedenen Arten von *Porites*, sowie *Tarbellastrea*, *Caulastrea*, *Acanthastrea* und *Stylocora* aufgebaut werden (vgl. PILLER & KLEEMANN, 1991). Die Corallinaceen-dominierten Bereiche, die tatsächlich am weitesten verbreitet sind, können grob in Kalke, die hauptsächlich aus Rhodolithen unterschiedlicher Wuchsform wie taxonomischer Zusammensetzung aufgebaut werden und solche die überwiegend aus Bruchstücken von Ästchen (Maërl-Typ) gebildet werden, unterschieden werden. Daneben können auch Foraminiferen und Bryozoen dominieren. Sie weisen teilweise unterschiedlich hohen terrigenen Anteil auf. Das bereits oben erwähnte Badener (Vöslauer) Konglomerat repräsentiert einen terrigen-karbonatischen Übergangstyp, da die Konglomeratkomponenten häufig einen Überzug von Corallinaceenkrusten zeigen und somit autochthone Karbonatbildung widerspiegeln.

Die **Beckenfazies** wird durch siltig-sandige Mergel- bis Tonsedimente charakterisiert, die als Badener Tegel bezeichnet werden. In diese Mergel sind häufig sandige Lagen zwischengeschaltet, die aus Randbereichen antransportiertes Material repräsentieren. Die Mergel wie die sandigen Zwischenlagen sind sehr fossilreich, sowohl in Hinblick auf Mikro- (Foraminiferen, Ostracoden, Otolithen) als auch Makrofauna (Mollusken, Fischzähne) (PAPP et al., 1978). Beide sind durch ausgezeichnete Erhaltung gekennzeichnet. Die Dokumentation der verschiedenen Faunenelemente begann bereits in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts (d'ORBIGNY, 1846; REUSS, 1849; KARRER, 1861; HÖRNES, 1856, 1870; HÖRNES & AUINGER, 1879). Angaben über die Ablagerungstiefe der Badener Tegel schwanken zwischen 50 - 100 m (PAPP & STEININGER [in:] PAPP et al., 1978, S. 140) bzw. 100 - 200 m (TOLLMANN, 1985, S. 500). Trotz der rapiden Absenkung des Wiener Beckens während des Badenium sind diese relativ geringen Wassertiefen durch die enorme Sedimentationsrate von ca. 1500 m in den zentralen Beckenbereichen leicht zu erklären (WESSELY, 1988, S. 342).

Die generelle stratigraphische Gliederung des Badenium (PAPP et al., 1978; Abb. 2) wird im wesentlichen durch unterschiedliche Assoziationen von Foraminiferen in 4 Assemblage Zonen vorgenommen: Das Untere Badenium wird in die Untere und Obere Lagenidenzone unterteilt, dem Mittleren Badenium entspricht die *Spiroplectamina* Zone und das Obere Badenium wird in die *Bulimina-Bolivina* Zone und die *Rotalia* Zone gegliedert.

Diese Zonenabfolge spiegelt eine Ökostratigraphie wider, die in den zentralen Beckenbereichen gut, in den Randbereichen hingegen weniger gut anwendbar ist. Neben diesen Assoziationen sind vor allem auch planktonische Foraminiferen und verschiedene benthonische Foraminiferengruppen (z.B. Uvigerinidae, Bolivinidae) sowie auch kalkiges Nanoplankton stratigraphisch wertvoll (STEININGER 1977; PAPP, CÍCHA & CTYROCKA, 1978; PAPP et al., 1978; PAPP & SCHMID, 1978; PAPP, 1978; FUCHS & STRADNER, 1977).

Sarmatium

Die im obersten Badenium einsetzende und im Sarmatium auf 30 - 17 ‰ fortschreitende Salinitätsreduktion weist auf die Abschnürung der Zentralen Paratethys von den Weltmeeren hin. Das Sarmatmeer reicht mit seinen westlichen Ausläufern bis in die Gegend von Langenlois in Niederösterreich. Das sedimentologische Spektrum reicht von küstennahen Schottern und Sanden über Kalksandsteine („Atzgersdorfer Stein“) bis zu Tegeln der Beckenfazies und ähnelt grundsätzlich den lithologischen Typen des Badenium. Dazu kommen noch sogenannte „detritäre Leithakalke“, die größtenteils Aufarbeitungen des badenischen Leithakalkes darstellen, teilweise aber auch autochthone Bildungen inkludieren mögen. Die Gesamtmächtigkeit der sarmatischen Sedimente erreicht im Beckeninneren deutlich mehr als 1.000 m.

Der brachyhaline Charakter des Sarmatmeeres bedingt eine artenarme, jedoch individuenreiche Fauna. Stenohaline Organismen fehlen weitgehend, andere Gruppen (Foraminiferen, Bryozoen, Mollusken, etc.) sind nur durch wenige Gattungen vertreten, die zum Teil massenhaft vorkommen (z. B. *Pirenella*, *Cerastoderma*). Die besonders häufigen „Cerithien“ (= *Pirenella*) führten zur Bezeichnung „Cerithien-Schichten“. Im Gegensatz zur diversen Algenflora im Badenium werden von KAMPTNER (1942) nur noch zwei Corallinaceen-Arten aus der Randfazies des Sarmatium angegeben, wo sie zusammen mit der sessilen Foraminifere *Sinzowella caespitosa* (STEINMANN) kleine Biostrome bilden. Daneben sind geringmächtige Serpuliden-Biostrome und Oolithe entwickelt.

Sowohl Makro- als auch Mikrofauna-Assoziationen gestatten eine ökostratigraphische Gliederung des Sarmatium in 5 Zonen (siehe Kasten) (vgl. TOLLMANN, 1985):

Verarmungszone (= oberstes Sarmatium)
Maetra-Schichten (= Mittlere *Nonion granosum* Zone)
 Obere Ervilienschichten (= Untere *Nonion granosum* Zone)
 Untere Ervilienschichten (= *Elphidium hauerinum* Zone)
 Mohrensternschichten (= „Rissoenschichten“) (= *Elphidium reginum* Zone)

Pannonium

Mit dem Übergang zum Pannonium folgt nach einer kurzen Regressionsphase ein erneutes Ansteigen des Wasserspiegels, allerdings auch eine weitere Salinitätsreduktion auf 15 - 5 ‰. Im jüngsten Abschnitt (Pannonium F-H) sind bereits limnisch-fluviatile Faunen kennzeichnend. Darauf folgt die Verlandung und Erosion des Beckens. Die Ablagerungen des Pannonium - durch massenhafte Bivalvenvorkommen auch als „Congerienschichten“ bezeichnet - können im Beckeninneren eine Mächtigkeit von über 1.500 Metern erreichen; sie umfassen vorwiegend Tegel, im Randbereich des Beckens auch Sande und Schotter. Im Pontium (?) kam es vor allem im südlichen Wiener Becken zur Bildung ausgedehnter Lignitflöze (z.B. Zillingdorf), die bereits auf umfangreiche Verlandungserscheinungen hinweisen.

Die stratigraphische Gliederung basiert im wesentlichen auf Entwicklungsreihen der Mollusken *Congeria*, *Melanopsis* und *Cardium* (*Limnocardium*) (PAPP, 1949, 1951, 1953). Wichtig sind auch Reste von Landsäugetieren, die vor allem aus den Schottern

und Sanden des Mistelbacher Schotterkegels bekannt geworden sind, der weite Teile des Weinviertels bedeckt und die Fortsetzung des Hollabrunner Schotterkegels darstellt. Diese Ablagerungen entstammen einem Donauvorläufer, der in der Gegend von Mistelbach in den pannonischen See mündete. Erwähnenswert ist ferner noch das „Rohrbacher Konglomerat“ am SW-Rand des Beckens (W Neunkirchen), das neben Blattfloren vor allem Säugetierfährten (THENIUS, 1967) enthält.

Den Abschluß der Sedimentation bilden im Beckeninern die Blaue und Bunte Serie (Zone F - H), randlich sind es Schotter und Sande, stellenweise auch Süßwassermergel und -kalke (z. B. Eichkogel bei Mödling).

3. Die tektonische Entwicklung des Wiener Beckens

Der tektonische Rahmen

Die Neogenbecken am Ostrand der Alpen liegen auf den „thin-skinned“ überschobenen Deckeneinheiten des alpin-karpatischen Falten- und Überschiebungsgürtels. Im Wiener Becken überlagern klastische und untergeordnet karbonatische Sedimente die silesischen und penninischen Flyschdecken, die mesozoisch-paläozischen austroalpinen Sedimentdecken (Kalkalpen und Grauwackeneinheit), und austroalpine kristalline Grundgebirgseinheiten (WESSELY et al., 1993). Diese Einheiten wurden zwischen dem mittleren Eozän (ca. 47 Ma) und dem unteren Miozän (17 Ma) auf das europäische Vorland überschoben. Das Ende der Überschiebungstektonik östlich und westlich des böhmischen Spornes ist durch das Alter der jüngsten überschobenen Molassesedimente mit Karpatium (17 Ma) datiert (BRIX et al., 1977; WAGNER et al., 1986; POPRAVA & NEMCOC, 1988-1989).

Der stratigraphische Umfang der Serien des Wiener Beckens (Abb. 2) reicht vom Eggenburgium (ca. 20 Ma) bis in das obere Pannonium (>8 Ma). Die frühe Sedimentation im Wiener Becken zwischen Eggenburgium und dem unteren Karpatium (20 bis 17 Ma) überlagert sich daher mit der jüngsten Überschiebungstektonik, die sowohl in den Ostalpen wie auch in den Westkarpaten im Karpatium (ca. 17 Ma) endet. Das untermiozäne, flache piggy-back Becken bedeckt nur den nördlichen Teil des heutigen Wiener Beckens. Die syndimentäre Tektonik des Beckens ist durch die Form des europäischen Vorlandes und durch den „corner effect“ des Böhmischen Spornes sehr komplex (ROYDEN, 1985; FODOR, 1995). Das Blockieren der Überschiebungen westlich des Spornes und die Vorlandbucht östlich davon bewirken eine Aufteilung der Deformation in Überschiebungen und Linksseitenverschiebungen (DECKER & LANCREIJER, in Vorber.).

Nach dem Karpatium (17 Ma) wird die weitere, post-kollisionäre Verkürzung in den Ostalpen nicht mehr durch Überschiebungen, sondern durch das seitliche Ausweichen der zentralen Ostalpen in den pannonischen Raum kompensiert (Abb. 3). Während dieser lateralen Extrusion (ROYDEN et al., 1983; ROYDEN, 1988; RATSCHBACHER et al., 1991) werden keilförmige Fluchtschollen der zentralen Ostalpen zwischen (E)NE-streichenden sinistralen Scherzonen (Salzach-Ennstal-Störung, Mur-Mürz-Störung, Wiener Becken-Störungssystem) und (E)SE-streichenden dextralen Störungen nach Osten bewegt (Abb. 3). Untermiozäne und jüngere Linksseitenbewegungen an der Salzach-Ennstal-Störung und der Mur-Mürz-Störung werden von deformierten Sedimentbecken karpatischen Alters belegt, die an diese Störungen gebunden sind (STEININGER et al., 1989). Das Wiener Becken entwickelt sich in dieser Zeit in ein pull-apart Becken und erhält seine derzeitige Rhombusform (Abb. 4; SEIFERT & WESSELY, 1992). Zwischen Karpatium und Pannonium (ca. 17 bis 8 Ma) erreicht die Subsidenz im Zentrum des Beckens bis zu 5,5 km (WESSELY et al., 1993). Das System von Linksseitenverschiebungen, an das das Becken gebunden ist, erstreckt sich von den zentralen Ostalpen

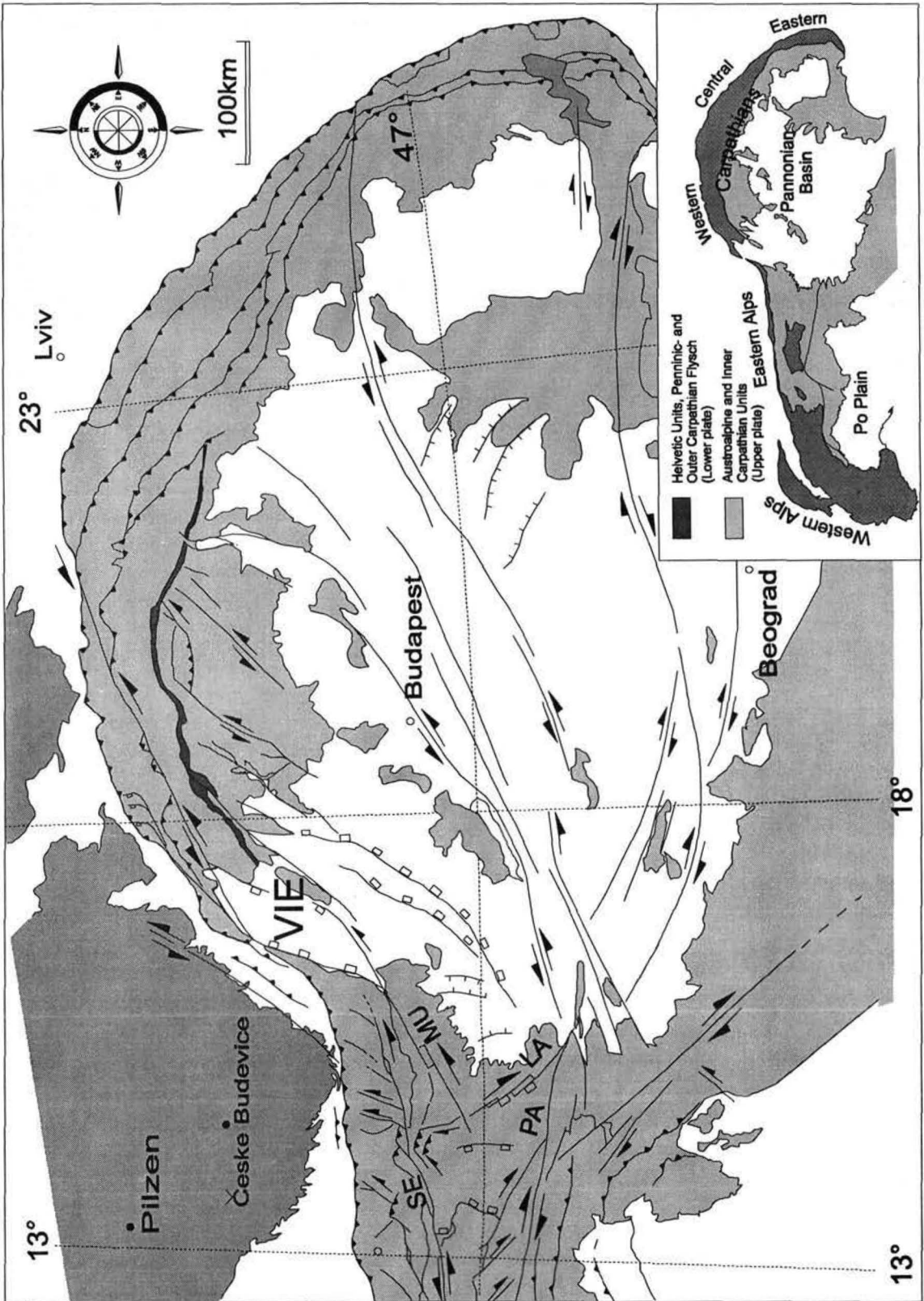


Abb. 3: Die neogene Tektonik an der Verbindung von Alpen, Karpaten und pannonischem Becken. Störungen und Schersinnpfeile illustrieren die Kinematik während der mittelmiozänen lateralen Extrusion der zentralen Ostalpen in den karpatisch-pannonischen Raum. Das Wiener Becken liegt an einer linkstretenden sinistralen Scherzone, die vom Salzachtal-Ennstal- (SE) und Mur-Mürz-Störungssystem (MU) in den Ostalpen in die Westkarpaten verfolgbar ist. Im Süden werden die extrudierenden Fluchtschollen von der der dextralen Periadriatischen Störung (PA) und dem Lavantal-Störungssystem (LA) begrenzt.

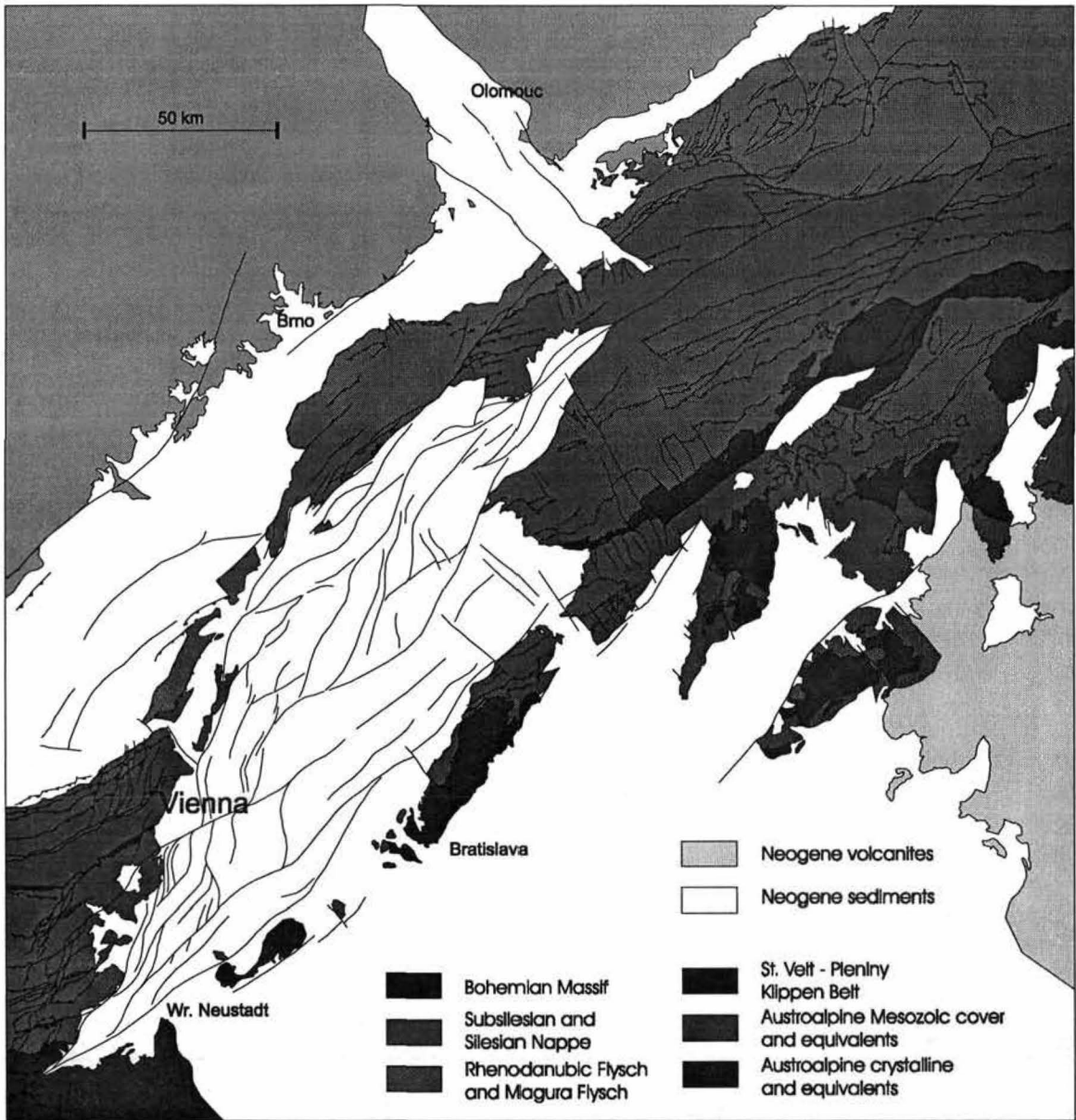


Abb. 4: Tektonische Karte des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete (DECKER & LANKREIJER, in Vorb.). Die Störungsmuster in dem rhombusförmigen Becken werden von links-tretenden, en-echelon-angeordneten sinistralen Blattverschiebungen und verbindenden Abschiebungen dominiert. NE- und NNE-streichende Störungen definieren rhombenförmige divergente Blattverschiebungsduplexe unterschiedlichen Maßstabes. Interpretiert von den geologischen Karten von FUCHS & GRILL (1984), den geologischen Karten 1:200.000 der ehemaligen Tschechoslowakei, und der Untergrundkarte des Wiener Beckens von KRÖLL & WESSELY (1993).

(Mur-Mürz-Störung) in die Flyscheinheiten der Westkarpaten (Abb. 3, 4). Die Schratzenburg-Bulhary-Blattverschiebung durchschneidet NE des Beckens die subsilesische und die silesische Decke der Westkarpaten (ROTH, 1980). Diese Linksseitenverschiebung endet in einem extensional imbricate fan (Abb. 4). Die zweite Hauptstörung NE des Beckens durchschneidet die Magura-Flyschdecke und bildet weiter nordöstlich die Grenze zwischen der Maguradecke und der silesischen Decke. Diese Blattverschiebung dürfte mit einer lateralen Rampenstruktur und mit der Basisüberschiebung der Skole-Decke und der silesischen Decke in den äußeren polnischen Karpaten verbunden sein (Abb. 3; DECKER & PERESSON, 1996).

Die laterale Extrusion und die ostgerichtete Ausweichbewegung von Fluchtschollen zwischen sinistralen und dextralen Scherzonen endet im oberen Miozän (oberes Pannonium, ca. 8 Ma; Abb. 5). Diese kinematische Umstellung wird durch ein Ereignis E-W-gerichteter Kompression erzwungen, das in den Ostalpen und im angrenzenden westkarpatischen und pannonischen Raum dokumentiert wurde (PERESSON & DECKER, 1996). Tektonische Daten zeigen, daß NE-streichende Linksseitenverschiebungen am Beckenrand als dextrale Blattverschiebungen reaktiviert werden. E-W-Kompression beendet damit im Pannonium die Subsidenz des pull-apart Beckens (Abb. 5). Dies wird auch durch das Ende der Sedimentation im Wiener Becken im oberen Pannonium (RÖGL et al., 1993) beendet. Sedimente des Pontium und des Pliozän fehlen im Wiener Becken weitgehend.

Miozäne Tektonik und sedimentäre Beckenentwicklung

In der miozänen tektonischen Entwicklung am Alpenostrand können zusammenfassend drei Phasen unterschieden werden, die jeweils mit einem charakteristischen Abschnitt der sedimentären Beckenentwicklung korrelieren (Abb. 5). Die entsprechenden Abschnitte in der Entwicklung des Wiener Beckens sind: (1) Die Bildung eines piggy-back Beckens während fortgesetzter Überschiebungs- und konvergenter Blattverschiebungstektonik (unteres Miozän); (2) Die Entstehung des pull-apart Beckens während der lateralen Extrusion der zentralen Ostalpen (mittleres Miozän); und (3) Das Ende der pull-apart Subsidenz und Beckeninversion durch E-W-gerichtete Kompression (oberes Miozän).

(1) Das untermiozäne piggy-back Becken

Zwischen dem Eggenburgium und dem unteren Karpatium (20 to 17 Ma) entsteht ein etwa E-W-streichendes, flaches piggy-back Becken, das nur den nördlichen Teil des späteren Wiener Beckens bedeckt (SEIFERT, 1992). Die Sedimentmächtigkeiten erreichen nur wenige hundert Meter. Das Becken kann gut mit untermiozänen Becken, die an konvergenten sinistralen Blattverschiebungen in der westlichen Slowakei entstehen, verglichen werden. Charakteristika dieser westslowakischen Becken sind synsedimentäre Überschiebungen, geringe Subsidenz, und WSW-ENE-verlaufende Beckenachsen, die parallel zu den begrenzenden Blattverschiebungen orientiert sind (KOVAC et al., 1989; MARKO et al., 1991). Die Beckenform wird durch topographische Hochzonen entlang der Blattverschiebungen, die als push-up oder als positive flower structures entstehen, bestimmt. Die Eigenschaften der slowakischen Becken stimmen mit der Orientierung und der geringen Subsidenz im Bereich des nördlichen Wiener Beckens zwischen dem Eggenburgium und dem Ottnangium überein (SEIFERT, 1992; LANKREIJER et al., 1995). Konvergente Linksseitenverschiebungen mit positiven flower structures, die wahrscheinlich auch die Geometrie des Wiener piggy-back Beckens bestimmen, können in den westlich angrenzenden Flysch- und Kalkalpendecken kartiert werden (DECKER & LANKREIJER, in Vorber.).

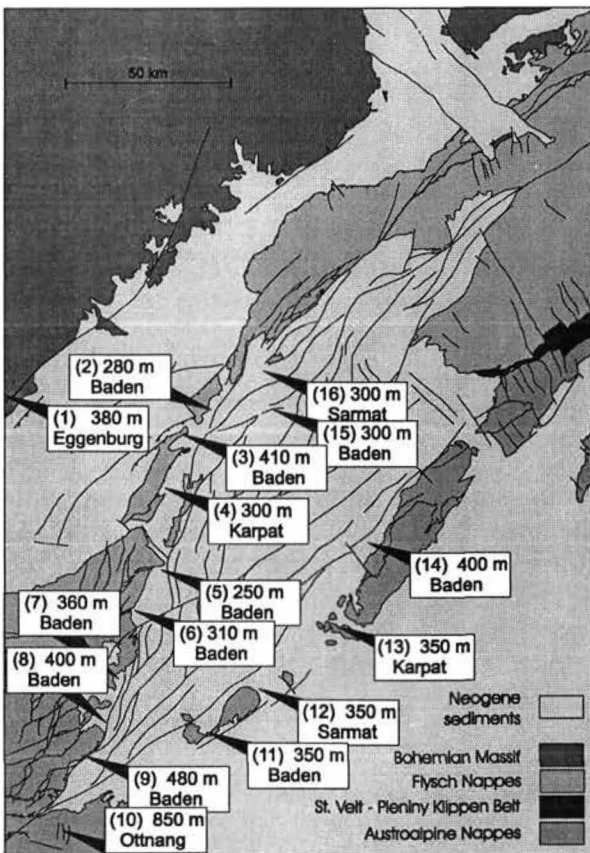
(2) Das mittelmiozäne pull-apart Becken

Im Übergangsbereich zwischen Ostalpen und Westkarpaten wird die Überschiebungstektonik im Karpatium (17 Ma) von der ostgerichteten lateralen Extrusion abgelöst (RATSCHBACHER et al., 1991; DECKER et al., 1994). Zu dieser Zeit erwirbt das Wiener Beckens seine derzeitige Rhombenform. Paläogeographische Rekonstruktionen zeigen, daß der Übergang vom piggy-back Stadium zur Bildung des pull-apart Beckens innerhalb der karpatischen Stufe, also in weniger als 1 Ma, stattfindet und daß sich die Beckenform in der weiteren Entwicklung kaum verändert (SAUER et al., 1992). Vom Karpatium bis in das Pannonium (17 - 8 Ma) wird die Beckenentwicklung durch rasche Subsidenz vom Typ eines Riftbeckens charakterisiert (LANKREIJER et al., 1995). In diesen 9 Ma Jahren erreicht die Basementsubsidenz Maximalwerte von 5,5 km. Karten der Neogenmächtigkeiten (KRÖLL & WESSELY, 1993) zeigen zwei Bereiche unterschiedlicher Subsidenz.

Duplexing ist der wichtigste Mechanismus zur Absenkung des pull-apart Beckens. Tektonische Modellierungen zeigen, daß die Basementsubsidenz eines divergenten Blattverschiebungsduplexes von der Geometrie und Kinematik seiner Randstörungen bestimmt wird. Ausschlaggebend sind vor allem (1) die Deformationsrate (Verschiebungsgeschwindigkeit) der Störungen, (2) die Fläche des Duplexes und (3) die Tiefenlage des basalen Abscherhorizontes des Störungssystems. Die modellierten Subsidenzkurven zeigen zu Beginn rasche und mit fortschreitender Deformation langsamer werdende Absenkung. Diese Muster sind den Subsidenzkurven des McKenzie-Modelles sehr ähnlich. Im McKenzie-Modell ist die Abnahme der Subsidenzrate jedoch Ausdruck der thermischen Abkühlung eines Extensionsbeckens. Modellrechnungen für einen divergenten Duplex mit Parametern, die für das Wiener Becken sinnvoll erscheinen, ergeben Subsidenzkurven, die der beobachteten Basementsubsidenz des Beckens sehr nahe kommen (DECKER & LANKREIJER, 1996). Letztere wurde mit der Backstripping-Methode rückgerechnet (LANKREIJER et al., 1995). Dagegen zeigen Versuche, die stratigraphische Entwicklung des Beckens mit herkömmlichen rifting-thermal cooling-Modellen für Extensionsbecken zu erklären, erhebliche Schwierigkeiten. Subsidenzraten von bis zu 5,5 km in 9 Ma können auf der Grundlage des McKenzie-Modelles nur mit unrealistisch hohen Extensionsraten von 50-100% erzielt werden.

(3) Beckeninversion und E-W-gerichtete Kompression (oberes Miozän)

Im oberen Miozän bewirkt die Änderung des überregionalen Spannungsfeldes von N-S-Kompression und E-W-Dehnung zu E-W-gerichteter Kompression das Ende der pull-apart Entwicklung (Abb. 5). Dieses Ereignis ist durch deformierte Sedimente mit oberem Pannonium (Maeotium), etwa zwischen 9 und 7 Ma, datiert (PERESSON & DECKER, 1996). Im oberen Pannonium werden die (N)NE-streichenden Beckenrandstörungen als Rechtsseitenverschiebungen reaktiviert, Extensionsstrukturen im Becken werden kompressiv überprägt. Das Alter der E-W-verkürzenden Deformation stimmt mit dem stratigraphischen Alter der jüngsten Ablagerungen im Wiener Becken überein. Diese



Sedimente, die den lithostratigraphischen Einheiten G und H des Pannonium entsprechen, werden biostratigraphisch mit den Säugetierzonen MN 10 und MN 11 korreliert (ca. 9 - 8 Ma; RÖGL et al., 1993). Im Wiener Becken gibt es keine signifikanten Sedimentvolumina, die jünger sind als Pannonium (d. h., Pontium und Pliozän; RABEDER und RÖGL, pers. Mitt.). Die einzigen Ausnahmen sind lokale fluviatile Schotter mit möglichem pontischen Alter, die Sedimente des Pannonium diskordant überlagern. Diese Schotter sind jedoch jünger als die pull-apart Subsidenz des Wiener Beckens, die

Abb. 6: Maximale topographische Höhenlagen neogener mariner Sedimente an den Rändern des Wiener Beckens. Die Höhen weisen auf eine post-sarmatische Hebung der Landoberfläche von ca. 300-400 m hin. Gehobene Einheiten: (1) Horner Becken; (2, 3) Waschberg-Zone; (4) Korneuburger Becken; (5, 6) Wiener Becken, „Teigel“; (7, 8, 9) Badener und Lindabrunner Konglomerat; (10) Wechsel, Kirchberger Formation; (11 - 14) Leithakalk Fm.; (15, 16) Badenium und Sarmatium in der Liegendscholle des Steinbergbruches.

durch die Umstellung des regionalen Spannungsfeldes im Pannonium bei ca. 8 Ma beendet wurde.

Marine neogene Sedimente sind heute im Wiener Becken und an seinen Rändern in topographischen Höhen von maximal 300 - 400 m aufgeschlossen (Abb. 6). Die Aufschlüsse von marinem Badenium und Sarmatium, aber auch auf das selbe Niveau gehobene limnische Serien des Pannonium, weisen auf eine signifikante regionale Hebung der Landoberfläche (surface uplift) seit dem Pannonium hin. Auch unter Berücksichtigung des fallenden Meeresspiegels im Mittelmeerraum an der Grenze Sarmatium/Pannonium (VAIL et al., 1977) muß der Hebungsbeitrag mehr als 300 m betragen.

4. Bodenschätze

Massenrohstoffe

Das Wiener Becken liefert(e) das Rohmaterial für den großen Ziegel- und Bausteinbedarf für die Stadt Wien. Zur Ziegelerzeugung wurden die „Tegel“ (Tone, z. T. sandig) des Badenium und Pannonium, untergeordnet auch des Sarmatium abgebaut. Die heute stillgelegten Tongruben im südlichen Stadtgebiet von Wien („Wienerberg“) bildeten die Rohstoffbasis einer bedeutenden Baustoffindustrie. Unter diesen Weken ist auch die Wienerberger Gruppe, der derzeit weltgrößte Produzent von Bauziegeln.

Verschiedene Typen des Leithakalkes wurden vielfach als repräsentatives Baumaterial verwendet. Durch die leichte Bearbeitbarkeit wurden die Kalke bereits frühzeitig verarbeitet und sie sind an vielen historischen Bauwerken Wiens (z. B. Stephansdom, Votivkirche, Hauptgebäude der Universität, etc.) zu finden. Bis zum Ende des 19. Jahrhunderts wurde auch der „Atzgersdorfer Stein“, ein plattiger Kalksandstein des Sarmatium, häufig verwendet. Diese Vorkommen wurden nahezu vollständig abgebaut. Von wirtschaftlicher Bedeutung sind außerdem die „Schleifsande“ des Oberpannonium, die zur Sandgewinnung herangezogen werden, und Leithakalke, die auch zur Herstellung von Zement und gebranntem Kalk verwendet werden. Einzelheiten zum Thema Baustoffe finden sich bei KÜPPER (1965) bzw. KIESLINGER (1949, 1951).

Erdöl und Erdgas

Das Wiener Becken beherbergt eine große Zahl von Kohlenwasserstoffvorkommen, aus denen seit etwa 60 Jahren Öl und Gas gefördert wird. Die bedeutendste dieser Lagerstätten ist das Feld Matzen, das größte („giant“) Ölfeld Mitteleuropas. Die folgende, von der OMV-AG zur Verfügung gestellte Statistik gibt die wirtschaftliche Bedeutung des Beckens wider.

Gesamtfördermengen aus dem Wiener Becken (bis Ende 1995; hauptsächlich OMV-AG, daneben RAG, Van Sickle):

Gas 51 Mia m³

Öl 98 Mio t

davon aus dem Feld Matzen (OMV-AG)

Gas 27 Mia m³

Öl 69 Mio t

Anzahl der Bohrungen ca 3.700

Tiefste Bohrung (OMV-AG):

Zistersdorf ÜT 2a: 8.553 m

Seismik (2D) ca. 11.000 km

Seismik (3D) ca. 1050 km²

Als Muttergesteine werden allgemein C_{org}-reiche oberjurassische Serien des autochthonen Mesozoikums, die das Kristallin der böhmischen Masse im Untergrund des Wiener Beckens überlagern, angenommen. Als Speichergesteine fungieren nicht nur Klastika der Beckenfüllung (etwa die Sandsteine des Badenium im Feld Matzen), sondern auch Serien der alpin-karpatischen Decken im Beckenuntergrund (Sandsteine des rhenodanubischen Flysches, Triaskarbonate der Kalkalpen). Dies führte bereits in den Sechzigerjahren zur Abteufung „tiefer“ und „übertiefer“ Bohrungen. Die Bohrung Zistersdorf Übertief 2a mit einer Endteufe von 8.553 m ist die tiefste kommerzielle Bohrung Europas. Eine detailliert Darstellung der Erdölgeologie des Wiener Beckens findet sich in BRIX & SCHULTZ (1993).

5. Exkursionspunkte

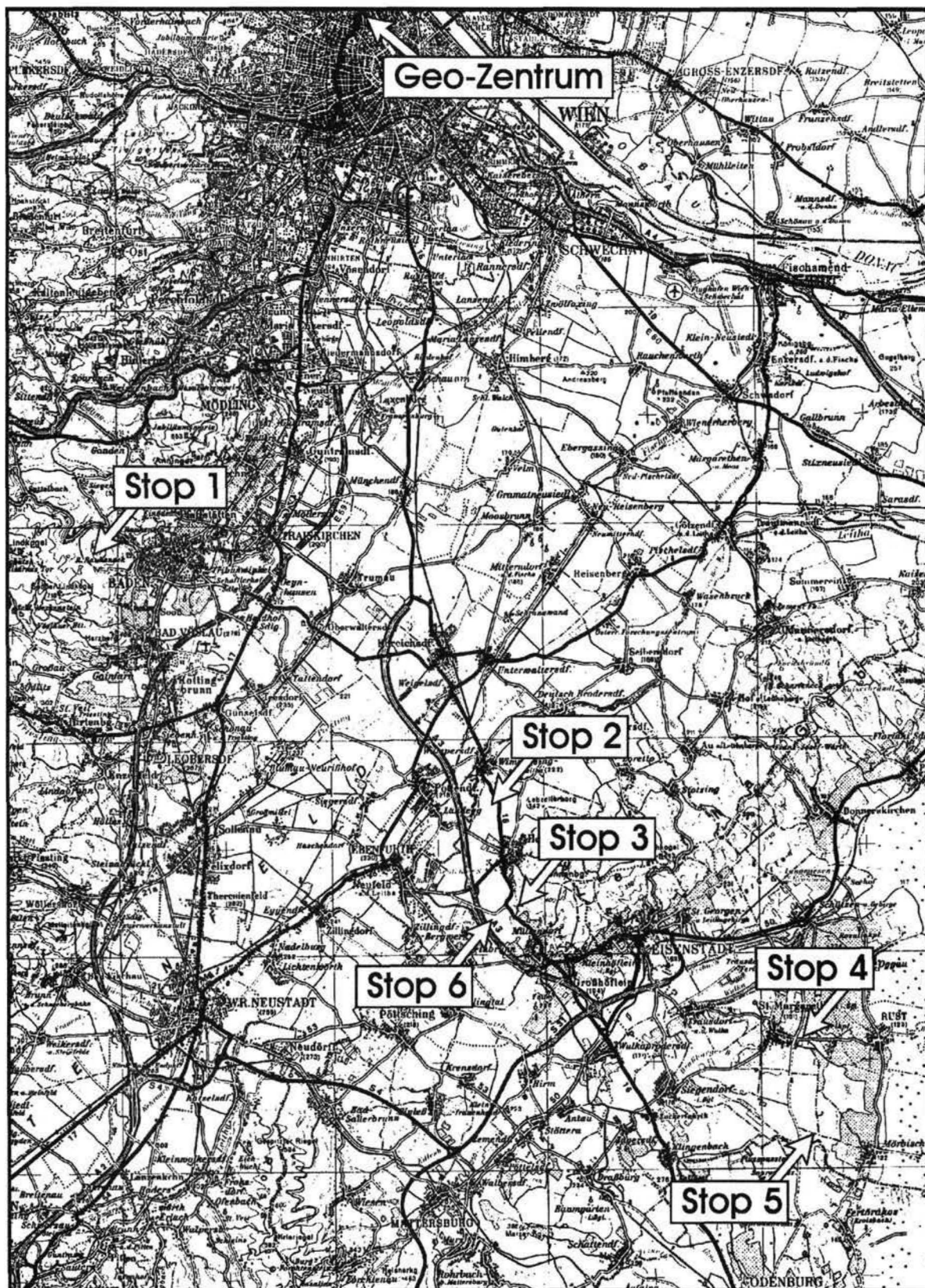


Abb. 7: Geographische Übersicht des südlichen Wiener Beckens und Lage der Exkursionspunkte.

STOP 1: Baden - Rauchstallbrunngraben

Thema: Fluvial beeinflusste Badener Konglomerate; Kalksandsteine mit irregulären Seeigeln; Corallinaceen-Kalke und mergelig-sandige Kalke sowie Sande mit Bryozoen und Großforaminiferen.

Lithostratigraphische Einheit: Badener Konglomerat, Leithakalk, „Bryozoenmergel“.

Alter: (?) Obere Lagenidenzone, Badenium.

Lokalität: Weitläufiges ehemaliges Steinbruchareal südlich der Straße Baden - Gasthof Jägerhaus; ÖK 1:50.000, Blatt 76, Wiener Neustadt bzw. 58, Baden (Abb. 8). Die derzeitigen Aufschlußverhältnisse lassen eine Unterscheidung in einen „Oberen Bruch“ und einen „Unteren Bruch“ zu (Höhenunterschied ca. 50 m).

Beschreibung:

a) „Oberer Bruch“: Über einem Mittelsandstein, der nur teilweise aufgeschlossen ist, folgt eine Bank (280 cm) aus feinkonglomeratischen bis groben Kalksandsteinen. Die Sandsteine sind polymikter Zusammensetzung und das häufige Vorkommen von vollständig erhaltenen irregulären Seeigeln (Clypeastriden) in Lebensstellung ist auffällig. Nach SCHAFFER (1907) enthielt diese Schicht auch reichlich Röhren von *Teredo*.

Im Hangenden folgt eine etwa 250 cm mächtige Lage aus Feinsanden bis sandigen Mergeln mit verschiedenen Lebensspuren und Sandsteinkonkretionen, die Foraminiferen (*Ammonia beccarii*, *Elphidium crispum*) und Ostracoden sowie Clypeastriden enthält. Aus ihr stammt auch ein Seekuhschädel (*Thalatosiren petersi*). Der tiefreichende Abbau und die Bildung von kleinen Höhlen ist auf die Tätigkeit von Fossilien Sammlern zurückzuführen, die diese Lage auf Clypeastriden hin ausbeuten.

Auf diese Sandlage folgt eine ca. 500 cm mächtige Konglomeratbank, die lateral in ihrer Mächtigkeit schwankt und eine deutliche interne Schrägschichtung (20° gegen SE) zeigt. Innerhalb der Schrägschichten ist teilweise eine Korngrößenabnahme von unten nach oben zu erkennen; die Komponenten sind gut gerundet, schlecht klassiert und zeigen eine polymikte Zusammensetzung. An Fossilien sind neben thalassinoiden Lebensspuren Austern und Pectiniden anzutreffen.

Über dieser schrägschichteten Bank folgt eine mächtige, homogene Konglomeratbank mit einem Modalbestand vergleichbar jenem der Liegenden. Darauf folgt im östlichen Teil des Oberen Steinbruchareals noch ein z. T. mergeliger Corallinaceenkalk.

Neben einer reichen Molluskenführung (*Panopaea*, *Gastrochaena*, *Tellina*, *Venus*, *Pinna*, *Lima*, *Cardium*, *Glycymeris*, *Pecten* (drei Arten), *Ostrea*, *Conus*, *Cyprea*, *Tritonium* und *Xenophora*) gibt SCHAFFER (1907) auch vier Arten der Gattung *Clypeaster* sowie einen *Schizaster* an. Der Corallinaceenkalk beinhaltet eine relativ diverse Algenflora (CONTI, 1946; PILLER, 1993).

b) „Unterer Bruch“: Die Schichtfolge des „Unteren Bruches“ zeigt vom Liegenden zum Hangenden zunächst eine Konglomeratlage, die nur im östlichsten Teil des Aufschlusses zu sehen ist. Im Liegenden soll sich außerdem (nach Angaben in der älteren Literatur) eine Breccie von etwa 3 m Mächtigkeit befinden, außerdem soll auch das „Grundgebirge“ (triadischer Hauptdolomit?) aufgeschlossen gewesen sein. Über dem basalen Konglomerat folgt eine Wechsellagerung von sogenanntem „Bryozoenmergel“ (zum Teil mergelige Sande mit Bryozoen und Großforaminiferen) mit Konglomeratlagen, die von sandigen Corallinaceenkalken überlagert wird.

Die „Bryozoenmergel“ enthalten nicht nur eine besonders formenreiche Bryozoenfauna (VAVRA, 1974), die zu etwa gleichen Teilen aus Cyclostomata (*Crisia*, *Tubulipora*, *Idmidronea*, *Pleuronea*, *Tervia*, *Diplosolen*, *Fron dipora*, *Hornera*, *Lichenopora*, etc.) und Cheilostomata (*Biflustra*, *Ramphonotus*, *Micropora*, *Calpensia*, *Steginoporella*, *Cellaria*, *Figularia*, *Um bonula*, *Hippopleurifera*, *Escharoides*, *Porella*, *Metrarabdotos*, *Myriapora* etc.) besteht, sondern liefern auch Bivalven, Brachiopoden, Crustaceen, reguläre und

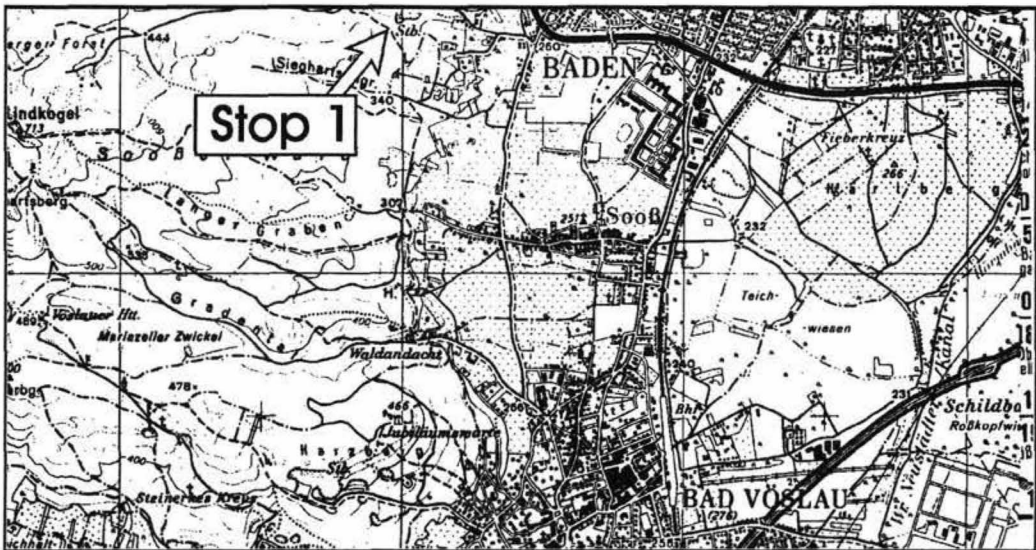


Abb. 8: Lageskizze des Aufschlusses Baden - Rauchstallbrunngraben (Stop 1).

irreguläre Seeigel, Holothuriensklerite und Foraminiferen. Bei Letzteren sei vor allem auf die „Heterosteginen“ (Gattung *Planostegina*) verwiesen, aufgrund deren Art *P. costata* eine Einstufung dieser Schichten von PAPP & KÜPPER (1954) und PAPP (1968) in die Obere Lagenidenzone erfolgte. Jüngste Untersuchungen lassen den stratigraphischen Wert dieser Planosteginen allerdings höchst fraglich erscheinen (PILLER et al., 1995; ABDELGHANY et al., 1996).

Interpretation:

Die beiden Brüche im Rauchstallbrunngraben erschließen mit ihrer Gesamtmächtigkeit von etwa 60 m unterschiedliche Bereiche küstennaher Ablagerungen der (?) Oberen Lagenidenzone und sind somit zeitgleich mit dem beckenwärts sedimentierten Badener Tegel.

Die „Bryozoenmergel“ zeigen den bathymetrisch tiefsten Abschnitt der Schichtfolge an. Sowohl das Faunenspektrum der Bryozoen als auch z. B. die Tatsache, daß die (oben nicht erwähnten) Celleporidae hier in ästiger Wuchsform und nicht in Form der häufigeren globulären Zoarien auftreten, weisen auf etwas tiefere Stillwasserbereiche hin. Das Vorkommen der Großforaminiferen belegt allerdings eindeutig die Ablagerung dieser „Bryozoenmergel“ in der photischen Zone.

Die Corallinaceenkalke, sowie die landnah gebildeten Konglomerate mit ihren verschiedenen Sedimentstrukturen im „Oberen Bruch“ dokumentieren weitere, gut abgrenzbare Lebensräume dieser randnahen Fazies. Das Auftreten der Pectiniden und Clypeastriden beweist die Ablagerung unter normal mariner Salinität. Der sedimentologische Befund (stark wechselnde Bankabfolge mit schräggeschichteten Konglomeratbänken) deutet auf den unmittelbaren Einflußbereich eines Flusses hin (nach PLÖCHINGER & PREY handelt es sich um eine ostfallende Deltaschichtung), dessen Einfluß aber sehr rasch nach oben bzw. auch nach Osten schwindet, wodurch sich autochthone Corallinaceenkalke ausbilden konnten. Die Konglomeratbänke sind unschwer mit dem mächtigen Badener Konglomerat am nahe gelegenen Ostende des Helenentales (am W-Rand des Stadtgebietes von Baden) in Beziehung zu bringen.

Die Konglomerate wurden vor allem für Wandverkleidungen abgebaut. Um die Jahrhundertwende wurde der relativ weiche Corallinaceenkalk auch für Steinmetzarbeiten gewonnen und das Material der Sandlage als Formsand verwendet.

Literatur: KARRER, 1877; SCHAFFER, 1907; WINKLER, 1926; PAPP & KÜPPER, 1953; PLÖCHINGER & PREY, 1974.

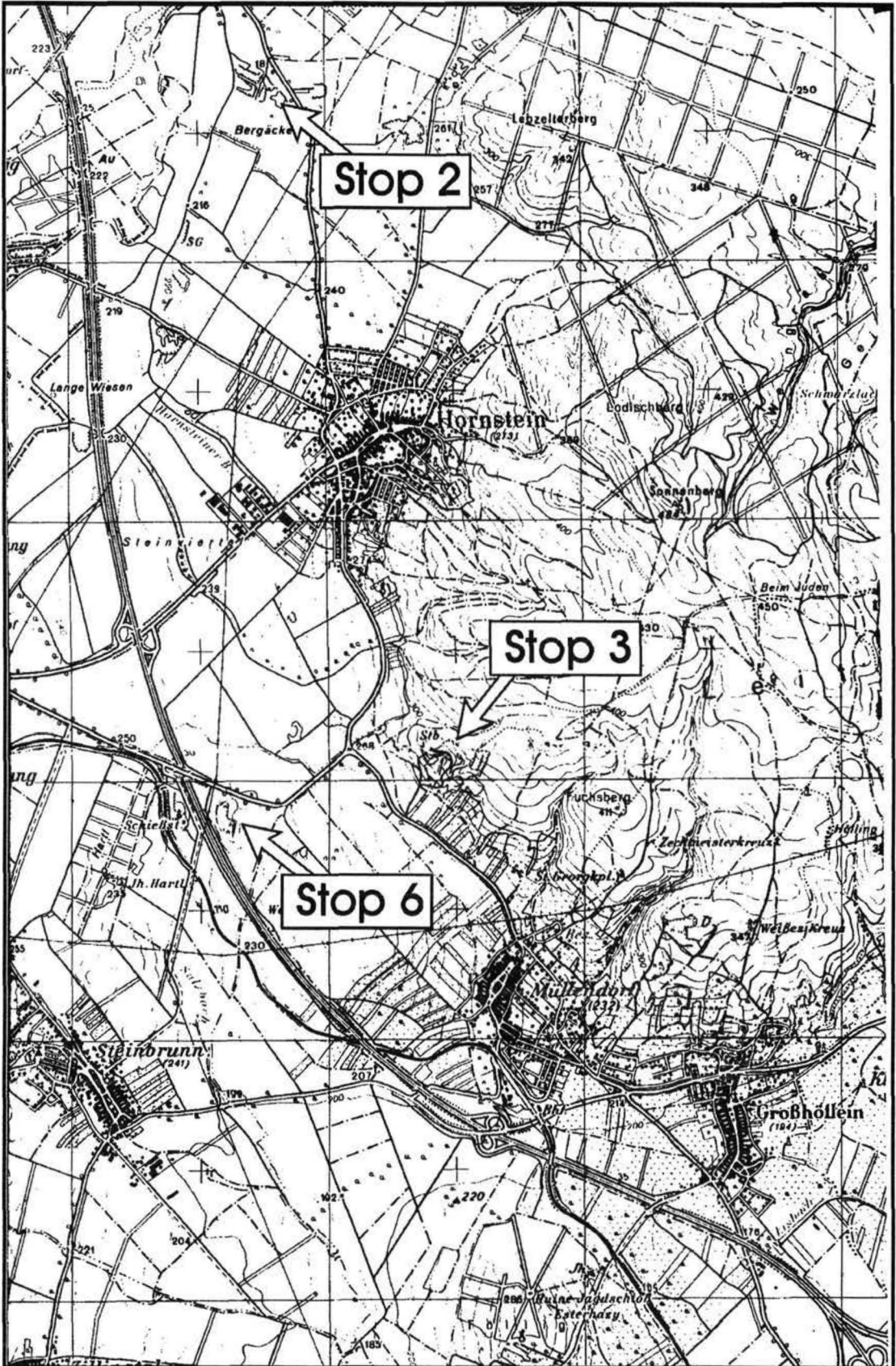


Abb. 9: Lageskizze mit Sandgrube Wimpassing (Stop 2), Steinbruch „Fenk“ (Stop 3) und Sandgrube Steinbrunn (Stop 6).

STOP 2: Sandgrube Wimpassing

Thema: Environmentalanalyse mit sedimentpetrographischen Untersuchungsmethoden; hochenergetische Fazies des inter- bis subtidalen Bereiches, Sandbänke - Barren, Brecherzone mit Übergang zum nassen Strand. Synsedimentäre Tektonik im oberen Sarmat.

Lithostratigraphische Einheit: Sande und Kiese des Sarmatium.

Alter: Sarmat, *Elphidium reginum* - Zone.

Lokalität: Wimpassing, Bauschuttgrube W Straße Wimpassing-Hornstein der Arge Deponie Wimpassing; ÖK 1:50.000, Blatt 77 Eisenstadt (Abb. 9).

Beschreibung:

Der Aufschluß liegt nach der geologischen Karte von SOHS (1963) im Bereich der sarmatischen *Elphidium reginum* Zone. Eine westlich der Bundesstraße verlaufende Störungszone zeigt ihre Auswirkungen im westlichen Teil des Aufschlusses, wo die schichtparallelen Lagen durch drei geringfügige vertikale Störungen im Dezimeter- bis Meterbereich versetzt und schließlich im westlichsten Teil der Grube, im Bereich der Hauptstörung, vollkommen verschleppt sind. Die rinnenförmig abgelagerten fluviatilen Sedimente im Hangenden der Hauptbruchzone sind als posttektonisches Ereignis anzusehen, wobei durch die Absenkung der neogenen Ablagerungen entlang der Bruchzone eine natürliche Wegigkeit für ein fluviatiles System an der vorgegebenen Schwächezone gebildet wurde. Die sedimentpetrographische Aufnahme des Profiles erfolgte im mittleren, ungestörten Grubenbereich (Abb. 10). Die Schichten fallen in diesem Abschnitt mit 055/08° ein.

An der Basis sind die Sedimente teilweise bis vollständig karbonatisch zementiert (Proben 48 - 42). Ein 2 m mächtiger, stark sandiger Kalkoolithhorizont setzt sich nach einer geringmächtigen feinsedimentären Kalkschlammeinschaltung bis zum Horizont 45 fort.

Gegen das Hangende ist eine eindeutige Abnahme der oolithischen Entwicklung bei gleichzeitiger Zunahme von Peloiden und Onkoiden zu erkennen. Das Auftreten von Biogenen und Onkoiden ab Probe 44 spricht für eine Änderung zu ruhigeren Energieverhältnissen im Peritidalbereich der Küste. Die an den Siliziklastika bzw. oolithischen Komponenten durchgeführten dünnschliffanalytischen Korngrößenuntersuchungen zeigen eine Fein- bis Mittelsandentwicklung mit einer grobsiltigen Einschaltung (Probe 47). Mit einem siltigen, stark kiesigen Feinsandhorizont (41) endet die erste massiv zementierte Sedimentabfolge.

Überwiegend lose Feinsande mit linsigen Strukturmerkmalen folgen im Hangenden mit ca. 2,5 m Mächtigkeit. Darüber tritt abermals ein Bereich mit zementierten Sedimenten auf, doch sind im Vergleich zu den basalen Lagen keine Ooide mehr zu beobachten. Auffallend für diesen Abschnitt ist eine massive Anreicherung von Schalenresten. In vereinzelt Lagen konnten auch Lebensspuren (Typ *Ophiomorpha*) festgestellt werden. Die Horizonte 31, 29 und 22 lassen durch ihren erhöhten Kiesanteil kurzfristige Unterbrechungen der gleichförmigen, sandigen Sedimententwicklung erkennen. Die grobkörnigeren Schüttungen kommen aus dem Hinterland des im Leithagebirge aufgeschlossenen Ostalpinen Kristallins (Glimmerschiefer, Schiefergneise, Granatamphibolite, Orthogneise, Pegmatite und Quarzphyllite) mit seiner permomesozoischen Hülle (Semmeringquarzit, alpiner Verrucano und Dolomite). Dies zeigen auch die Schwermineralverteilungen (Abb. 11) mit charakteristischen Granat - Turmalin - Rutil dominierten Spektren. In den Sedimentstrukturen sind lediglich Wechsel von eben laminierten und massigen Sedimenten zu unterscheiden.

Ab Probe 19 sind kiesige bis stark kiesige Fein- bis Mittelsande in Wechsellagerung mit Fein- und Mittelsanden verbreitet. Die Horizonte 14, 15 (stark sandiger Kies) und 18 (stark kiesiger Mittelsand) zeigen dünne Mangan/Eiseninkrustierungen der Siliziklastika. Ihre Bildung kann einerseits auf Mn/Fe - Lösungen aus der Dissolution von Tonmineralbestandteilen zurückgeführt werden, andererseits ist eine sekundäre Einbringung von Mn/Fe - übersättigten Lösungen entlang feiner Klüfte nicht auszuschließen.

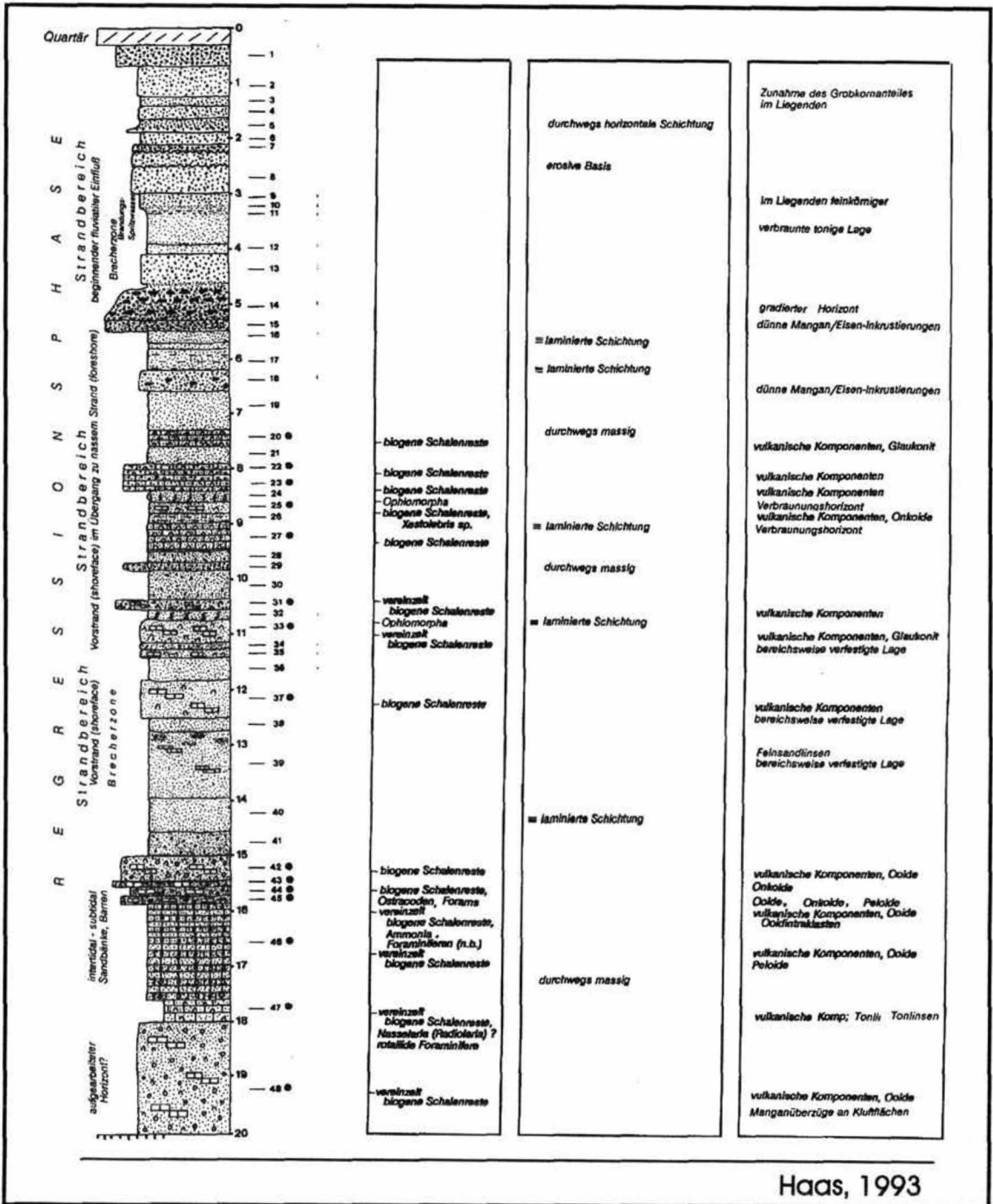


Abb. 10

Im Hangenden ist, beginnend mit einem Fein- bis Mittelsandhorizont (12, 11, 10, 9), ein Übergang zu stark kiesigen Grobsanden (7, 8) zu beobachten, begleitet von einer leichten Korngrößenabnahme zu kiesigen Mittelsanden bis Mittelsanden in den obersten Lagen (6, 5, 4, 3, 2).

Im CM-Diagramm nach PASSEGA (1957) ist bei einem Vergleich der Punktverteilung der analysierten Proben mit der Form des Feldes rezenter Küstenablagerungen (Abb. 12) erkennbar, daß die Sedimente des Aufschlusses dem Küstenbereich zuzuordnen sind. Die meisten Kiesproben sowie Proben mit sehr schlechter Sortierung liegen in den Klassen I und II und wurden damit vorwiegend rollend transportiert. Die Punktverteilung weist auch auf einen geringen Anteil von Suspensionssedimentation beziehungsweise auf geringe

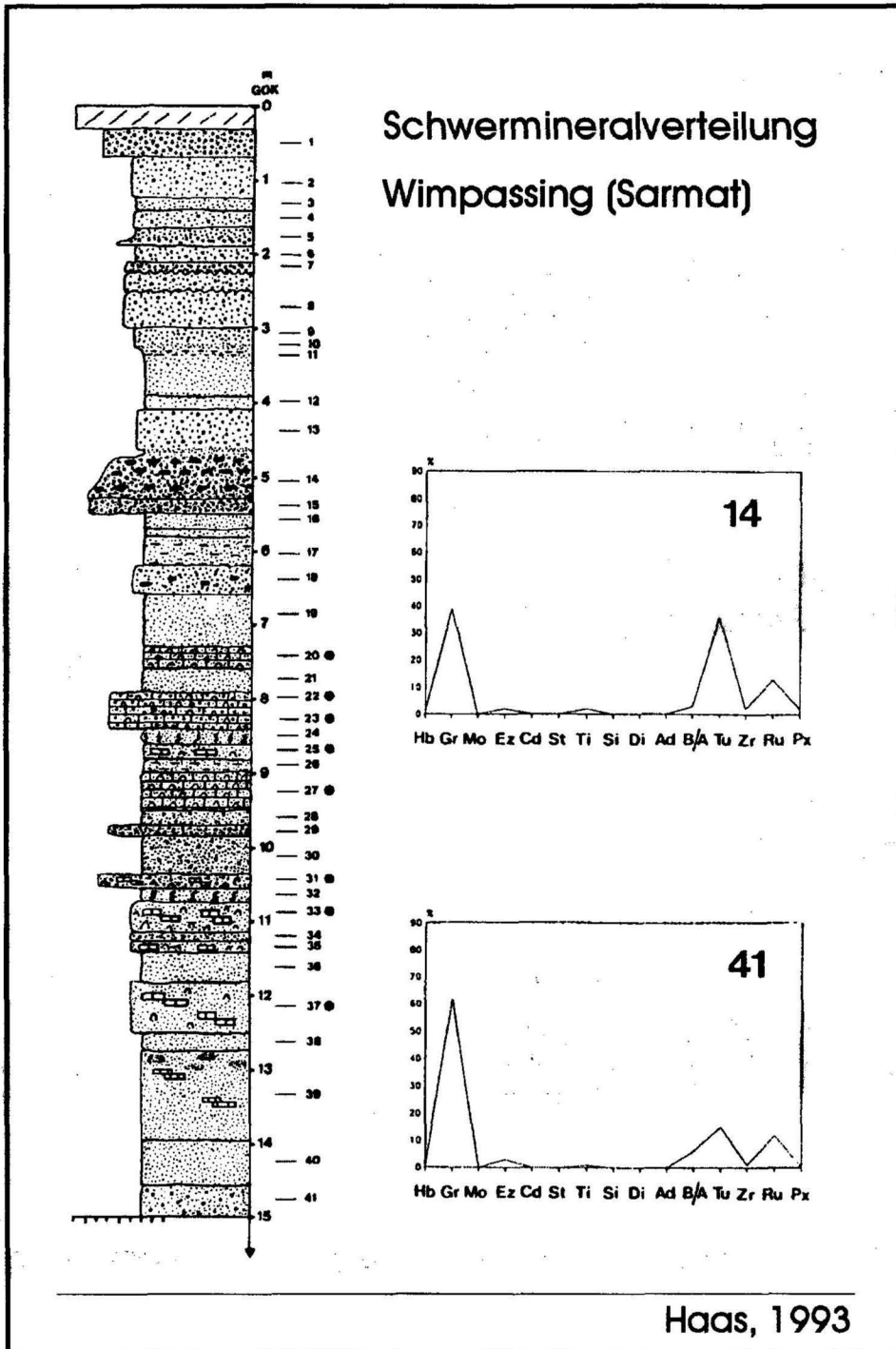
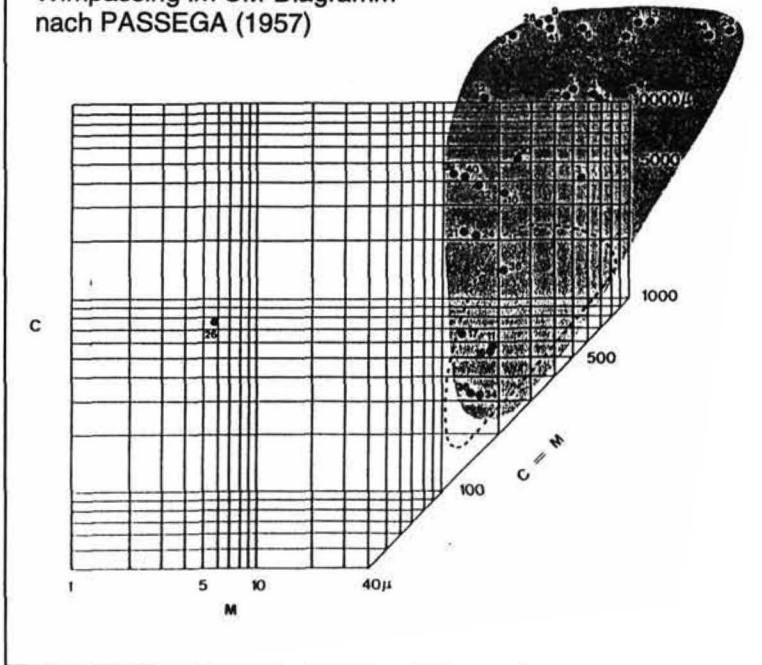


Abb. 11

Transportweite hin. Die Proben 11, 16, 17, 34 und 38 fallen in die Klasse V und lassen damit auf einen Transport in überwiegend gradierter Suspension bei mittleren Energieverhältnissen schließen.

Die kalkoolithischen Gesteine (mit jeweils wechselnden Gehalten an biogenen Skelettfragmenten, Siliziklastika, Peloiden und Onkoiden) entstammen einem hochenergetischen Milieu (Probe 46) mit entsprechend geringen Wassertiefen von 2 bis 10 m. Das Bildungsmilieu entspricht einer durch starke Wellentätigkeit beeinflussten Flachwasserzone im intertidalen bis subtidalen Bereich (Barren, Sandbänke), was auch durch die sehr gute Sortierung bestätigt wird. Die mikritische, strukturlose Probe 47 kann hingegen einem

Abb. 12: Lage der Proben der Sandgrube Wimpassing im CM-Diagramm nach PASSEGA (1957)



ruhigeren, niederenergetischen Ablagerungsraum zugeordnet werden. Das gehäufte Auftreten der Foraminiferengattung *Ammonia* gemeinsam mit biogenen Schalenresten und weiter nicht bestimmbar Foraminiferen (Probe 45) drückt die Nähe zum Strand aus. Onkoide in den Proben 42, 43 und 44 verweisen schließlich auf ruhigere Bildungsbereiche im Peritidal.

Die environmentanalytische Zuordnung der Lockersedimente oberhalb von Horizont 41 mittels Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz (Abb. 13) bestätigt die Zuordnung der Sedimente zum unmittelbaren Küstenbereich.

Sedimente der wellenbeeinflussten Brecherzone (breaker zone - wave zone) (Abb. 13, Diagramm 40, 38, 16 und 10), der Brandungszone (surf zone) und der Spritzwasserzone (swash zone) (Diagramm 11) können damit unterschieden werden. Sedimente wie die der Probe 13 sind den oben genannten Sedimenten zwischengeschaltet und zeigen erhöhte Kiesanteile, wobei eine charakteristische Vergrößerungstendenz gegen das Hangende festzustellen ist. Eine zunehmende fluviatile Beeinflussung des marinen Environments ist somit nicht ausgeschlossen. Die verfestigten hangenden Horizonte 37, 33, 31, 27, 25, 23, 22 und 20 führen keine Ooide, kaum Foraminiferen und calcitische Gastropoden, haben aber vereinzelt hohe Onkoidgehalte (Probe 25) und sind verstärkt Ostracoden-führend: Aus dieser Situation ist eine Verschiebung der Küstenlinie anzunehmen beziehungsweise eine fazielle Änderung zu einförmigeren brackischen Faunengesellschaften erkennbar.

Diagenese:

Die nach der Ablagerung eintretenden diagenetischen Veränderungen sind insgesamt dem frühdiagenetischen Stadium zugehörend. Die Summe aller mikroskopischen Beobachtungen ergab, daß die diagenetische Entwicklung der Sedimente überwiegend dem meteorisch - phreatischen Environment sowie der Mischungszone von meteorisch - marin phreatischen Bereichen zuzuordnen ist. Die unter Süßwasserbedingungen ablaufenden meteorischen Veränderungen im Grundwasserbereich führten zur Bildung von gleichförmig ausgebildetem, calcitisch-blockigem Zement, zur Entstehung von Hohlformporen aus aragonitischen Schalenresten, zu Zementsäumen und vereinzelt auftretender Sammelkristallisation. Nach COUDRAY (1977) und PIERSON & SHINN (1985) können starke Regressionsphasen in direktem Zusammenhang mit der Häufigkeit meteorischer Zemente in marinen Sedimenten sein.

Interpretation:

Nach den vorliegenden Untersuchungsergebnissen sind die basalen oolithischen Sedimente des Aufschlusses einem warmen, flachmarinen, hochenergetischen Bildungsbereich zuzuordnen, wie er beispielsweise an der seewärts gelegenen Seite von Sandbänken im intertidalen bis subtidalen Küstenbereich auftritt. Die nachfolgenden Sedimente entsprechen der Brecherzone sowie untergeordnet der Brandungs- und Spritzwasserzone, die durch

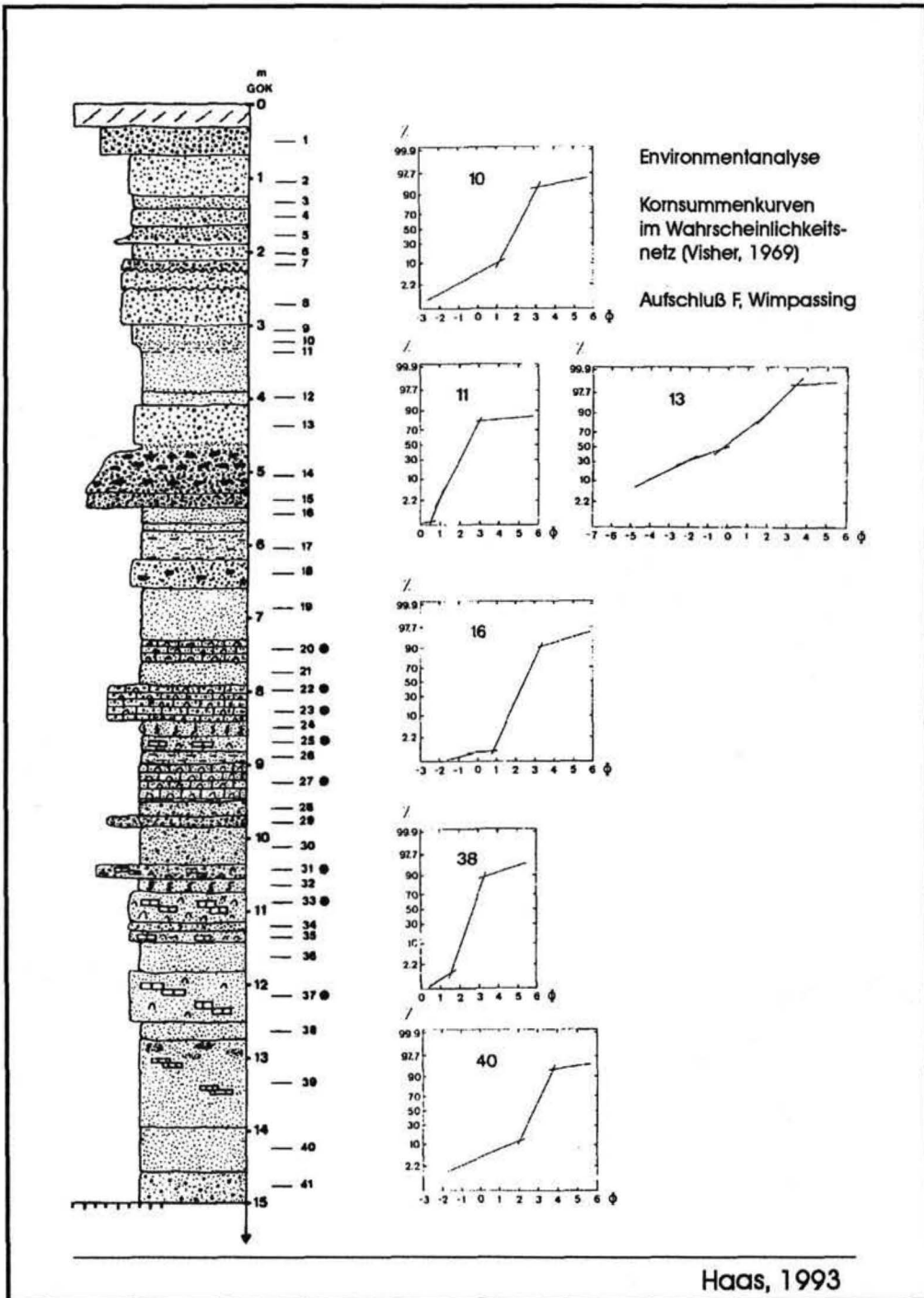


Abb. 13

kurzfristig kiesige Sedimenteinschaltungen und durch die Ausbildung onkoidischer Lagen unterbrochen werden. Die Mangan/Eisenkrusten der Horizonte 18 und 14 im Hangenden leiten eine sehr schlecht sortierte, gröbere Sedimentationseinheit ein, die einen zunehmenden fluviatilen Einfluß aus dem Hinterland vermuten läßt. Eine regressive Verschiebung der Küstenlinie ist dabei nicht auszuschließen.

Abschließend ist darauf hinzuweisen, daß in beinahe allen dünnchliffanalytisch untersuchten Horizonten stark veränderte, vulkanische Komponenten mit vereinzelt erkennbarer trachytischer Textur gefunden werden. Ein Zusammenhang mit den von WIESENEDER & ZIRKL (1957) beschriebenen mittelmiozänen Tuffitlagen am Alpenostrand erscheint möglich.

Tektonik:

In der Sandgrube sind mehrere Sets konjugierter Abschiebungen aufgeschlossen, die etwa E-W-orientierte Extension anzeigen (Abb. 14). Die Abschiebungen durchschneiden gebankte Sande und werden von einer fluviatilen (?) Breccienrinne überlagert, die von den Störungen nicht versetzt wird. Diese Rinnenstruktur folgt dem am stärksten gestörten Aufschlußbereich. Die Strukturen belegen synsedimentäre, sarmatische (unterpannone?) Extension und weisen auf die tektonisch kontrollierte Anlage der Rinne hin.

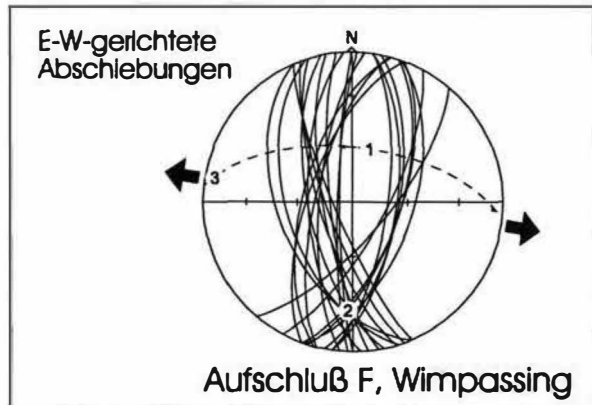


Abb. 14

Literatur: SOHS, 1963; HAAS, 1993.

STOP 3: Steinbruch „Fenk“

Thema: Faziesausbildungen des Leithakalkes mit Korallenkalcken und beckenaher Bankfazies. NE-streichende sinistrale Blattverschiebungen des Südostrand des Wiener Beckens.

Lithostratigraphische Einheit: Leithakalk; Faziostratotyp (STEININGER & PAPP [in:] PAPP et al., 1978, p.194 ff.).

Alter: *Bulimina-Bolivina* Zone (Oberes Badenium).

Lokalität: Steinbruchareal „Fenk“ im Kalkofenwald ca. 1400 m NNW von Großhöflein (SW von Eisenstadt, Burgenland); ÖK 1:50.000, Blatt 77 Eisenstadt (Abb. 9).

Beschreibung:

Das ausgedehnte ehemalige Steinbruchareal dient heute als Festmülldeponie, sodaß nur noch die oberste Etage gut aufgeschlossen ist. Die untersten Anteile sind bereits weitgehend verfüllt und verwachsen, lassen aber die Charakteristika der dort vorkommenden Leithakalkfazies noch erkennen.

a) Nahe am Eingang zum Steinbruchgelände war östlich der Straße ein etwa 9 m mächtiges Profil aufgeschlossen (Profil Ff in DULLO, 1983, Abb. 8) von dem heute nur noch der oberste Abschnitt (ca. 4 m) existiert (Abb. 15).

An der heute aufgeschlossenen Basis befinden sich bioklastische Kalke, die reich an Corallinaceen, Bryozoen, Bivalven, Gastropoden und Echiniden sind. Darüber folgt eine dünner gebankte (wenige cm bis 70 cm) Abfolge aus Kalcken und etwas terrigen beeinflussten (?), weniger verfestigten, siltigen Lagen. Die Kalke sind meist bioklastischer Zusammensetzung und nach DULLO (1983) hauptsächlich der Foraminiferen-Rhodolithen Fazies oder der Foraminiferen-Algen-Schutt Fazies zuzuordnen. In einigen Bänken sind Lagen aus großen, sphärischen, kolumnaren oder kolumnar/laminaren Corallinaceen-Rhodolithen vorhanden. Die siltigen Zwischenlagen sind arm an Makrofauna, bisweilen laminiert und zeigen gravitative Rutschungserscheinungen. Die Foraminiferenfauna beinhaltet Uvigerinen und planktonische Formen. In manchen der Siltlagen sind z. T. synsedimentäre Rutschungsstrukturen zu erkennen, die Basis der bioklastischen Kalkebanke ist teilweise erosiv.

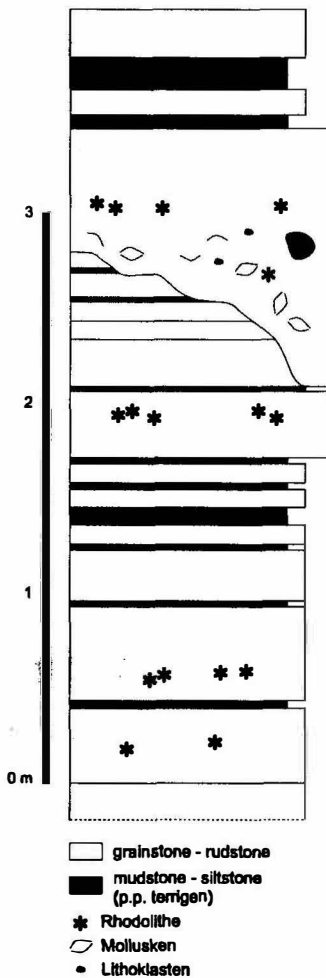


Abb. 15: Profil des beckennahen Leithakalkes im untersten Bereich des Steinbruches „Fenk“.

Im oberen Teil des Profiles wird dieser dünner gebankte Abschnitt durch eine Kalkbank, die eine laterale Mächtigkeitsschwankung von 40 - 145 cm aufweist, schräg abgeschnitten. Ihren basalen Teil repräsentiert ein Corallinaceenkalk (Algenfloatstone) mit großen Abdrücken von aragonitschaligen Bivalven, Pectiniden, Bryozoenästchen und Echinodermenfragmenten. Darüber folgt ein bioklastischer grainstone, der nach oben eine Korngrößenabnahme zeigt, und neben seltenen Korallenbruchstücken vor allem größere Rhodolithen (bis 7 cm Durchmesser) führt. In dieser Bank sind auch Fragmente von kristallinen Gesteinen (bis zu 10 cm Durchmesser) und auch Klasten eines Korallenkalkes enthalten.

Über dieser Bank schließt eine Folge aus dünner gebankten Kalken, mergeligen Kalken und terrigenen Sanden an, die z. T. sehr stark verwittert sind.

- b) Der oberste Teil des Steinbruchgebietes zeigt eine steile Wand in der ein Profil von etwa 20 m aufgeschlossen ist (Abb. 16). Dieses Profil besteht aus dicken Kalkbänken, die mit etwa 5 - 10° einfallen, im Westen gegen WNW und im östlichen Teil der Wand gegen SW.

An der Basis dieses unteren Abschnittes war früher in einem etwas tieferen Steinbruchniveau eine Fundstelle mit einer reichen Fauna an dekapoden Krebsen aufgeschlossen (BACHMAYER & TOLLMANN, 1953), heute ist folgende Abfolge sichtbar, die grob dreigeteilt werden kann:

- 1) a) Der unterste derzeit aufgeschlossene Bereich kann in mehrere Abschnitte untergliedert werden. An der Basis befindet sich ein Korallenkalk (90 cm), der in den obersten 30 cm durch dicht gepackten Schutt von *Porites*-Ästchen charakterisiert wird.

Dieser Bereich wird von der „1. *Isognomum* Bank“ überlagert, in der neben doppelklappigen Austern, ebenfalls doppelklappige, *Isognomum* häufig vorkommen.

Über einem echinidenreichen, bioklastischen Kalk mit großen veneriden Bivalven (*Pitar*) folgt die „2. *Isognomum* Bank“ (60 - 80 cm). Doppelklappige Individuen sind sehr häufig an der Basis dieser Bank, wo sie hauptsächlich in horizontaler Lagerung vorliegen; darüber sind sie eher vertikal orientiert. Diese bivalvendierte Zone wird von einem Korallenkalk nach oben hin abgelöst. Die Korallen sind meist ästige *Porites*-Kolonien in Lebensstellung von ca. 20 cm Höhe. In diesem höchsten Teil sind auch Schalen von *Isognomum* wieder häufiger.

b) Der folgende Bereich (ca. 350 cm) wird durch dickästige (12 - 22 mm) *Porites*-Stöcke in Lebensstellung (bis 90 cm Höhe) charakterisiert. Daneben, insbesondere aber diese bedeckend, sind dünne plattig-inkrustierende Korallen häufig, die üblicherweise als *Porites incrustans* bezeichnet werden, wahrscheinlich aber zur Gattung *Montipora* gehören. Daneben kommen auch Korallen der Gattungen *Caulastrea* und *Tarbellastraea* vor (vgl. PILLER & KLEEMANN, 1991).

c) Darüber folgt ein Bereich mit häufigen doppelklappigen Austern und seltenen *Isognomum* auf den eine Zone mit dünnästigen *Porites* in Lebensstellung folgt, deren Ästchen relativ dicke Corallinaceen-Krusten zeigen. Darüber folgt ein Corallinaceen-Bryozoen-Arenit mit Chaetetiden.

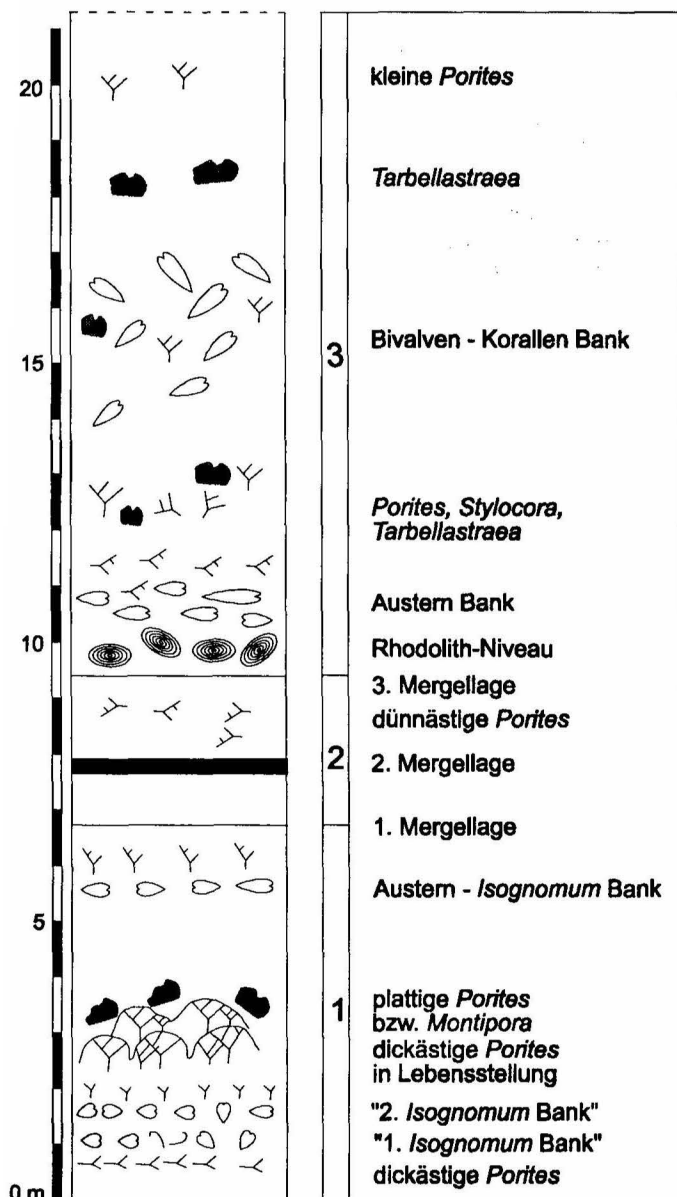


Abb. 16: Profil des Faziostratotyps des Leithakalkes im Steinbruch Fenk.

- 2) a) An der Basis dieses Bereiches befindet sich eine 1. (dünne) Mergellage (1-2 cm).
 b) Darüber wieder ein bioklastischer Bryozoen-Corallinaceen Kalk mit Bivalven.
 c) Dieser Kalk geht kontinuierlich in einen (2.) braunen Mergel mit Corallinaceen (Ästchenbruchstücke und Rhodolithen) über (25 cm).
 d) Zum Abschluß dieses Bereiches folgt ein Corallinaceen-Bryozoen Kalk (130 - 160 cm) mit dünnästigen *Porites* cf. *leptoclada* REUSS und Chaetetiden.
 e) Eine dünne (3.) Mergellage (1-5 cm) bildet die Grenze zum nächsten Bereich
- 3) a) Die basalen 90 cm sind durch häufig krustose Rhodolithen charakterisiert, darüber (90 cm) sind Ostreiden, Korallen, Bryozoen, Chaetetiden und Serpuliden häufig. Die Aragonitschaler sind vollständig gelöst und liegen als Hohlformen vor, die Austern sind meist doppelklappig. Dieser Zone geht fließend in einen bioklastischen Corallinaceenkalk über (70 cm), wo

Bruchstücke von Corallinaceenästchen dominieren, aber auch dünne *Porites*-Ästchen vorkommen. Darüber folgt ein Korallenkalk (150-160 cm) mit vorherrschenden ästigen *Porites* oder dünnästigen *Stylocora exilis* REUSS. Letztere stellen meist autochthones Schuttmaterial von mehreren Dezimetern Dicke dar. Massive Kolonien sind durch *Tarbellastraea reussiana* (EDWARDS & HAIME) vertreten, daneben sind große Bivalven häufig.

b) Letztere leiten in einen mächtigen Abschnitt (450 cm) über, in dem dickschalige Bivalven sehr häufig sind und Korallen nur untergeordnet vorkommen. Neben sehr großen Austern sind vor allem große Veneriden, z. B. *Pitar*, *Venus (Periglypta)*, und Carditiden auffällig.

c) Die abschließende Abfolge (400-450 cm) zeigt an der Basis häufig Rhodolithen darüber folgt eine Korallenkalk (*Tarbellastraea*) und abschließend ein byozoen dominierter Bereich.

Interpretation:

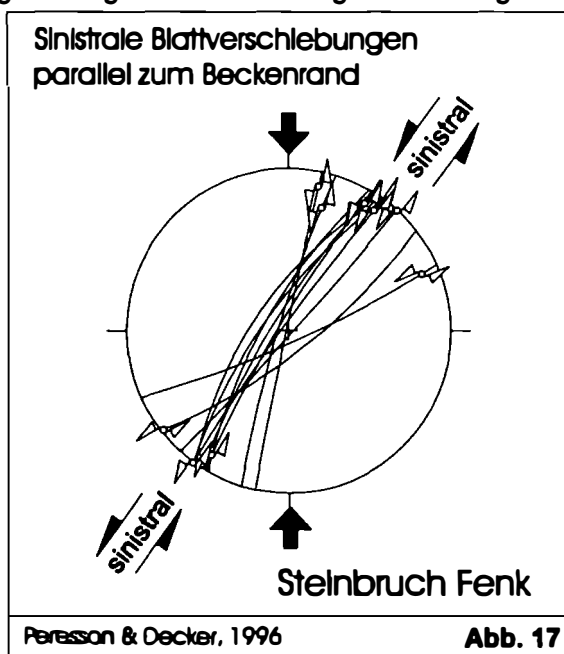
Durch das häufige Vorkommen von Korallen, die vor allem im basalen Profilabschnitt in Lebensstellung vorkommen, wird der obere Aufschlußbereich als Korallenriff interpretiert (z. B. STEININGER & PAPP [in:] PAPP et al., 1978; DULLO, 1983; TOLLMANN, 1985).

Ob es sich tatsächlich um ein Korallenriff mit entsprechend tiefenabhängiger Zonierung handelt oder ob es sich bei der basalen Bank um ein Korallendickicht (coral carpet) handelt, kann aufgrund der eingeschränkten Aufschlußverhältnisse nicht entschieden werden; der basale Bereich mit den *Isognomum*-Lagen und den großen, aufrechten *Porites*-Stöcken, die von krustosen Korallen und Corallinaceen überwachsen werden und worauf massive Korallen folgen, zeigt zumindest klare vertikale ökologische Abfolgen (vgl. PILLER & KLEEMANN, 1991). Die häufigen Muschelansammlungen, die wiederholt im Profil auftreten, könnten wohl eher als Bivalvenbänke interpretiert werden. Die gesamte Abfolge mit den unterschiedlichen mikrofazialen Ausbildungen und den dazwischen auftretenden Mergellagen weist zumindest auf eine wechselhafte Entwicklung, auch mit schwachem terrigenen Eintrag, hin.

Das kurze Profil im unteren Steinbruchbereich kann mit seinen meist relativ dünngebankten Kalken und (?) etwas terrigen beeinflussten Zwischenlagen als beckennahe Ablagerungsbereich interpretiert werden. Dabei repräsentieren die feinkörnigen, siltigen Lagen das autochthone Sediment, dessen offen mariner Einfluß durch die planktonischen, die etwas größere Wassertiefe durch die uvigeriniden Foraminiferen dokumentiert wird. Zwischen diese autochthonen Bildungen werden bioklastische grainstones als allodapische Kalke deponiert. Als kurzzeitiges Ereignis ist die Bildung der mächtigeren, lateral auskeilenden, gröber-bioklastischen Bank mit den Kristallinkomponenten anzusehen, die als Kanalfüllung gedeutet wird. In diesem Kanal wurde grober Schutt aus dem Flachwasserbereich gravitativ in das Becken transportiert. Die Einstufung des Aufschlusses in die *Bulimina-Bolivina* Zone erfolgte anhand von Foraminiferenfaunen aus schlämbaren Zwischenlagen (STEININGER & PAPP [in:] PAPP et al., 1978).

Tektonik:

Im Steinbruch sind mehrere bedeutende NE-streichende sinistrale Blattverschiebungen mit Kataklasiten und fault gauges aufgeschlossen (Abb. 17). Diese Blattverschiebungen sind parallel zum Hügelland des Leithagebirges orientiert. Sie repräsentieren eine Teilstörung der südöstlichen Randstörung des Wiener Beckens.



Literatur: BACHMAYER & TOLLMANN, 1953; TOLLMANN, 1955; STEININGER & PAPP [in:] PAPP et al., 1978; DULLO, 1983; PILLER & KLEEMANN, 1991; PILLER, 1993; PERESSON & DECKER, 1996.

STOP 4: St. Margarthen „Römersteinbruch“ bzw. Steinbrüche „Hummel“ und „Kummer“

Thema: Faziesvielfalt des Leithakalkes: Foraminiferen Fazies, Foraminiferen-Algen-Schutt Fazies, Foraminiferen-Rhodolithen Fazies, Pflaster Fazies.

Lithostratigraphische Einheit: Leithakalk.

Alter: *Spiroplectamina - Bulimina-Bolivina* Zone (Mittleres - Oberes Badenium); im Eisenbahneinschnitt zum Steinbruch „Hummel“: Unteres Sarmatium (FUCHS, 1965).

Lokalität: Römersteinbruch und Steinbruch „Hummel“ nördlich der Straße St. Margarethen - Rust, Steinbruch „Kummer“ südlich davon; ca. 2 km östlich St. Margarethen bzw. ca. 3 km westlich von Rust, Burgenland; ÖK 1:50.000, Blatt 77 Eisenstadt (Abb. 18).

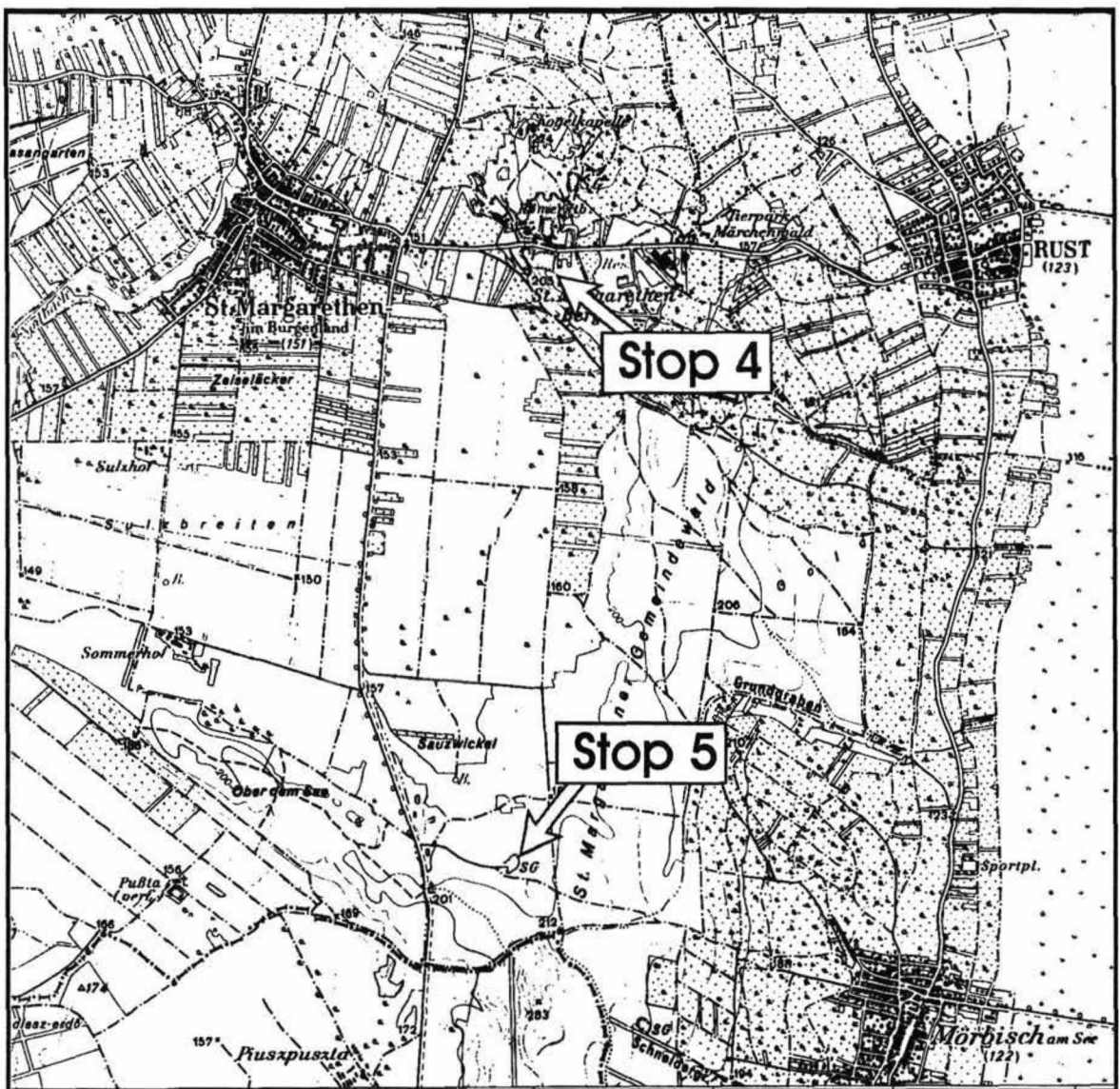


Abb. 18: Lageskizze mit den Steinbrüchen St. Margarthen „Römersteinbruch“ bzw. Steinbrüche „Hummel“ und „Kummer“ (Stop 4) und der Kiesgrube bei St. Margarethen (Stop 5)

Beschreibung:

Im römischen wie im heute aktiven Steinbruchareal sind schwach zementierte und sehr poröse Leithakalke aufgeschlossen. Diese sind relativ leicht bearbeitbar und wurden bereits in römischer Zeit im großen Stile abgebaut und als Baustein verwendet. Heute werden unter anderem auch die zahlreichen Renovierungsarbeiten an historischen Bauten der Stadt Wien mit diesem Baustein vorgenommen (z.B. KIESLINGER, 1949; MENTLER et a., 1986).

Die Ausbildung des Leithakalkes in den Steinbrüchen ist vom faziellen Standpunkt sehr divers und beinhaltet (nach DULLO, 1983) folgende Mikrofaziestypen: Foraminiferen Fazies, Foraminiferen-Algen-Schutt Fazies, Foraminiferen-Rhodolithen Fazies, Pflaster Fazies. Generell sind Foraminiferen, Echiniden, Bryozoen und coralline Algen am auffälligsten. Unter den Mollusken blieben meist nur Kalzitschaler körperlich erhalten (Austern und Pectiniden), von denen die Austern häufig lagig angereichert sind. Bemerkenswert ist das Vorkommen von großen krustösen Rhodolithen (bis über 10 cm Durchmesser), die häufig in lateral relativ weit verfolgbareren Lagen angereichert sind.

Im Steinbruchbereich „Kummer“, das sich südlich der Straße St. Margarethen - Rust befindet (Abb. 19), ist das Vorkommen von gut gebankten, teilweise laminierten Kalken bis Mergeln erwähnenswert. Aus diesen feinkörnigen Kalken, die arm an Mikrofauna und Evertebraten sind, stammt eine diverse Fauna von sehr gut erhaltenen Knochenfischen. Durch den maschinellen Abbau in diesen Kalken, die zur Ziegelherstellung vermahlen werden, ist diese Fundstelle nicht mehr erhalten; der Sedimenttypus ist dagegen an der südlichen Böschung des Areales noch aufgeschlossen. Aufgrund der Sedimentstrukturen werden drei Faziestypen unterschieden.

(1) Eine Fazies mit gut gebankten, dm-mächtigen karbonatischen Grobsanden und Feinkiesen, die mit Pelit- und Siltlagen wechseln (Abb. 20). Die Sande zeigen meist tabulare Schrägschichtung die charakteristisch für sand waves sind. Die Leebblätter sind oft pelit- oder siltbelegt. Auf den fore sets sind teilweise Strömungsrippel ausgebildet. Pelitfasern, mud chips, kletternde Rippel und von Peliten/Siltten abgedeckte Strömungsrippel (mud drapes) sind ebenfalls häufig. Paläoströmungsindikatoren (Abb. 23) zeigen die Dominanz von Strömungen nach E, es treten aber auch signifikante gegenläufige, nach W gerichtete Strömung auf. Bipolare Paläoströmungen und Strukturen, die auf stark wechselnde Strömungsverhältnisse schließen lassen, weisen auf ein gezeitendominiertes Environment.

(2) Eine weitere Fazies wird durch bis zu einem Meter mächtige, sehr schlecht sortierte, biogenreiche Breccien (Mittel- bis Grobkiese) mit großen lamellaren Rhodolithen, diversen Moluskenschalen und Intraklasten charakterisiert (Abb. 21). Die Bänke haben erosive Basis, sind teilweise amalgamiert, und keilen seitlich rasch aus. Die Grobklastika bilden Rinnenfüllungen und werden als Sedimente von Gezeitenrinnen interpretiert.

(3) Diese Fazies wird durch Wechsellagerungen von horizontal geschichteten oder laminierten, wenige cm bis dm mächtigen Karbonatsanden (Mittel- bis Grobsande) mit cm-mächtigen Silten und Tonen charakterisiert (Abb. 22). Sandbänke zeigen teilweise

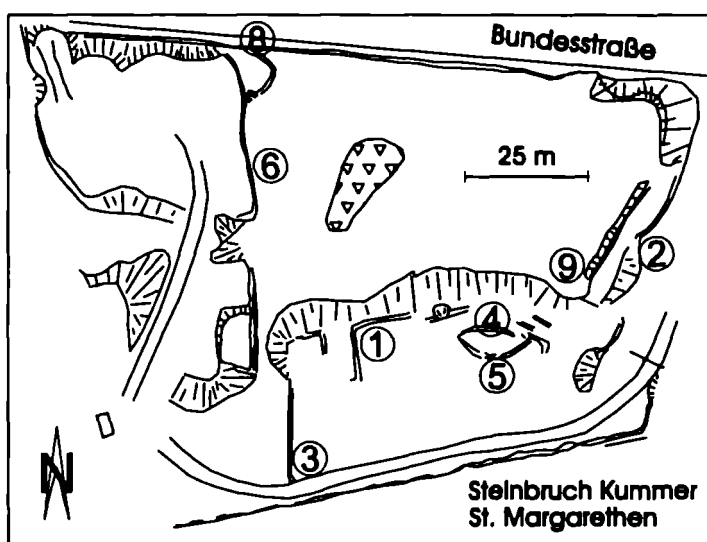


Abb. 19

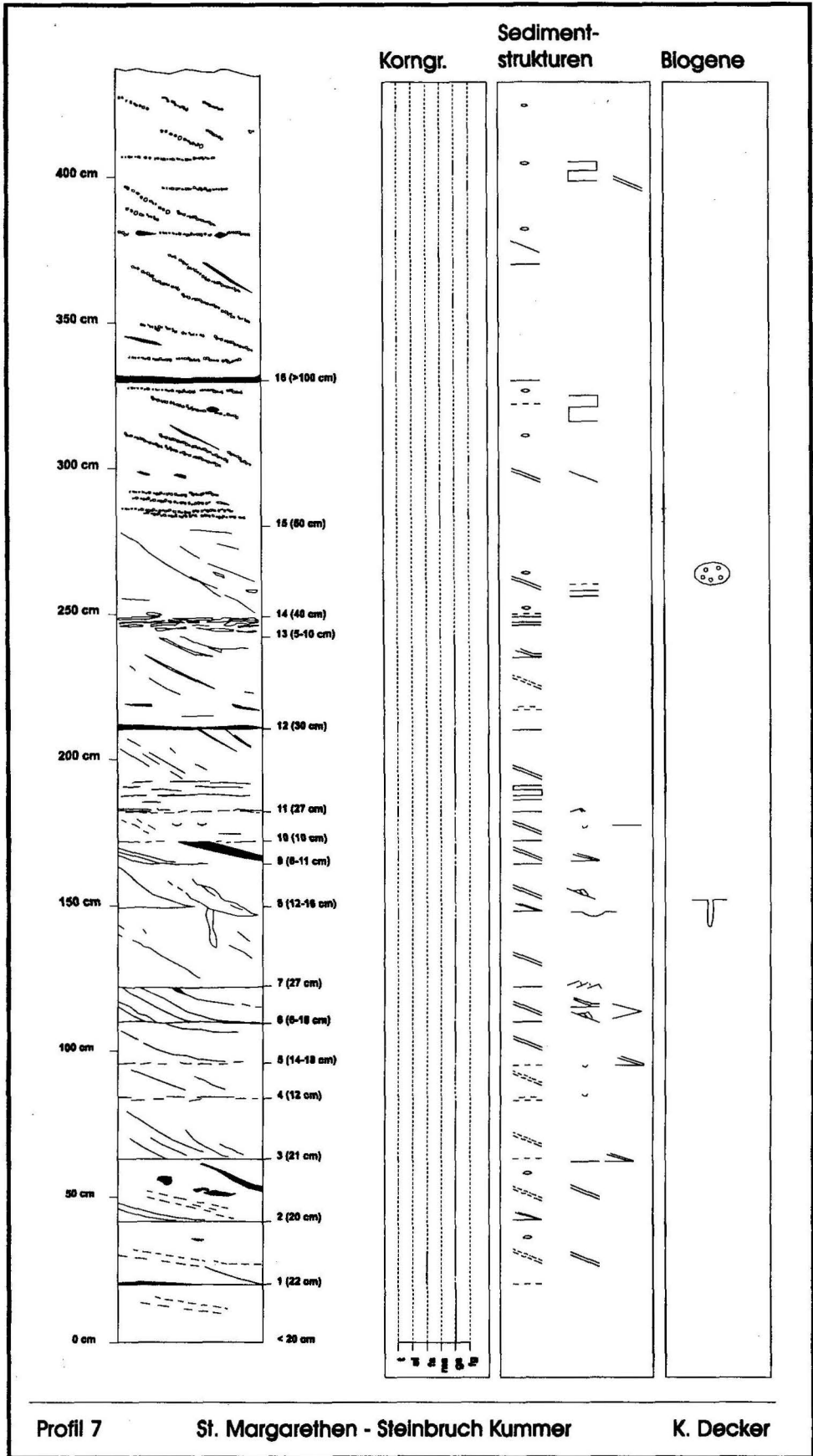
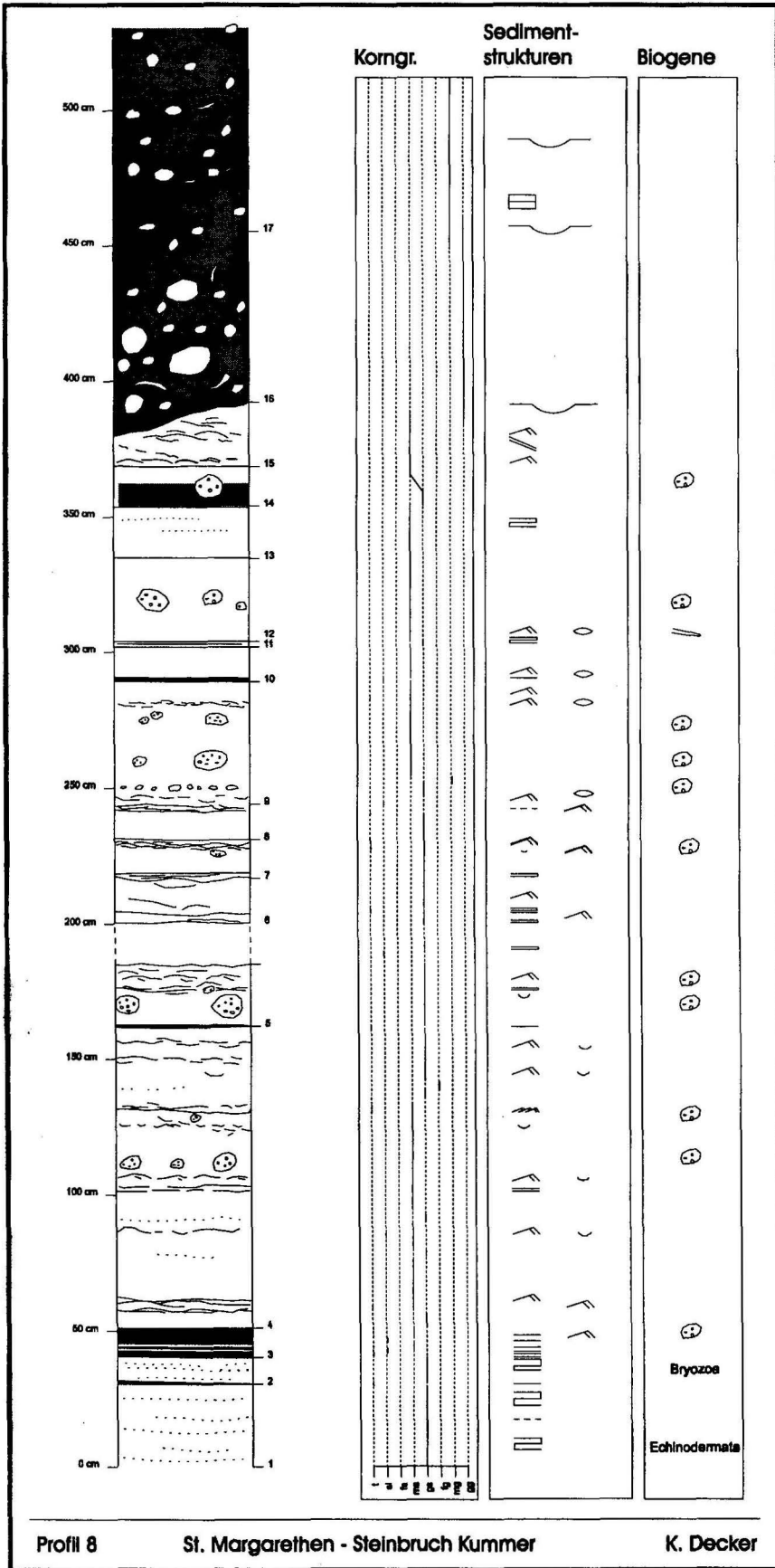


Abb. 20



Profil 8

St. Margareithen - Steinbruch Kummer

K. Decker

Abb. 21

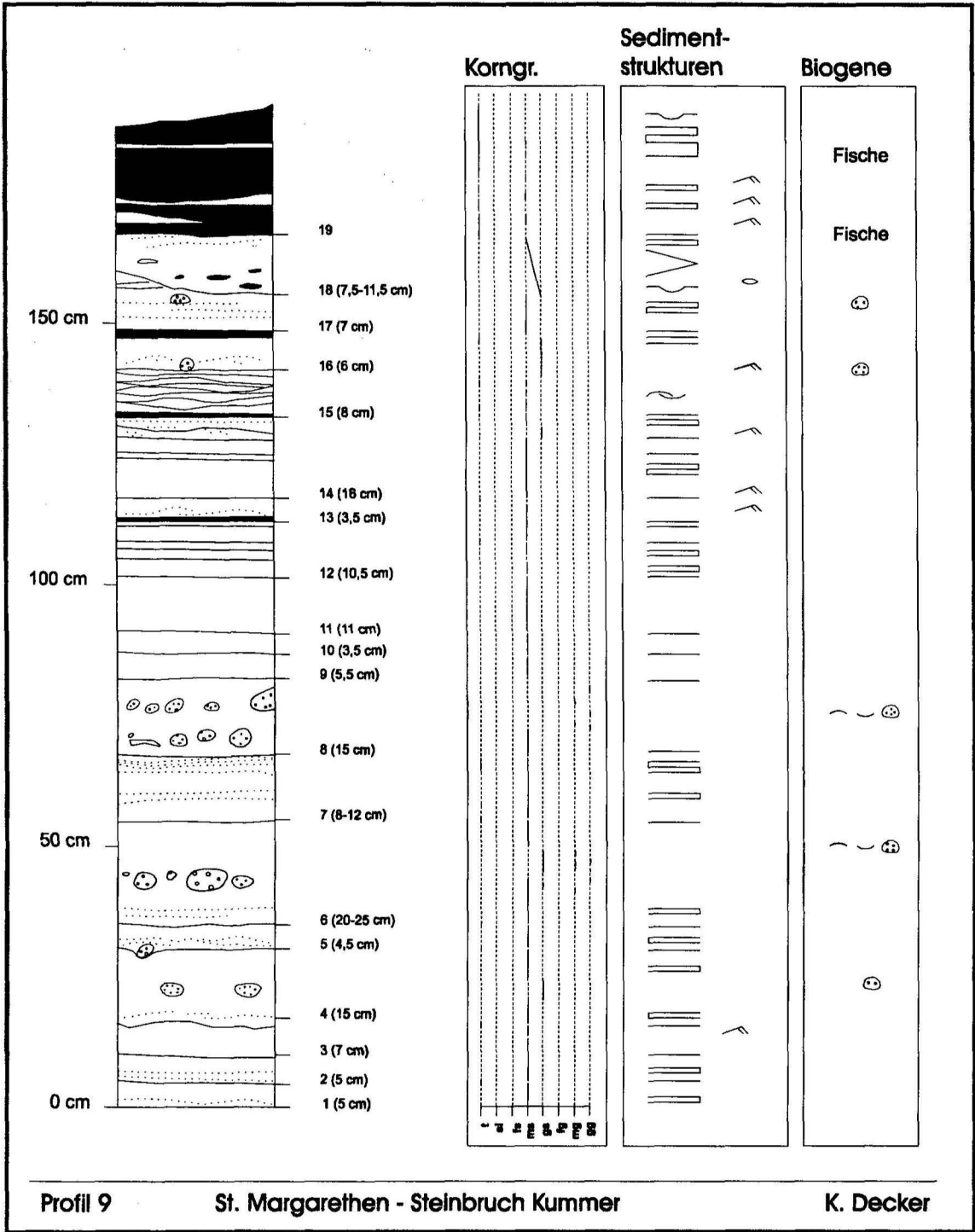


























Abb. 22

erosive Basis und eine Anreicherung von Rhodolithen an der Basis, einige Bänke erscheinen gradiert. In den Pelitlagen wurden die erwähnten reichen Fischfaunen gefunden. Als sedimentäres Environment wird ein sehr seichter Stillwasserbereich diskutiert, in den biogene Grobsande durch Springtiden oder einzelne Stürme eingebracht wurden. Die reichen Fischfaunen könnten ebenfalls auf einen extremen Flachwasserbereich hinweisen, der nur bei Hochenergieereignissen durchströmt wird.

	Erosive Basis		Auszellen
	Pelitbelegte erosive Basis		Strömungsrippel
	Ebene Bankung		Pelitbelegte Strömungsrippel
	Ebene Lamination		Rippel auf Schrägschichtungsblättern
	Pelitbelegte ebene Lamination		Pelitbelegte Rippel auf Schrägschichtung
	Lam. mit auskellenden Pelitlagen		Kletternde Rippel
	Kontinuierliche Pelitlage		Pelitbelegte kletternde Rippel
	Diskontinuierliche Pelitlage		Pelitbelegte wellige Schichtung
	Planare Schrägschichtung		Pelitfasern
	Pelitbelegte Schrägschichtung		Mud chips
	Tangential auslaufende toe-sets		Rhodolith
	Kletternde toe-sets		Spurenfossilien

Legende zu den Abbildungen 20, 21 und 22.

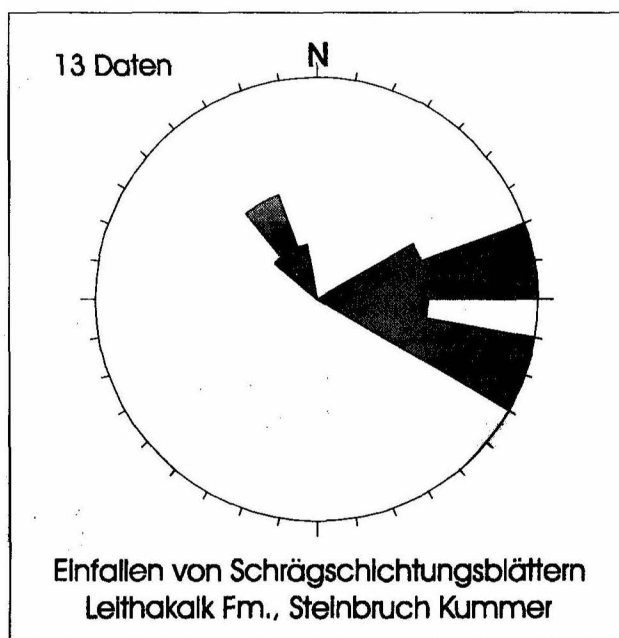


Abb. 23

Interpretation:

Die Kalke nördlich der Straße (Römersteinbruch und Steinbruch „Hummel“) werden als grobe, aber reine Karbonatsande interpretiert, die im flachen, bewegten Wasser abgelagert wurden. In dazwischen auftretenden ruhigeren Vertiefungen kam es zur Bildung einer Pflaster Fazies aus corallinen Rotalgen (DULLO, 1983).

Die laminierten Mergel - Kalke südlich der Straße (Steinbruch „Kummer“) wurden von DULLO (1983) als lagunäre Ablagerungen unter sehr ruhigen, vielleicht auch etwas tieferen und stagnierenden Bedingungen interpretiert. Die neueren sedimentologischen Daten deuten aber auf eine sehr seichte Ablagerung auf Gezeitenflächen hin.

Die sarmatischen Kalke des „Eisenbahneinschnittes zum Steinbruch Hummel“ werden als Strandbildungen interpretiert (FUCHS, 1965).

Literatur: FUCHS, 1965; DULLO, 1983.

STOP 5: Kiesgrube bei St. Margarethen

Thema: Fluvial transportierte Kiese und Schotter des Obersarmatium, überlagert von fossilreichen, mergeligen, marinen Sanden des Obersarmatium und von Quarzsanden des Pannonium D mit arten- und individuenreicher Melanopsidenfauna; syntektonische Sedimente („growth strata“) über einer listrischen Abschiebung.

Lithostratigraphische Einheit: Quarzsande des Pannonium über Kiesen des Obersarmatium.

Alter: Obersarmatium (Mactraschichten); Pannonium D.

Lokalität: Kiesgrube im St.Margarethener Gemeindewald, 5 km SSE vom Ortszentrum St.Margarethen (Abb. 18); ÖK 1:50.000, Blatt 78, Rust.

Beschreibung:

Im Ruster Bergland, jenem Höhenzug, der auch die Leithakalke von St. Margarethen (Stop 4) sowie die Aufschlüsse im Badenium von Kroisbach (jetzt: Fertörakos) in Ungarn umfaßt, befinden wir uns in jenem Areal, in welchem von ROTH VON TELEGD (1879) zum ersten Mal der Begriff Pannon verwendet wurde. FUCHS (1965) gibt für diesen Bereich Ablagerungen des Pannon B, C und D an.

Eine detaillierte Bearbeitung dieses, sowohl in fazieller Hinsicht als auch in Hinblick auf seine Fossilführung und Tektonik kennenswerten Aufschlusses im St.Margarethener Gemeindewald ist leider bis jetzt nicht publiziert worden.

Die Wände des Bruches zeigen locker gelagertes, meist feinkörniges Material (vorwiegend Kiese); die Komponenten bestehen aus ca. 80 % kalkalpinem, etwa 5 % kristallinem und 15 % Sandsteinmaterial. Die tieferen Anteile zeigen oft deutliche Kreuzschichtung. Im Hangenden dieser fossilreieren, fluvial transportierten Kiese finden sich ca. 1 - 2 m mächtige, mergelige, fossilreiche Sande und darüber noch geringmächtige, sandige, detritäre Kalke. Vereinzelt Fragmente von Pectiniden beweisen Umlagerungsvorgänge aus nahen Leithakalken.

In den Ablagerungen des Sarmatium finden sich neben Bivalvenresten, die manchmal Schillagen bilden, (selten) auch große und gut erhaltene Mactren, vor allem jedoch Pirenellen; das relativ häufige Vorkommen von *Bittium hartbergense* weist gleichfalls auf Obersarmatium. Das im Hangenden vorkommende Pannonium liefert in zahlreichen Exemplaren verschiedene, gut erhaltene Arten des Genus *Melanopsis*.

Tektonik:

Die Sandgrube liegt am Ostrand des Eisenstädter Beckens, nahe an dem Bruch, der das Becken gegenüber dem Ruster Hügelland absenkt. Diese N-S-streichende, nach E einfallende Abschiebung verläuft wenige 100 m E der Sandgrube. In der Grube selbst sind konjugierte, E-W-Extension anzeigende Abschiebungen aufgeschlossen. Die symmetrisch zu den Schichtflächen angeordneten Brüche sind teilweise zusammen mit der Schichtung, die flach nach E fällt, verkippt. Die flache Faltung um eine N-S-streichende Achse kann als roll-over-Antiklinale über der listrischen Hauptabschiebung interpretiert werden. In der Sandgrube kann weiters eine generelle Zunahme der Mächtigkeit der Kiesbänke von W nach E beobachtet werden. Die Schichtmuster zeigen Geometrien, die für „growth strata“ typisch sind. Die Schotter wurden demnach während der Aktivität der listrischen, ostfallenden Hauptabschiebung abgelagert und datieren die Extensionstektonik in das obere Sarmatium und Pannonium.

Interpretation:

Fluvial transportierte Kiese werden von mergeligen, marinen Sanden des Obersarmatium überlagert, die Sedimente eines küstennahen Sedimentationsraumes darstellen. Auch umgelagertes Material aus der Leithakalkfazies des Badenium ist nachweisbar. Die lithofaziell reich differenzierte Schichtfolge wird von Pannonium überlagert und belegt

synsedimentäre, E-W-orientierte Extensionstektonik, wie sie auch in Wimpassing (Stop 2) und Steinbrunn (Stop 6) beobachtet wird.

Literatur: FUCHS, 1965; PILLER & VAVRA, 1991.

STOP 6: Sandgrube Steinbrunn

Thema: Synsedimentäre Tektonik des Pannonium; Inversion des Beckens im oberen Pannonium.

Lithostratigraphische Einheit: Sandsteine und Mergel des Pannonium.

Alter: Unteres - Mittleres Pannonium.

Lokalität: Sandgrube 2,2 km NNE Steinbrunn zwischen der Autobahn und der Straße Ebenfurth - Müllendorf; ÖK 1:50.000 Blatt 77, Eisenstadt (Abb. 9).

Beschreibung:

Die Sandgrube liegt am Ostrand des Wiener Beckens, am südwestlichen Abhang des Leithagebirges, in einer Serie von Sanden und Mergeln des oberen Sarmatum und Pannonium (SOHS, 1963). Die Schichtung liegt nicht horizontal, sondern ist um eine N-S streichende Falte verstellt. In der nörlichen Grubenwand sind rhythmisch gebankte (15 - 20 cm) Fein- bis Mittelsandsteine mit dünnen Siltzwischenlagen aufgeschlossen. Diese Fazies steht einer Serie mit massiven oder flasergeschichteten, dickgebankten, gröberen Sandsteinen mit feinkörnigen Konglomeraten gegenüber, die am Südrand der Grube aufgeschlossen ist. Die Serie zeigt undeutliche thickening-up Folgen mit Rinnenfüllungen am top. Erosion und Umlagerung wird durch die erosive Basis der Bänke mit Strömungslinien und durch umgelagerte mud chips des Badenium angezeigt. Die Klastika sind außerdem reich an Bruchstücken coralliner Algen. SAUER et al. (1992) ordnen die Serie einem Environment mit gezeitendominierten Rinnen zu.

Tektonik:

In den Sanden des Pannonium lassen sich insgesamt vier Deformationsereignisse abtrennen, die Hinweise auf die jüngste tektonische Entwicklung des Wiener pull-apart Beckens liefern (Abb. 24). Die auffallendste Struktur im Aufschluß ist eine großmaßstäbliche Faltung der Serien um eine N-S streichende Achse. Im flach nach E einfallenden Schenkel sind zahlreiche tektonische Strukturen zu beobachten, aus denen die folgende Chronologie der Deformation abzuleiten ist (PERESSON & DECKER, 1996).

(1) Die ältesten tektonischen Strukturen sind zur Schichtung symmetrische, konjugierte Abschiebungen und Klüfte, die schichtparallele Dehnung anzeigen. Sie werden durch die spätere Faltung mit der Schichtung nach E gekippt. Die Versätze der Schichtflächen an den konjugierten Abschiebungen erreichen 10 cm. Nach Rückrotation der Schichtung und der konjugierten Abschiebungen ergibt sich eine Dehnung in ENE-WSW Richtung, die die ausklingende Extensionstektonik des Wiener Beckens im Obermiozän widerspiegelt. Im Gegensatz dazu entsprechen alle weiteren Strukturen (2 - 4) einer jüngeren Kompressionstektonik mit einer E-W gerichteten Verkürzung.

(2) In den kompetenteren Sandsteinbänken sind senkrecht auf die Bankung stehende, konjugierte Harnische ausgebildet. Das Bewegungslinear der dextralen und sinistralen Seitenverschiebungen ist parallel zur Schichtung orientiert. Auch diese Flächen sind vor der Faltung entstanden. Nach Horizontierung der Schichtung stehen die Blattverschiebungen senkrecht. Dextrale ENE-WSW-streichende Flächen und konjugierte, NW-SE-streichende sinistrale Harnische belegen E-W-orientierte Einengung.

(3) Die bisher beschriebenen Strukturen entstanden vor der Faltung der Schichtung. Sie werden an einer N-S (170°) streichenden Faltenachse verstellt. Der östliche Falten schenkel fällt mit 20-30° gegen E, der westliche steht nahezu saiger und fällt mit 70-80°

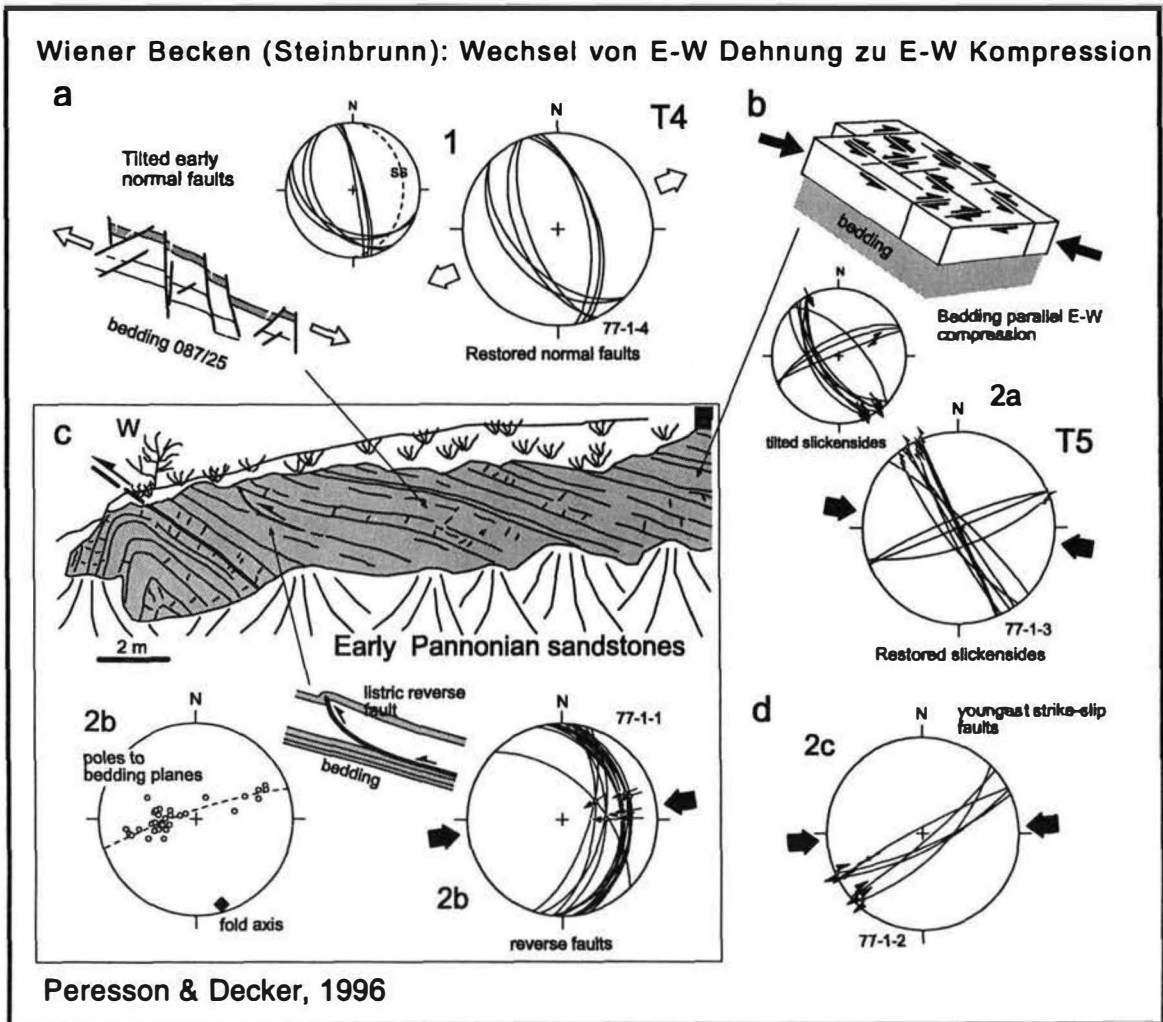


Abb. 24

nach W ein. Im Faltenkern entstehen kleinere, schichtparallele Scherflächen und listrische, W-vergente Aufschiebungen. In pelitreichen Zwischenlagen ist eine Schieferung und Krenulation im cm-Bereich ausgebildet.

(4) Die Faltenstruktur wird schließlich von jüngeren, NE-streichenden, dextralen Blattverschiebungen geschnitten, die ebenfalls einer E-W-gerichteten Verkürzung entsprechen.

Interpretation:

In diesem Aufschluß ist in spektakulärer Weise der Übergang von der Extensionstektonik des Wiener pull-apart Beckens zu einem unmittelbar nachfolgenden kompressiven Ereignis im oberen Pannon überliefert (Abb. 5). Die ENE-gerichtete Dehnung illustriert die Fortdauer der mittelmiozänen, generell E-W gerichteten Extension bis ins Unterpannon. Das anschließende E-W kompressive Ereignis markiert das Ende der Extension des Wiener Beckens, wobei die ältesten E-W kompressive Blattverschiebungen die noch horizontalen Schichten versetzen. Durch andauernde E-W Verkürzung wird das unterpannone Schichtpaket verfalltet und die älteren Strukturen verstellt. Ähnliche Strukturen in Pannonen Sanden des Steirischen Beckens und des Bakony-Gebirges (Ungarn) verdeutlichen die überregionale Bedeutung dieses E-W kompressiven Ereignisses, das die pull-apart Entwicklung und die Subsidenz des Wiener Beckens beendet (PERESSON & DECKER, 1996). Weitere Hinweise auf die Beckeninversion ergeben sich aus dem Alter der jüngsten Sedimente des Beckens, die mit oberem Pannonium (ca. 8 Ma; RÖGL

et al., 1993) datiert sind (Abb. 2). Signifikante Volumina jüngerer Sedimente (Pontium, Pliozän) sind aus dem Wiener Becken nicht bekannt.

Literatur: SOHS, 1963; SAUER et al., 1992; PERESSON & DECKER, 1996; DECKER & LANKREIJER, in Vorb.

Literatur

- ABDELGHANY, O., PILLER, W.E. & TOLEIKIS, R., 1996: Nummulitide Foraminiferen (Gattung: *Planostegina*) im Unter- und Mittel-Miozän der Paratethys und des mediterranen Raumes. - Sediment '96, 11. Sedimentologentreffen, Wien.
- ABEL, O., 1928: Parasitische Balanen auf Stockkorallen aus dem Miozänmeer. - Paläobiologica, **1**, 13-38, 2 Taf., Wien - Leipzig.
- BACHMAYER, F. & TOLLMANN, A., 1953: Die Crustaceen-Fauna aus dem tortonischen Leithakalk (Steinbrüche der Firma Fenk) bei Groß-Höflein im Burgenland. - [in:] KÜPPER, H., EXNER, Ch. & GRUBINGER, H. (Hrsg.): Skizzen zum Antlitz der Erde, 308-314, 1 Taf., Wien (Brüder Hollinek).
- BALDI, T., 1989: Tethys and Paratethys through Oligocene times. Remarks to a comment. - Geologica Carpathica, **40**, 1, 85-99, 3 Fig., Bratislava.
- BRIX, F. & PLOCHINGER, B., 1988: Erläuterungen zu Blatt 76 Wiener Neustadt. - 85 pp., 7 Abb., Wien (Geol. B.-A.).
- BRIX, F., KRÖLL, A. & WESSELY, G., 1977: Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. - Erdöl Erdgas Ztschr., **1977**, 12-35, Wien-Hamburg.
- BRIX, F. & SCHULTZ, O., 1993: Erdöl und Erdgas in Österreich. 2. Auflage. - Veröffentlichungen aus dem Naturhistorischen Museum Wien, N. F. **19**, XXIV+688 S., 200 Abb., 17 Beil., Wien.
- CONTI, S., 1946: Le Corallinee del calcare miocenico (Leithakalk) del bacino di Vienna. - Publ. Ist. Geol. Univ. Genova, Quaderni 1 - 2, ser. A - Paleontologia, 31-68, 7 Pl., Genova.
- COUDRY, J., 1977: Sedimentation et diagenèse des formations récifales périphériques à la Nouvelle-Calédonie durant le quaternaire: contrôle tectonique et climatique. - Memoires, B.R.G.M., **89**, 407-418, Paris.
- DECKER, K., & LANKREIJER, A., 1996: Das Wiener Becken - Tektonik, Subsidenz und Modellierung eines „thin-skinned“ Pull-Apart-Beckens. - Sediment '96, 11. Sedimentologentreffen, Wien.
- DECKER, K., & LANKREIJER, A., In Vorber.: Tectonic controls on the formation of the thin-skinned Vienna pull-apart basin. - Tectonophysics, Amsterdam.
- DECKER, K, PERESSON, H, FAUPL, P., 1994: Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der "lateralen Extrusion" der Zentralalpen. - Jahrbuch der Geologischen Bundes-Anstalt **137** (1), 5-18, Wien.
- DECKER, K, & PERESSON, H., 1996: Tertiary kinematics in the Alpine-Carpathian-Pannonian System: links between thrusting, transform faulting and crustal extension. - [in:] WESSELY, G., & LIEBL, W., (Ed.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe, EAPG Spec. Pub. **5**, London, im Druck.
- DULLO, W.-Ch., 1983: Fossildiagenese im miozänen Leitha-Kalk der Paratethys von Österreich: Ein Beispiel für Faunenverschiebungen durch Diageneseunterschiede. - Facies, **8**, 1 -112, 15 Taf., 22 Abb., Erlangen.
- FODOR, L., 1995: From transpression to transtension: Oligocene-Miocene structural evolution of the Vienna basin and the East Alpine-Western Carpathian junction. - Tectonophysics **242**, 151-182, Amsterdam.
- FUCHS, W., & GRILL, R., 1984: Geologische Karte von Wien und Umgebung 1:200.000 - Wien (Geol. B.-A.).
- FUCHS, W., 1965: Geologie des Ruster Berglandes (Burgenland). - Jahrb. Geol. B.-A., **108**, 155 - 194, 3 Abb., 2 Taf., Wien.
- FUCHS, R. & STRADNER, H., 1977: Über Nannofossilien im Badenien (Mittelmiozän) der Zentralen Paratethys. - Beitr. Paläont. Österr., **2**, 1-58, 5 Abb., 8 Taf., Wien.
- GUTDEUTSCH, R. & ARIC, K., 1976: Erdbeben im ostalpinen Raum. Beobachtungsmethoden und tektonische Deutungsversuche. - Zentralanst. Met. Geodyn., **19** (210), 1-23, Wien.

- HAAS, M., 1993: Die neogenen Sedimente im Raume Hornstein/Wimpassing - eine einvironmentanalytische (Teil A) und rohstoffwirtschaftliche (Teil B) Untersuchung. Diplomarbeit Formal- Naturwiss. Fak. Universität Wien, 168pp, Wien.
- HÖRNES, M., 1856: Die fossilen Mollusken des Tertiaer-Beckens von Wien. 1. Band: Univalven. - Abh. k. k. Geol. Reichsanst., **3**, 1-736, 1 Karte, Atlas mit 52 Taf., Wien.
- HÖRNES, M., 1870: Die fossilen Mollusken des Tertiaer-Beckens von Wien. 2. Band: Bivalven. - Abh. k. k. Geol. Reichsanst., **4**, 1-479, Atlas mit 85 Taf., Wien.
- HÖRNES, R. & AUINGER, M., 1879: Gasteropoden der Meeres-Ablagerungen der ersten und zweiten miocänen Mediterran-Stufe in der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. - Abh. k.k. Geol. Reichsanst., **12** (1), 1 - 382, 50 Taf., Wien.
- KARRER, F., 1861: Über das Auftreten der Foraminiferen in den marinen Tegeln des Wiener Beckens. - Sitzber. kaiserl. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., Abt. I, 427 - 459, 2 Taf., Wien.
- KARRER, F., 1877: Geologie der Kaiser Franz Josefs Hochquellen-Wasserleitung. - Abh. geol. Reichsanstalt, **9**, 420pp, 96 Abb., 20 Taf., Wien.
- KEFERSTEIN, C., 1828: Beobachtungen und Ansichten über die geognostischen Verhältnisse der nördlichen Kalk-Alpenkette in Österreich-Bayern. - Teutschland geognostisch-geologisch dargestellt, **5/3**, 425 pp., Weimar.
- KIESLINGER, A., 1949: Die Steine von St. Stephan. - 486 S., 207 Bilder, Wien (Herold).
- KIESLINGER, A., 1951: Gesteinskunde für Hochbau und Plastik. - 200 S., Wien.
- KOVAC, M., BARATH, I., HOLICKY, I., MARKO, F. & TUNYI, I., 1989: Basin opening in the Lower Miocene strike-slip zone in the SW part of the Western Carpathians. - Geol. Zbornik - Geologica Carpathica, **40** (1), 37-62, Bratislava.
- KRÖLL, A., & WESSELY, G., 1993: Wiener Becken und angrenzende Gebiete - Strukturkarte-Basis der tertiären Beckenfüllung. - Geologische Themenkarte der Republik Österreich 1:200.000, Wien (Geol. B.-A.)
- KÜPPER, H., 1965: Geologie von Wien. - 212pp, 20 Tab., 44 Taf., Wien (Hollinek).
- LANKREIJER, A., KOVAC, M., CLOETINGH, S., PITONAK, P., HLOSKA, M., & BIERMANN, C., 1995: Quantitative subsidence analysis and forward modelling of the Vienna and Danube Basins: thin-skinned versus thick skinned extension. - Tectonophysics, Amsterdam.
- MARKO, F., FODOR, L. & KOVAC, M., 1991: Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezovské Karpaty Mts. (Western Carpathians). - Mineralia slovac, **23**, 189-200, Bratislava.
- MENTLER, A., MÜLLER, H.W. & SCHWAIGHOFER, B., 1986: Verwitterungsstudien an Naturbausteinen im Wiener Stadtgebiet und in Steinbrüchen des Leithagebirges im Burgenland. - Mitt. österr. geol. Ges., **79**, 309-325, 14 Abb., Wien.
- d'ORBIGNY, A., 1846: Die fossilen Foraminiferen des tertiären Beckens von Wien... - XXXVII + 312 S., 21 Taf., Raris (Gide et Comp.)
- PAPP, A., 1949: Fauna und Gliederung des Sarmats im wiener Becken. - Anz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **1949** (13), 256-266, 2 Tab., Wien.
- PAPP, A., 1951: Das Pannon des Wiener Beckens. - Mitt. Geol. Ges. Wien, **39-41** (1946-48), 99-193, 7 Abb., 4 Tab., Wien.
- PAPP, A., 1953: Die Moluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. - Mitt. geol. Ges. Wien, **44** (1951), 85-222, 1 Abb., 7 Tab., 25 Taf., Wien.
- PAPP, A. in Zusammenarbeit mit GRILL, R., JANOSCHEK, R., KAPOUNEK, J., KOLLMANN, K. & TURNOVSKY, K., 1968: Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. - Verh. Geol. B.-A., **1968**, 9-27, 1 Tab., Wien.
- PAPP, A., 1978: Die Entwicklung der Heterosteginen im Badenien. - [in:] PAPP, A., CICHA, I., SENES, J. & STEININGER, F. (eds.): M₄ - Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). - Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys, **6**, 284 - 288, Taf. 12 - 13, Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.).
- PAPP, A., CICHA, I. & CTYROKA, J., 1978: Allgemeine Charakteristik der Foraminiferenfauna im Badenien. - [in:] PAPP, A., CICHA, I., SENES, J. & STEININGER, F. (eds.): M₄ - Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). - Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys, **6**, 263 - 268, Abb. 55 - 57, Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.).
- PAPP, A., CICHA, I., SENES, J. & STEININGER, F. (eds.), 1978: M₄ - Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). - Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys, **6**, 1 - 594, Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.).
- PAPP, A., & KÜPPER, K., 1954: The genus Heterostegina in the upper Tertiary of Europe. - Contr. Cushman Found. Foraminif. Res., **5**, 108-127, New York.

- PAPP, A., RÖGL, F., CICHA, I., CTYROKA, J. & PISHVANOVÁ, S., 1978: Planktonische Foraminiferen im Badenien. - [in:] PAPP, A., CICHA, I., SENES, J. & STEININGER, F. (eds.): M₄ - Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). - Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys, **6**, 268 - 278, Taf. 1 - 8, Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.).
- PAPP, A. & SCHMID, M. E., 1978: Die Entwicklung der Uvigerinen im Badenien der Zentralen Paratethys. - [in:] PAPP, A., CICHA, I., SENES, J. & STEININGER, F. (eds.): M₄ - Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). - Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys, **6**, 279 - 284, Taf. 9 - 11, Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.).
- PASSEGA, R., 1957: Texture as a characteristic of clastic deposition. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **41** (9), 1952-1984, Tulsa (Oklahoma).
- PERESSON, H., & DECKER, K., 1996: Far-field effects of Late Miocene W-directed subduction in the Outer Eastern Carpatians: E-W compression and inversion of structures in the Alpine-Carpatian-Pannonian region. - Tectonics, Washington, D.C., im Druck.
- PIERSON, B. J., & SHINN, E. A., 1985: Cement distribution and carbonate mineral stabilization in Pleistocene limestones of Hogsty Reef, Bahamas. [in:] SCHNEIDERMAN, N., & HARRIS, P. M., (eds.): Carbonate cements. SEPM Spec. Publ., **36**, 153-168, Tulsa (Oklahoma).
- PILLER, W.E., 1993: Facies development and coralline algae in the Vienna and Eisenstadt Basins (Miocene). - [in:] HÖFLING, R., MOUSSAVIAN, E. & PILLER, W.E. (eds.): Facial development of algae-bearing carbonate sequences in the Eastern Alps. Field Trip Guidebook. - B7, 1-24, 6 Fig., 4 Pl., München.
- PILLER, W.E., 1994: *Nullipora ramosissima* REUSS, 1847 - a re-discovery. - Beiträge Paläontologie, **19**, 181-189, 2 Fig., 2 Pl., Wien.
- PILLER, W.E. & KLEEMANN, K., 1991: Middle Miocene Reefs and related facies in Eastern Austria. I) Vienna Basin. - VI. International Symposium on Fossil Cnidaria including Archaeocyatha and Porifera, Excursion-Guidebook, Excursion B4, 1-28, 12 Fig., Münster.
- PILLER, W.E. & VAVRA, N., 1991: Das Tertiär im Wiener und Eisenstädter Becken. - [in:] ROETZL, R. & NAGEL, D. (ed.): Exkursionen im Tertiär Österreichs, Molassezone-Waschbergzone-Korneuburger Becken - Wiener Becken - Eisenstädter Becken. - 161-216, Abb. 41-49, Wien (Österr. Paläont. Ges.).
- PILLER, W.E., ABDELGHANY, O. & TOLEIKIS, R., 1995: Über die stratigraphische Verbreitung nummulitider Foraminiferen (Gattung: *Planostegina*) im Unter- und Mittel-Miozän der Paratethys und des mediterranen Raumes. - 2. Tagung der Österreichischen Paläontologischen Gesellschaft, Kurzfassungen der Vorträge und Poster, 25-26, Graz.
- PLÖCHINGER, B., & PREY, S., 1974: Der Wienerwald. - Sammlung geol. Führer, **59**, XI, 141pp, 23 Abb., 3 Tab., 2 Karten, Berlin (Borntäger).
- PREVOST, C., 1820: Essai sur la constitution physique et géognostique du bassin de Vienne en Autriche. - Journal de physique, **1820**, 34pp, 2 Abb., Paris.
- POPRAWA, D., NEMCOK, J., 1988-1989: Geological atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland. - Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.-G., 1991: Lateral extrusion in the eastern Alps, part II: structural analysis. - Tectonics **10** (2): 257-271, Washington D.C.
- REUSS, A. E., 1847: I. Die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens. Ein monographischer Versuch. - Naturwiss. Abh., HAIDINGER, W. (ed.), **2**, 1 - 109, 11 Taf., Wien.
- REUSS, A. E., 1849: Neue Foraminiferen aus den Schichten des österreichischen Tertiärbeckens. - Denkschr. K. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., **1**, 365 - 390, 6 Taf., Wien.
- RÖGL, F. & STEININGER, F. F., 1983: Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Die neogene Paläogeographie und Palinspastik des zirkum-mediterranen Raumes. - Ann. Naturhist. Mus. Wien, **85/A**, 135 - 163, 2 Abb., 14 Taf., Wien.
- RÖGL, F., ZAPFE, H., BERNOR, R.L., BROZBOHATY, L., DAXNER-HÖCK, G., DRAXLER, I., FEJFAR, O., GAUDANT, J., HERMANN, P., RABEDER, G., SCHULTZ, O. & ZETTER, R. 1993: Die Primatenfundstelle Götzendorf an der Leitha (Obermiozän des Wiener Beckens, Niederösterreich). - Jb. Geol. B.-A., **136** (2), 503-526, Wien.
- ROTH v. TELEGD, L., 1879: Geologische Skizze der Kroisbacher Berge und des südlichen Teiles des Leithagebirges. - Földt. Közl., **20** (3-4), 139, Budapest.
- ROTH, Z., 1980: Západní Karpati-terciární struktura Střední Evropy. Ustředný ustav Geologický, **55**, 128p, Bratislava.
- ROYDEN, L. H., 1985: The Vienna Basin: A thin-skinned pull-apart basin. - [in:] BIDDLE, K. T., CHRISTIE-BLICK, N., (eds.): Strike slip deformation, basin formation and sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication **37**, 319-338.

- ROYDEN, L. H., 1988: Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system. - [in:] ROYDEN, L. H., & HORVATH, F., (eds.): The Pannonian Basin - A study in basin evolution. American Association of Petroleum Geologists, Memoir **45**, 27-48, 13 Fig., Tulsa (Oklahoma).
- ROYDEN, L., HORVATH, F. & RUMPLER, J. 1983: Evolution of the Pannonian Basin system, 1. Tectonics. - Tectonics, **2** (1), 63-90, Washington D.C.
- ROYDEN, L. H. & HORVATH, F. (eds.), 1988: The Pannonian System. A study in basin evolution. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. **45**, 1 - 394, Tulsa (Oklahoma).
- SAUER, R., SEIFERT, P. & WESSELY, G., 1992: Guidebook to Excursions in the Vienna Basin and the Adjacent Alpine-Carpathian Thrustbelt in Austria. - Mitt. Geol. Ges., **85**, 1-264, 200 Abb., Wien.
- SCHAFFER, F. X., 1907: Geologischer Führer für Exkursionen im Inneralpinen Wiener Becken der nächsten Umgebung von Wien. - Samml. geol. Führer, **12**, VIII + 127pp, 11 Abb., Berlin (Bornträger).
- SEIFERT, P., 1992: Vienna Basin. [in:] BRIX, F. & SCHULZ, O., 1993: Erdöl und Erdgas in Österreich. - Veröff. nathist. Mus. Wien, **19**, 688pp., Wien.
- SENES, J. & STEININGER, F. F., 1985: I. Mediterranean Tethys and Paratethys Neogene Stages and their current correlation. - [in:] STEININGER, F. F., SENES, J., KLEEMANN, K. & RÖGL, F. (eds.): Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. Stratigraphic correlation tables and sediment distribution maps. - vol. 1: 1 - 10, Wien (Inst. Paleontology).
- SOHS, F., 1963: Das Neogen am Westrand des Leithagebirges (zwischen Hornstein und Sommerein. Diss. Univ. Wien, Wien.
- STEININGER, F. F., 1977: Integrated Assemblage-Zone Biostratigraphy at Marine-Nonmarine Boundaries: Examples from the Neogene of Central Europe. - [in:] KAUFFMANN, E. G. & HAZEL, J. E. (eds.): Concepts and Methods of Biostratigraphy, 235 - 256, 11 Text-Fig., Stroudsburg, Pennsylvania (Dowden, Hutchinson & Ross).
- STEININGER, F. F., SENES, J., KLEEMANN, K. & RÖGL, F. (eds.), 1985: Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. Stratigraphic correlation tables and sediment distribution maps. - vol. 1: XIV + 189 pp.; vol. 2: XXVI + 536 pp., Wien (Inst. Paleontology).
- STEININGER, F. F., WESSELY, G., RÖGL, F. & WAGNER, L., 1986: Tertiary sedimentary history and tectonic evolution of the Eastern Alpine Foredeep. - Giornale di Geologia, ser. 3, **48/1-2**, 285-297, 10 Fig., Bologna.
- STEININGER, F. F., MÜLLER, C. & RÖGL, F., 1988: Correlation of Central Paratethys, Eastern Paratethys, and Mediterranean Neogene Stages. - [in:] ROYDEN, L.H. & HORVATH, F. (eds.): The Pannonian System. A study in basin evolution. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. **45**, 79 - 87, 3 Fig., Tulsa (Oklahoma).
- STEININGER, F. F., RÖGL, F., HOCHULI, P., & MÜLLER, C., 1989: Lignite deposition and marine cycles. The Austrian Tertiary lignite deposits - A case history. - Sitzungsbericht der Akademie der Wissenschaften Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse **197** (5-10), 309-332.
- STEININGER, F. F., BERNOR, R.L. & FAHLBUSCH, V., 1990: European Neogene marine/continental chronologic correlations. - [in:] LINDSAY, E. H., FAHLBUSCH, V. & MEIN, P. (eds.): European Neogene Mammal Chronology. - 15 - 46, 1 Fig., New York (Plenum Press).
- STÜTZ, A., 1807: Mineralogisches Taschenbuch. Enhaltend eine Oryctographie von Unterösterreich etc. - 394pp, Wien-Triest (Geistinger).
- SUCESS, E., 1885: Das Antlitz der Erde. Bd. 1. - 778 S., illustr. (Tempisky), Prag (Freytag), Leipzig.
- THENIUS, E., 1967: Säugetierfährten aus dem Rohrbacher Konglomerat (Pliozän) von Niederösterreich. - Ann. nathist. Mus. Wien, **71**, 363-379, 3 Abb., 4 Taf., Wien.
- TOLLMANN, A., 1955: Das Neogen am Nordwestrand der Eisenstädter Bucht. - Wissenschaftliche Arbeiten Burgenland, **10**, 1-75, 7 Fig., Profile A-G, 1 geol. Karte, Eisenstadt.
- TOLLMANN, A., 1985: Geologie von Österreich. Band II. Außerzentralalpiner Anteil. - 710 S., 287 Abb., Wien (Deuticke).
- TOMEK, C., & THON, A. 1988: Interpretation of seismic reflection profiles from the Vienna Basin, the Danube Basin, and the Transcarpathian Depression in Czechoslovakia. In: The Pannonian Basin - A study in basin evolution - [in:] ROYDEN, L.H., & HORVATH, F., The Pannonian Basin - A study in basin evolution. American Association of Petroleum Geologists, Memoir **45**, 171-182, Tulsa (Oklahoma).
- TOMEK, C. & HALL, J. 1993: Subducted continental margin imaged in the Carpathians of Czechoslovakia. - Geology, **21**, 535-538, Boulder.

- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., & THOMPSON, S., 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: Global Cycles of relative changes of sea level. Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem., **26**, 83-97, Tulsa (Oklahoma).
- VAVRA, N., 1974: Cyclostome Bryozoen aus dem Badenien (Mittelmiozän) von Baden bei Wien (Niederösterreich). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **147** (3): 343-375, 3 Abb., Wien.
- WAGNER, L., KUCKELKORN, K. & HILTMANN, W., 1986: Neue Ergebnisse zur alpinen Gebirgsbildung Oberösterreichs aus der Bohrung Oberhofen 1 -Stratigraphie, Fazies, Maturität und Tektonik. - Erdöl Erdgas Kohle, **102** (1), 12-19, Wien-Hamburg.
- WESSELY, G., 1983: Zur Geologie und Hydrodynamik im südlichen Wiener Becken und seiner Randzone. - Mitt. österr. geol. Ges., **76**, 27-68, 8 Taf., Wien.
- WESSELY, G., 1984: Der Aufschluß auf kalkalpine und subalpine Tiefenstrukturen im Untergrund des Wiener Beckens. - Erdöl Erdgas Ztschr., **100** (9), 285-292, Wien-Hamburg.
- WESSELY, G., 1988: Structure and Development of the Vienna Basin in Austria. - [in:] ROYDEN, L. H. & HORVATH, F. (eds.): The Pannonian System. A study in basin evolution. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. **45**, 333 - 346, 10 Fig., Tulsa (Oklahoma).
- WESSELY, G., KRÖLL, A., JIRICEK, R., & NEMEC, F. 1993: Wiener Becken und angrenzende Gebiete - Geologische Einheiten des präneogenen Beckenuntergrundes. - Geologische Themenkarte der Republik Österreich 1:200.000, Wien (Geol. B.-A.).
- WIESENEDER, H., & ZIRKL, E. J., 1957: Glastuffit von Linenberg bei Zistersdorf (Niederösterreich). - Verh. Geol. B.-A., **1957**, 136-145, Wien.
- WINKLER, A., 1926: Die Lagerungsverhältnisse im Steinbruch des Rauchstallbrunngrabens bei Baden. - Verh. Geol. B.-A., **1925**, 72-75, 1 Abb., Wien.



Exkursion A2

**Tiefwassersedimente und tektonischer Bau
der Flyschzone des Wienerwaldes**

Exkursionsführer SEDIMENT'96
11. Sedimentologentreffen, Wien, 1996

Peter FAUPL

32 S., 13 Abb.

Wien, Mai 1996

Die Flyschzone des Wienerwaldes
Eine Einführung
P. Faupl*

Die Flyschzone des Wienerwaldes bildet den östlichsten Abschnitt der Rhodanubischen Flyschzone, die sich über 500 km entlang dem Alpennordrand, von Vorarlberg im Westen bis an die Donau bei Wien, erstreckt. Nördlich der Donau setzt sich die Flyschzone obertags im Bisamberg fort, während der Großteil der Zone unter neogener Sedimentbedeckung im Untergrund des Wiener Beckens liegt, wo sich der Übergang in die Flyschzone der Westkarpaten vollzieht.

Der Wienerwald als Landschaft umfaßt sowohl die Flyschzone als auch nördliche Teile der Kalkalpen zwischen dem Tal der Traisen und dem Westrand des Wiener Beckens. Im Süden wird er durch das Triesting- und Gölsental begrenzt. Der Schöpfl (890 m Seehöhe) als höchste Erhebung des Wienerwaldes liegt in der südlichen Flyschzone.

Die Flyschzone des Wienerwaldes ist mit etwa 20 km N-S-Erstreckung wesentlich breiter entwickelt als westlichere Abschnitte. Sie umfaßt vier tektonische Flyscheinheiten (Abb. 1): die Nordrandzone, Greifensteiner, Laaber und Kahlenberger Decke. Im Südost, gegen die Kalkalpen, tritt die St. Veiter Klippenzone auf. Entlang dem Nordrand der Laaber Decke erstreckt sich die "Hauptklippenzone", die als östliche Fortsetzung der Grestener Klippenzone (Helvetikum s. l.) zu betrachten ist.

Der Deckenkomplex der Flyschzone liegt zusammen mit der Hauptklippenzone tektonisch über der Molassezone (Abb. 3). Im unmittelbar Liegenden der Flyschzone befindet sich die sogenannte Subalpine Molassezone, ein tektonisch weit nach Norden transportiertes Element des südlichen Molassetroges. Während an der Front der Flyschzone des Wienerwaldes nur tertiäre Molasseschichtglieder am Aufbau der Subalpinen Molassezone beteiligt sind, führt sie nördlich der Donau (Waschbergzone), an ihrer Basis noch tektonisch mitgeschürfte Schichtglieder der autochthonen Mesozoikumsbedeckung der Böhmisches Masse. Unter der Subalpinen Molassezone liegt dann die autochthone Molassezone, welche ihrerseits transgressiv dem autochthonen Mesozoikum oder westlich der Linie Hollabrunn - Tulln direkt dem Kristallin der Böhmisches Masse auflagert.

Schichtfolge

Die einzelnen Flyschdecken werden von Schichtgliedern der Kreide und des Paläogens aufgebaut. Über die Schichtfolge orientiert Abb. 2.

Die Schichtfolge der *Nordrandzone* umfaßt mit den *Wolfpassinger Schichten* im wesentlichen nur Unterkreide (GRÜN et al., 1972). Der stratigraphisch tiefere Anteil ("Neokomflysch") ist durch eine dünnbankige, karbonatreiche Turbiditabfolge charakterisiert, wie sie im Steinbruch bei der Dopplerhütte in intensiv verfallener Form erschlossen ist (Abb. 11). Darüber folgt eine pelitreiche, durchwegs dünnbankige Flyschfolge mit vereinzelt Glaukonit-sandstein-reicheren Partien und auch Kalkturbiditkomplexen. An Hand von Nannofossilien und palynologischen Daten ist ein stratigraphischer Umfang von Barreme bis Unter-alb belegt.

* Anschrift: Institut für Geologie der Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien.

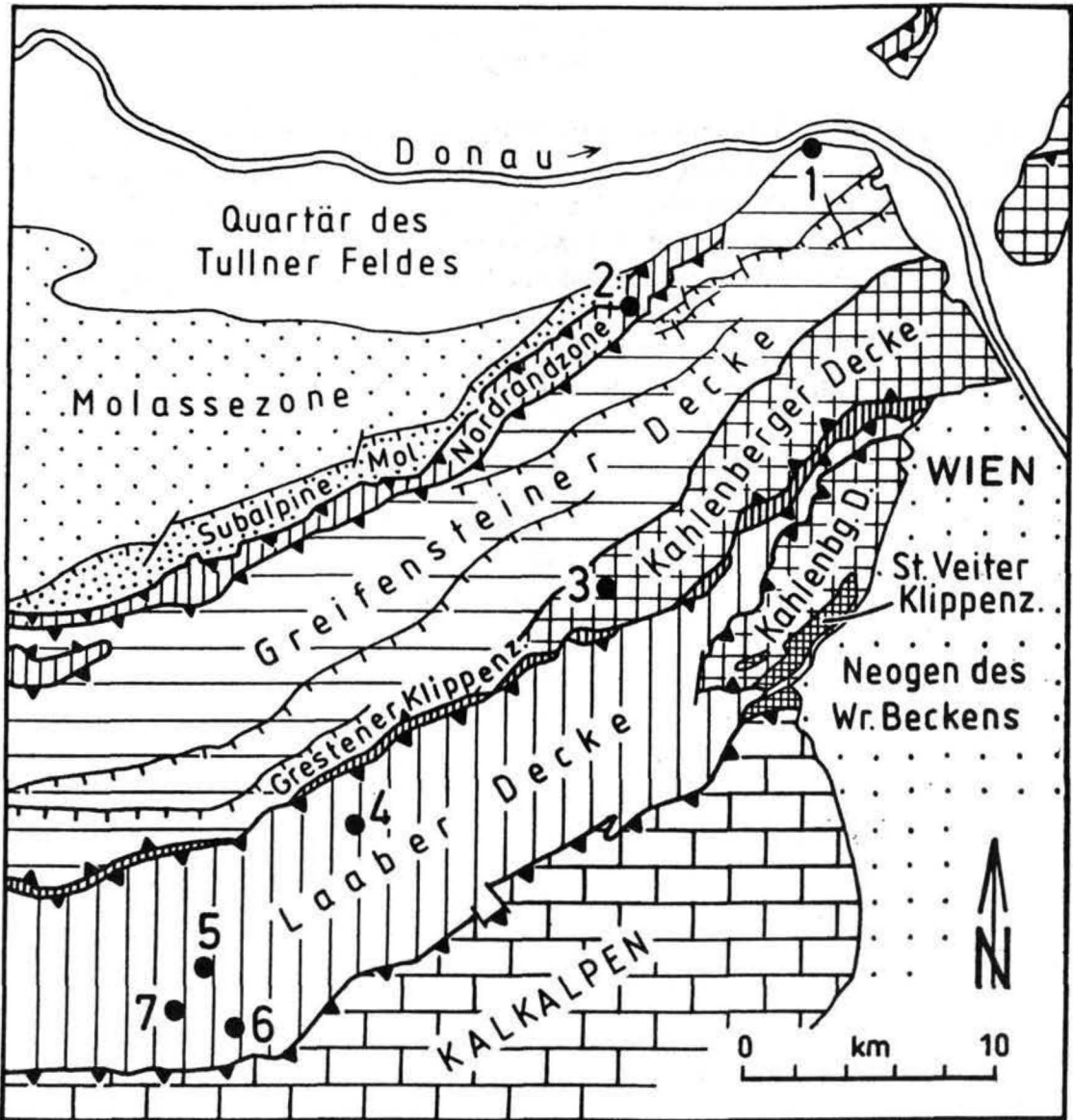


Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte der Flyschzone des Wienerwaldes mit Exkursionsroute. Nach der Geologischen Karte der Umgebung von Wien, 1: 200 000, Geol. B.-A., Wien 1984.

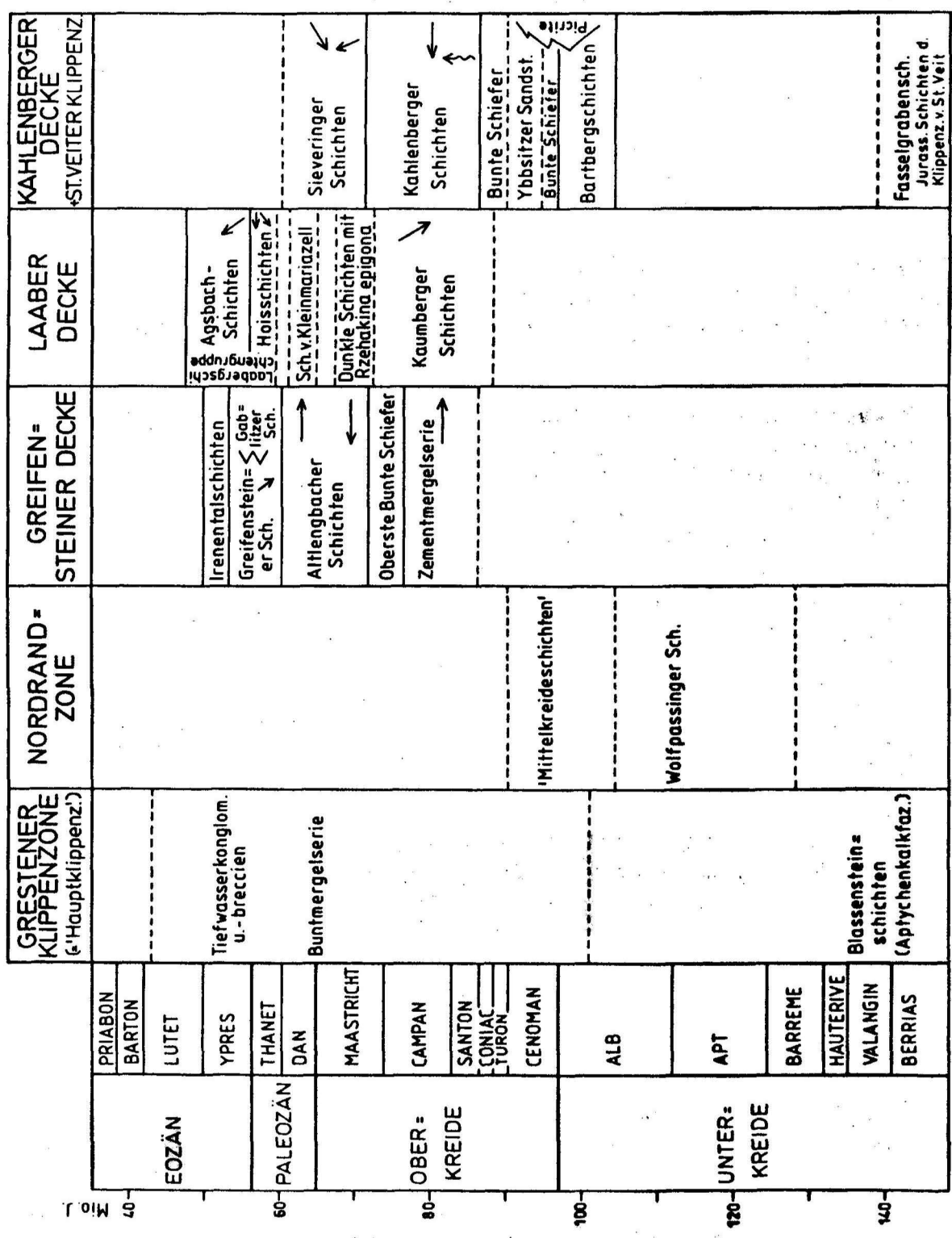


Abb. 2: Stratigraphie der Flyschzone des Wienerwaldes.

Die Schichtfolge der *Greifensteiner Decke*, einer direkten Fortsetzung der Hauptflyschdecke der westlichen Flyschzone, setzt, tektonisch bedingt, im Wienerwald erst mit der *Zementmergelserie* (Santon - Campan) ein. Bei diesem Schichtglied handelt es sich um einen karbonatreichen Flysch in einer Beckenebenenfazies. Die sogenannten "*Obersten Bunten Schiefer*" (=Pernecker Schichten), die zu den Altlenzbacher Schichten im Hangenden vermitteln, zeichnen sich durch Dünnschichtigkeit und das Hervortreten roter Tonsteinpartien aus. Sie verkörpern eine Fazies, die durch eine geringe Sedimentationsrate und einen relativ hohen Anteil an hemipelagischen Intervallen charakterisiert ist.

Die *Altlenzbacher Schichten* (Maastricht - Dan), mit einer Mächtigkeit von ca. 1300 m (SCHNABEL, 1993a), repräsentieren, im Gegensatz zur *Zementmergelserie*, einen siliziklastikreichen Flysch. SCHNABEL (1993a) konnte im wesentlichen auf der Basis von Unterschieden im Sand/Ton-Verhältnis und Karbonatgehalt eine Untergliederung in vier Teilabschnitte vornehmen, wobei dickbankige, siliziklastikreiche Sandsteinkomplexe den ersten (liegenden) und dritten Abschnitt bilden. Diese sandsteinreichen Partien nehmen etwa 800 m des gesamten Schichtgliedes ein. Innerhalb der Altlenzbacher Schichten vollzieht sich auch ein markanter materialmäßiger Wechsel, der vor allem in der Schwermineralführung zum Ausdruck kommt (WOLETZ, 1962). Während die kretazischen Anteile mit Paläoströmungsrichtungen aus dem Osten durch granatdominierte Schwermineralspektren gekennzeichnet sind, treten ab der Nannoplanktonzone NP3 zirkonreiche Assoziationen auf, deren Anlieferung aus Westen erfolgte (SCHNABEL, 1992).

Mit den *Greifensteiner Schichten* (höheres Paleozän - Eozän) gelangten besonders grobe, dickbankige turbiditische Sedimente zur Ablagerung. Es handelt sich dabei ebenfalls um siliziklastikreiche Sandsteine mit einem Vorherrschen von Zirkon in den Schwermineralspektren. Die Paläoströmungsrichtungen weisen auf eine Materialherkunft aus dem Nordwesten (HÖSCH, 1985). Im Grenzbereich Paleozän zu Eozän tritt eine tonmergelreiche, dünnbankige Partie auf ("*Mittlerer Coccolithenschiefer*", HEKEL, 1968), die die mächtige Sandsteinabfolge zweiteilt. Die größten Kornfraktionen sind im Norden der Greifensteiner Decke zu beobachten, wo auch Konglomerate anzutreffen sind. Bei den Greifensteiner Sandsteinkomplexen handelt es sich um mächtige Rinnenfüllungen mit relativ geringer lateraler Erstreckung. Im südlichsten Abschnitt der Greifensteiner Decke (Gablitzer Schuppe nach SCHNABEL, Erläuterungen zu Blatt Baden, im Druck) werden die Greifensteiner Schichten zur Gänze von den *Gablitzer Schichten* stratigraphisch vertreten (SCHNABEL, 1993b). Diese Gablitzer Schichten (GÖTZINGER, 1954) zeichnen sich durch eine mergelreiche Entwicklung mit dünnen kieseligen Sandsteinbänken aus. Es sind zahlreiche Nummulitenfunde daraus bekannt. Im Mittelabschnitt der Greifensteiner Decke folgt über den Greifensteiner Schichten eine pelitreiche Turbiditserie, die den "*Oberen Coccolithenschiefen*" (HEKEL, 1968) entspricht und von SCHNABEL (im Druck) als *Irenentalschichten* (NP 12 und NP 13) auf Blatt Baden kartiert wurde.

Die Greifensteiner Schichten des Wienerwaldes setzen sich im Untergrund des Wiener Beckens unter der Bezeichnung "*Glaukonitsandsteinserie*" fort. Sie führen dort drei mächtige Sandsteinkomplexe, die ebenfalls Rinnensequenzen entsprechen. Aus Mächtigkeitstrends ist, wie im Wienerwald, eine Materialanlieferung aus dem NW abzulesen (RAMMEL, 1989). Im Hangenden folgt die pelitreiche Entwicklung des „Steinbergflysches“ (Unter- bis Mitteleozän).

Die Schichtfolge der *Laaber Decke* wird von zwei markanten Schichtkomplexen beherrscht, den kretazischen Kaumberger Schichten und der paläogenen Laaber Schichten-

Gruppe. Die *Kaumberger Schichten* umfassen stratigraphisch Coniac bis tiefstes Maastricht. Es handelt sich um eine dünnbankige, kalkreiche Flyschfolge mit zahlreichen bunten Pelit-horizonten. Auf Grund ihrer faziellen Ausbildung handelt es sich um eine typische Beckenebenen-Fazies (FAUPL, 1976). Das breit gestreute Paläoströmungsmuster läßt eine Materialanlieferung aus NW erkennen (FAUPL, 1975). Neben Zirkon, Turmalin und Rutil als dominierende Schwerminerale sind Vorkommen von Chromspinell von besonderem Interesse. Die Laaber Schichten-Gruppe wurde von PREY (1965) in die sandstein-dominierten *Hoisschichten* des höheren Paleozäns und die pelitreichen Ablagerungen der *Agsbachschichten* des Unter- bis Miozäns untergliedert. Der Höhenzug des Schöpfls als höchster Berg des Wienerwaldes wird von Hoisschichten aufgebaut. Diese Hoisschichten lassen sowohl Bankmotive von Depositional lobe-Ablagerungen als auch geringmächtige Rinnenfüllungen erkennen. Die Paläoströmungsdaten weisen auf Materialanlieferung aus NE bzw. E (im Südabschnitt) hin (LEISER, 1995). Die Agsbachschichten repräsentieren eher eine Beckenebenenfazies mit Paläoströmungsrichtungen aus SE bis E (RINGHOFER, 1976; LEISER, 1995).

Zwischen Kaumberger Schichten und der Laaber Schichten-Gruppe wurde eine lückenhafte Schichtfolge von kieseligen Serien des Maastricht nachgewiesen (PREY, 1965). Die von SCHNABEL (1993a) vermutete tektonische Separation von Kaumberger Schichten und Laaber Schichten-Gruppe dürfte sich nach jüngsten Untersuchungen erhärten (mündl. Mitt.). Das von PREY (1979) aus den Agsbachschichten bekannt gemachte Obereozän-Vorkommen (NP 19) dürfte nach den Aufnahmen von SCHNABEL (1993b) der Hauptklippenzone zuzurechnen sein, wobei auf Analogien zur Situation im Rogatsbodener Molassefenster, bei Scheibbs im westlichen Niederösterreich, verwiesen wird.

Die Schichtfolge der *Kahlenberger Decke*, zu der auch der sogenannte Satzbergzug zu rechnen ist, beginnt mit den *Bartbergschichten* des oberen Alb im Halterbachtal (GRÜN et al., 1972). Im Bereich des Satzbergzuges sind faziell dem Reiselberger Sandstein (hoher Glimmerdetritus) nahestehende Ablagerungen zu beobachten, die in Analogie zur Ybbsitzer Zone im westlichen Niederösterreich als *Ybbsitzer Sandstein* bezeichnet werden. In Begleitung dieser turbiditischen Sandsteine treten „Bunte Schiefer“ auf. Besonders kennzeichnend ist für diese Schichten das Vorkommen von detritischem Chromspinell in den Schwermineralspektren. Dieses Mineral ist aus den Ablagerungen der Hauptflyschdecke bzw. der Greifensteiner Decke unbekannt.

Das markanteste Schichtglied der Kahlenberger Decke sind die *Kahlenberger Schichten*, eine karbonatreiche Turbiditabfolge einer Beckenebenenfazies, die lithofaziell der Zementmergelserie sehr nahe steht. MÜLLER (1987) konnte eine Materialanlieferung aus dem Osten beobachten. Die *Sieveringer Schichten* repräsentieren wieder eine siliziklastikareiche Turbiditabfolge mit dick- und dünnbankigen Partien. Die dickbankigen Partien führen zirkonreiches Material, das aus Osten angeliefert wurde, während die dünnbankigen Turbidite ihr granatdominiertes Material aus Süden empfangen haben (FAUPL et al., 1970). Die Fazies der Gablitzer Schichten beendet die Schichtfolge der Kahlenberger Decke.

Die jurassischen Radiolarite (Rotenbergschichten) und die tithon-neokomen Tiefwas-serkarbonatabfolgen (Fasselgrabenschichten) der St. Veiter Klippenzone repräsentieren zusammen mit basischen und ultrabasischen Gesteinskörpern die ursprüngliche Basis der Kahlenberger Decke (PREY, 1975). Pikritische Vulkanite sind in die Mittelkreidesequenzen intrudiert.

Tektonischer Bau

Die Grundzüge des tektonischen Baues der Wienerwaldflyschzone (Abb. 1, 3) lassen sich bereits der Geologischen Karte der Umgebung von Wien (GÖTZINGER et al., 1952) entnehmen. Die geologische Neukartierungen durch PREY und SCHNABEL haben dieses Bild allerdings beträchtlich modifiziert, vor allem was die Abgrenzung der Kahlenberger Decke betrifft. Auch aus Tiefbohrungen der OMV (z. B. Mauerbach 1a, St. Corona 1, Bohrungen um Höflein/Donau; vgl. BRIX & SCHULTZ, 1993) haben sich wichtige Informationen ergeben. So wird die *Nordrandzone* als eigenständiges tektonisches Element betrachtet, das durch eine relativ intensive Faltungsdeformation gekennzeichnet ist. Die *Greifensteiner Decke* konnte von SCHNABEL (1993b) in vier Schuppen gegliedert werden, die sich aus überkippten Faltenzügen entwickelt haben. Als nächst höhere Decke ist die *Laaber Decke* zu betrachten, die im Schnitt Schöpfl - St. Corona durch einen breiten Synklinal- und Antiklinalbau gekennzeichnet ist. Auf der östlichen Laaber Decke lagert tektonisch die *Kahlenberger Decke* mit dem Satzbergzug und den Deckschollen von Hochrotherd und Wolfgraben (PREY, 1983). Im Stirnbereich der Laaber Decke sind zum einen Gesteinsserien der Grestener Klippenzone (Ultrahelvetikum) hochgeschleppt und tektonisch mit Kaumberger Schichten vermischt (= „Hauptklippenzone“), als auch noch Teile der Kahlenberger Decke als Divertikel eingefaltet (PREY, 1979), so daß in manchen Schnitten der Eindruck entstehen kann, daß die Kahlenberger Decke generell von der Laaber Decke tektonisch überlagert wird. Die Sievinger Schichten der Kahlenberger Decke bilden auf diese Weise einen selbständigen invertierten Gesteinszug unmittelbar nördlich der Hauptklippenzone. Für eine Rekonstruktion der primären N-S-Anordnung der einzelnen Flyschdecken (Abb. 4) kommt diesen Vorstellungen über den Bau der Flyschzone entscheidende Bedeutung zu.

Tiefenaufschlüsse weiter im Inneren des Alpenkörpers haben gezeigt, daß die Hauptmasse der Flyschdecken wurzellos vor dem Nordrand der Kalkalpen liegt, und daß nur geringmächtige tektonische Flyschreste unter den Kalkalpen nachweisbar sind (z. B. Bohrung Berndorf 1, 270 m; Urmannsau 1, 130 m).

Zur Paläogeographie

Die paläogeographische Stellung der Rhenodanubischen Flyschzone innerhalb des Penninikums der Ostalpen ist nach wie vor Gegenstand von Diskussionen. Geht man von den relativ klaren Gegebenheiten im Westabschnitt der Ostalpen aus, so läßt sich zeigen, daß auf Grund der von HESSE (1973) im Gaultflysch und von SCHWIZER (1984) in den Tristelschichten nachgewiesenen engen Faziesbeziehungen zur Falknis- und Tasna-Decke die Rhenodanubische Flyschzone unmittelbar nördlich dieser mittelpenninischen Einheiten, im nordpenninischen Faziesraum, beheimatet war. Die „Liechtensteiner Flysche“, aber auch die nordpenninischen Flysche des Prättigaus einschließlich der metamorphen Bündnerschiefer des Unterengadiner Fensters, stellen eine nördlicher gelegene Flyschentwicklung dar, an die extern der Faziesraum des Helvetikums s. I. anschließt. In diesem westlichen Meridian trennt das erwähnte kontinentale Schwellenelement des Mittelpenninikums die Rhenodanubische Flyschzone vom eigentlichen südpenninischen Faziesraum, in dem seit der Mittelkreide ebenfalls Flyschsedimentation herrschte (vgl. FAUPL & WAGREICH, 1992). Die mittelmittelkretazischen Flysche des Südpenninikums sind durch einen markanten Chromspinell-Detritus ausgezeichnet (vgl. LÜDIN, 1987), während in den zeitgleichen Ablagerungen der Rhenodanubischen Flyschzone dieser ophiolithische Detritus fehlt. Die charak-

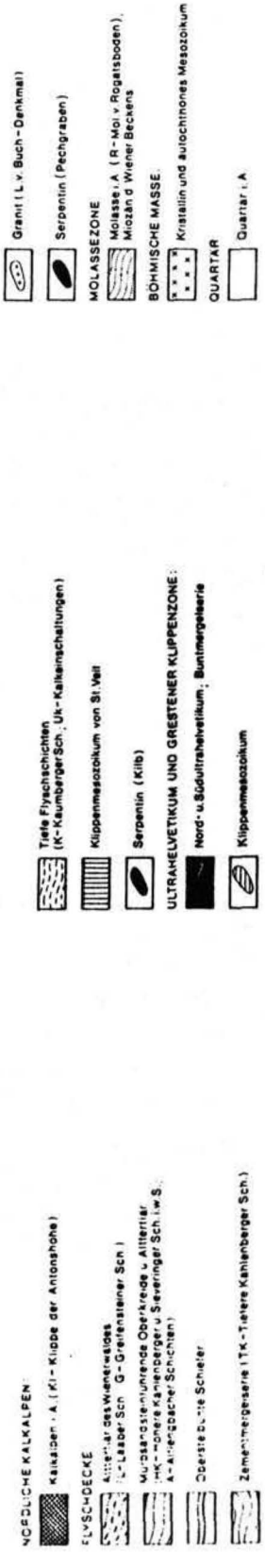
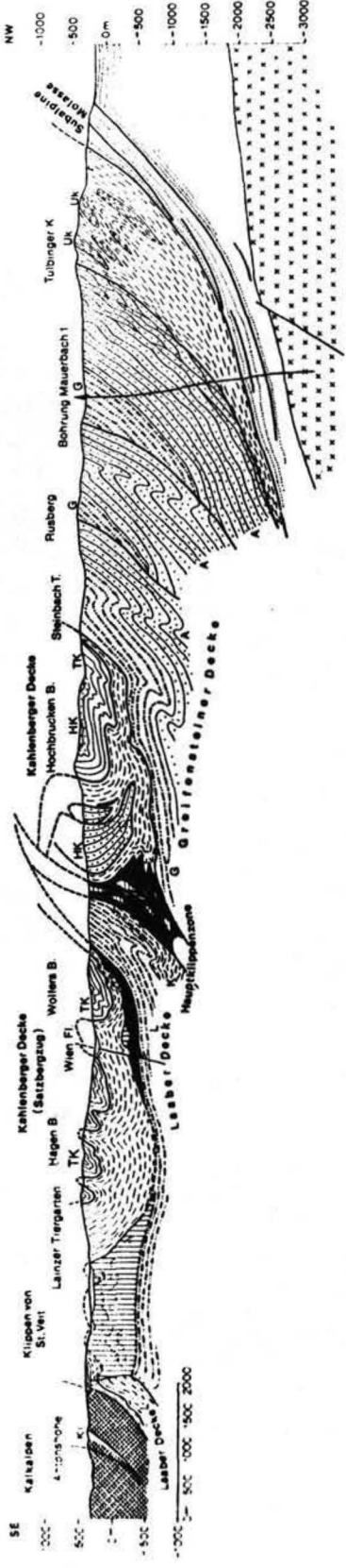


Abb. 3: Profilschnitt durch die Flyschzone des Wienerwaldes. Aus OBERHAUSER, R. (Hg.): Der geologische Aufbau Österreichs, Abb. 43, Wien (Springer Verl.) 1980.

teristische Chromspinnell-Führung der südpenninischen Flysche ist auch aus zentral- und westalpinen Profilen bekannt (vgl. WILDI, 1985).

In letzter Zeit hat EGGER (1992) versucht den Rhenodanubischen Flysch in den südpenninischen Faziesraum einzuordnen, ohne allerdings die faziellen Beziehungen zum Mittelpenninikum und die sehr kennzeichnenden Schwermineraldaten zu berücksichtigen. Seine Argumentation stützt sich hauptsächlich auf den Nachweis von Tuffit-Lagen in paläogenen Flyschen im Raume Salzburg und Oberösterreich (Anthering-Formation, EGGER, 1995) und den sich daraus ergebenden Parallelen zu südpenninischen Flyschen der Westalpen, wie Gurnigl-, Schlieren- und Wägital-Flysch (WINKLER et al., 1985).

Im Mittel- und Ostabschnitt der Ostalpen läßt sich die nordpenninische Position innerhalb des Penninikums nicht so eindeutig aufzuzeigen, da mittelpenninische Elemente unumstrittener Stellung fehlen. Es ist daher die Diskussion über die paläogeographische Position der Zentralgneisdecken der Hohen Tauern (Venedigerdecke) von Bedeutung. So werden die Zentralgneisdecken entweder für ein mittelpenninisches Element gehalten (z. B. CLAR, 1965; TOLLMANN, 1965; FAUPL, 1978), oder aber es wird einer mehr externen (ultrahelvetischen) Position der Vorzug gegeben (z. B. OBERHAUSER, 1980; LAMMERER, 1986; TRÜMPY, 1988). Im Falle einer mittelpenninischen Position der Zentralgneisdecken, sollten die Ablagerungen der Rhenodanubischen Flyschzone von den Bündnerschieferserien der Glocknerdecke des Tauernfensters, aber auch der Rechnitzer Serie, paläogeographisch getrennt sein. Im Falle einer ultrahelvetischen Position der Zentralgneisdecken wäre die Abgrenzung zu den Bündnerschieferserien der Hohen Tauern nicht so klar zu ziehen. Auf solche Überlegungen gehen auch die von OBERHAUSER (1980, 1995) vertretene Vorstellung zurück, daß die Bündnerschiefer der Glockner Decke der Hohen Tauern mit jenen des Unterengadiner Fensters und daher auch mit dem Prättigauflysch der Ostschweiz zu vergleichen wären, und ihnen daher keine südpenninische Position zukäme.

Im *Bereich des Wienerwaldes* liegen die paläogeographischen Verhältnisse noch etwas komplizierter, denn nur die Greifensteiner Decke kann als direkte östliche Fortsetzung der Hauptflyschdecke betrachtet werden (SCHNABEL, 1992). Laaber und Kahlenberger Decke sind hingegen nur auf den Wienerwald beschränkt. Für die primäre Nord-Süd-Anordnung der einzelnen Flyschdecken gibt es kein einheitliches Konzept, obwohl besonders die Arbeiten von PREY und SCHNABEL viel Datenmaterial zur Klärung dieser Frage beigebracht haben. Basierend auf den Arbeiten dieser beiden Autoren wird von folgender paläogeographischen Anordnung der Decken der Wienerwaldflyschzone ausgegangen (Abb. 4): In externer Position liegen die Ablagerungen der "*Nordrandzone*", gefolgt von der *Greifensteiner Decke* als Fortsetzung der Hauptflyschdecke, intern schließt die *Laaber Decke* an, während die *Kahlenberger Decke* als südliches Element zu betrachten ist. Solange die Diverdikulation der Kahlenberger Decke nicht erkannt wurde, ist die Kahlenberger Decke nördlich der Kaumberger Decke eingeordnet worden.

PREY (1975) konnte zeigen, daß die Abfolgen der *St. Veiter Klippenzone* mit Ophiolithen, Radiolariten und Aptychenkalken die *Basis der Kahlenberger Decke* bildeten, so daß für diese Einheit ein ozeanisches Basement angenommen werden kann. Eine Fortsetzung dieser "*St. Veit - Kahlenberger Zone*" nach Westen in die *Ybbsitzer Zone* ist sehr wahrscheinlich (SCHNABEL, 1979, 1992). In beiden Zonen tritt Chromspinnell in den mittelkretazischen Turbiditserien als Schwermineral auf. Es scheint daher eine Zuordnung der Kahlenberger Decke - Ybbsitzer Zone zum südpenninischen Faziesraum naheliegend (DECKER, 1990; FAUPL & WAGREICH, 1992; HOMAYOUN & FAUPL, 1992). FAUPL & WAGREICH (1992)

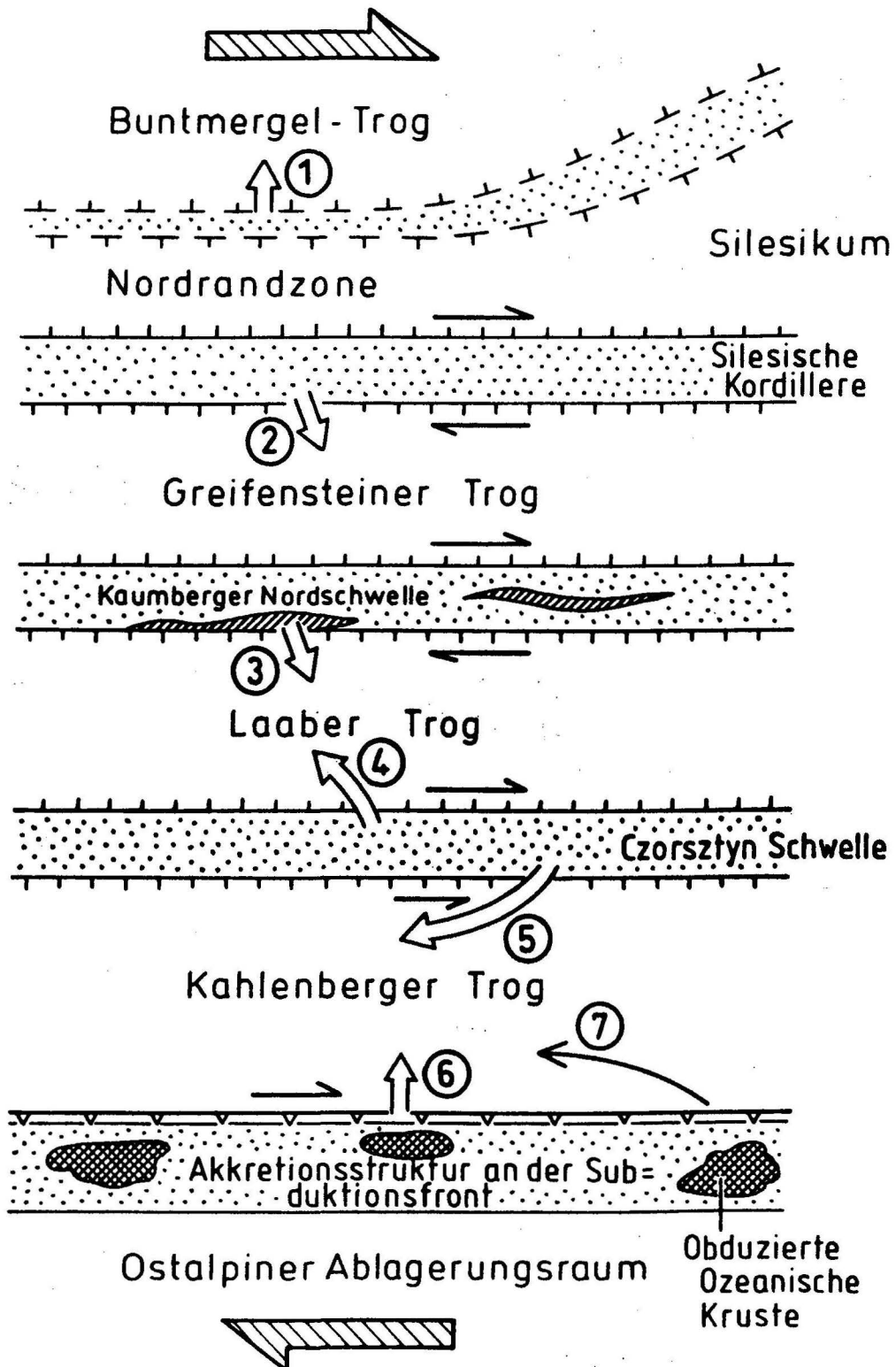


Abb. 4: Schematische Anordnung der Ablagerungsräume und hypothetischen Liefergebiete der Flyschzone des Wienerwaldes. Richtung der Materialanlieferung (Pfeile): (1) Paleozän/ Eozän-Breccien der Buntmergelserie; (2) Greifensteiner Schichten; (3) Kaumberger Schichten und Hoisschichten; (4) Agsbachschichten; (5) Sievinger Schichten, dickbankige Fazies; (6) Chromspinell-führende Mittelkreide der Kahlenberger Decke und Sievinger Schichten, dünnbankige Fazies; (7) Kahlenberger Schichten.

haben eine derartige Position auch für die Laaber Decke postuliert, da die Kaumberger Schichten ebenfalls Chromspinell führen. Detritärer Chromspinell kommt jedoch auch in der südlichen Maguradecke der Westkarpaten vor (WINKLER & SLACKA, 1992, 1994), so daß diese Parallelisierung nicht zwingend ist. Im Wienerwald sind daher nur die *Greifensteiner* und *Laaber Decke* der eigentlichen "*Rhenodanubischen Flyschzone*" zuzuordnen.

Während Greifensteiner und Laaber Decke ihre Fortsetzung in der Raca- und Bíeli Karpaty(Weißkarpaten)-Einheit der Magura-Decke der Westkarpaten finden, gibt es kein westkarpatisches Flyschelement, das der Kahlenberger Decke entspricht (ELIAS et al. 1990). Die Korrelation der Greifensteiner und Laaber Decke mit der Maguradecke stützt auch die Vorstellung über die nordpenninische Position der Rhenodanubischen Flyschzone, da die Magura-Decke nördlich der Czorsztyn-Schwelle (Pienidische Klippenzone) beheimatet war, die ihrerseits eine "mittelpenninische" Position nördlich des Penninisch-Ligurischen Ozeans inne hatte. Für die Nordrandzone zeigen ELIAS et al. (1990) Parallelen zur Klippe von Kurovice, im Stirnbereich der Magura-Decke, auf, während SCHNABEL (1992) fazielle Beziehungen zur Unter- und Mittelkreideentwicklung der Silesischen Flyschdecke der Westkarpaten hervorhebt.

Über die Beschaffenheit des ursprünglichen Basements der Rhenodanubischen Flyschzone gibt es, im Gegensatz zur Kahlenberger Decke mit ozeanischem Untergrund, keine eindeutigen Hinweise. Möglicherweise handelte es sich um stark ausgedünnte kontinentale Kruste, oder auch um partiell entwickelte ozeanisch Kruste.

Zur Herkunft des terrigenen Flyschmaterials

Informationen über die Materialherkunft der Flysche lassen sich in erster Linie aus Komponenten- und Schwermineralanalysen (Abb. 5), aus Mächtigkeits- und Faziestrends sowie von Paläoströmungsdaten ableiten. Schon bei einer übersichtsmäßigen Betrachtung des Datenmaterials der Wienerwald-Flyschzone wird ersichtlich, daß von einem komplexen Muster interner "Kordilleren" als Liefergebiete ausgegangen werden muß. In Abb. 4 wird in schematischer Weise versucht, die Lage dieser hypothetischen Abtragsgebiete aufzuzeigen. Insgesamt scheinen zwischen dem passiven europäischen Kontinentalrand und dem aktiven Rand des Ostalpins, drei bis vier solcher Kordilleren als Liefergebiete tätig gewesen zu sein. Geodynamisch kann die Hebungstendenz dieser Kordilleren vom dextralen transpressiven Regime zwischen europäischer und ostalpiner Platte abgeleitet werden. Nicht alle Liefergebiete waren zu jeder Zeit auch voll aktiv.

Ein Liefergebiet im Süden des Ultrahelvetikums läßt sich aus dem Auftreten paläogener Tiefwasserklastika der Buntmergelserie, im besonderen von groben polymikten Breccien, ableiten (vgl. FAUPL & SCHNABEL, 1987). Das Liefergebiet nördlich der Greifensteiner Decke, das in den Westkarpaten „Silesische Kordillere" genannt wird, steht im Zusammenhang mit den aus NW kommenden zum Teil sehr groben Materialschüttungen und entsprechenden NW-SE-gerichteten Mächtigkeitstrends während des Paleozäns und Eozäns (HÖSCH, 1985; RAMMEL, 1989). An Hand der Jurafazies von Klasten läßt sich zeigen, daß von diesem Liefergebiet sowohl Seichtwasserablagerungen des Malm (Dolomite), als auch Tiefwasserkarbonate (Saccocomen- und Calpinellenfazies) stammen, was belegt, daß sich in diesem Liefergebiet im Malm der Übergang von epikontinentaler Seichtwasserfazies zu tethyalen Tiefwasserfazies vollzogen hat. Während des Paleozäns/Eozäns war eine karbonatische Seichtwasserentwicklung im Bereich dieser Kordillere entwickelt, wie sie auch aus der Waschbergzone bekannt ist (HÖSCH, 1985). Das siliziklastische Material

ist durch zirkonreiche Schwermineralspektren charakterisiert, was auf ein Vorherrschen granitoider Gesteinskomplexe im Liefergebiet hinweist.

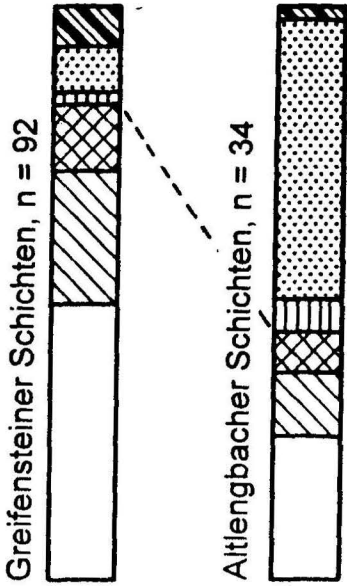
Das Liefergebiet der Kaumberger Nordschwelle wurde auf Grund von zirkonbetonten aber auch chromspinellführenden Schwermineralspektren der oberkretazischen Kaumberger Schichten, welche aus NW geschüttet wurden, rekonstruiert (FAUPL, 1975). Die Funktion dieser Kordillere als Abtragsgebiet auch während des Paleozäns ist durch SE- und SW-gerichtete Paläoströmungen aus den Hoisschichten belegt (RINGHOFER, 1976; LEISER, 1995), allerdings waren zu dieser Zeit keine ophiolithischen Gesteinskörper mehr vorhanden.

Eine weitere Kordillere zwischen Laaber Trog und Kahlenberger Trog läßt sich durch NW-gerichtete Paläoströmungsdaten aus den Agsbachschichten der Laaber Decke, mit zirkonbetontem Material, belegen (LEISER, 1995). Die im zirkonreichen klastischen Material der dickbankigen Fazies der Sievinger Schichten (Kahlenberger Decke) beobachteten Seichtwassermalm-Komponenten vom Sulzfluhkalktyp (FAUPL et al., 1970) könnten ebenfalls von dieser Kordillere abgeleitet werden, der eine „Brianconnais-Stellung“, vergleichbar dem Czorsztyn Rücken der Westkarpaten, zukommt.

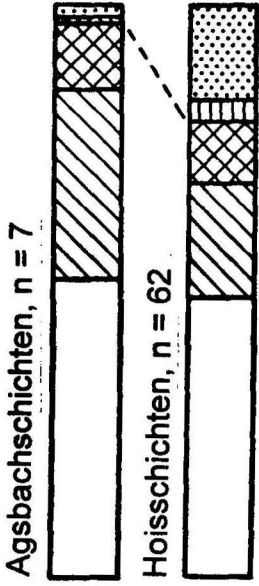
Das chromspinellführende klastische Material der Mittelkreide-Schichtglieder der Kahlenberger Decke - Ybbsitzer Zone weist bereits auf den Einfluß der bekannten Akkretionsstruktur am Nordrand des Ostalpins hin (z. B. Rumunischer Rücken, FAUPL, 1978, GAUPP, 1980; Exotic Andrusov Ridge, BIRKENMAYER, 1988). Die Entwicklung dieses aktiven Kontinentalrandes aus der Sicht der Kalkalpen wurde jüngst von WAGREICH & FAUPL (1994) dargestellt. Die Kalkalpen, die während der Kreide südlich dieser Akkretionsstruktur beheimatet waren, haben ebenfalls chromspinellführendes terrigenes Material empfangen. Für die Kahlenberger Schichten konnte MÜLLER (1987) aus der Analyse von zerglittenen Bänken auf einen gegen Norden einfallenden Paläohang schließen. In den Sievinger Schichten scheint die dünnbankige Turbiditfazies, welche durch granatreiche Schwermineralspektren und durch N-gerichtete Paläoströmungen charakterisiert ist, auf dieses Liefergebiet hinzuweisen.

Aus tonmineralogischen Untersuchungen (Abb. 6) lassen sich Informationen über Verwitterungsbedingungen im Bereich der Liefergebiete gewinnen, aber auch Rückschlüsse auf Hebung- und Erosionsraten ziehen. So werden z. B. deutliche Unterschiede in der Tonmineralführung innerhalb der paläogenen Schichtglieder sichtbar. In der Greifensteiner Decke (Greifensteiner und Irenentalschichten) erlangen die Mineralgruppen Smektit und Kaolinit neben Illit und Chlorit besondere Bedeutung, während in der paläogeographisch benachbarten Laaber Decke in zeitgleichen Schichten (Hois-, Agsbachschichten) nur Illit und Chlorit dominieren (HOMAYOUN, 1995). Diese Unterschiede sind wahrscheinlich nicht nur klimatisch bedingt, sondern es ist vielmehr vorstellbar, daß im Liefergebiet der Laaber Schichten-Gruppe stärkere Hebungstendenzen, verbunden mit einem höheren Abtrag vorherrschten, und so vermehrt Glimmer und Chlorit als Abtragsprodukte anfielen und sich weniger die Verwitterungsprodukte Kaolinit und Smektit, wie in den Greifensteiner Schichten, bilden konnten. Für die Bildung von Kaolinit und Smektit sind neben klimatischen Voraussetzungen auch eine gewisse tektonische Stabilität des Liefergebietes Bedingung (CHAMLEY, 1989). Auch in den Altlenzbacher und Sievinger Schichten des Wienerwaldes erscheinen Illit und Chlorit als dominierende Tonmineralgruppen, während smektitreiche Assoziationen in den Altlenzbacher Schichten der Salzburger Flyschzone zu beobachten sind (HOMAYOUN, 1995). Ein auffallender Ost-West-Trend in der Tonmineralzusammensetzung wurde innerhalb der Kahlenberger Schichten festgestellt (MÜLLER, 1987), wobei

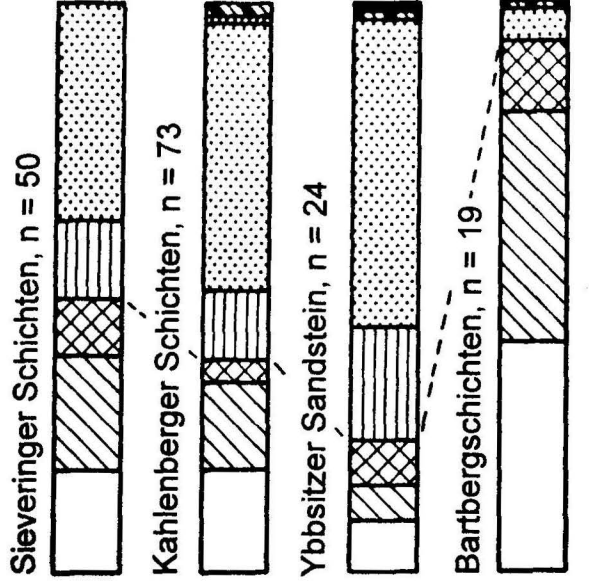
GREIFENSTEINER DECKE



LAABER DECKE



KAHLENBERGER DECKE



Kaumberger Schichten, n = 46



NORDRANDZONE

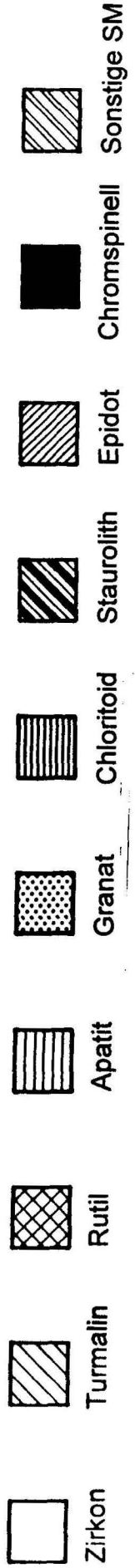
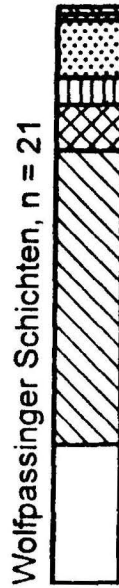
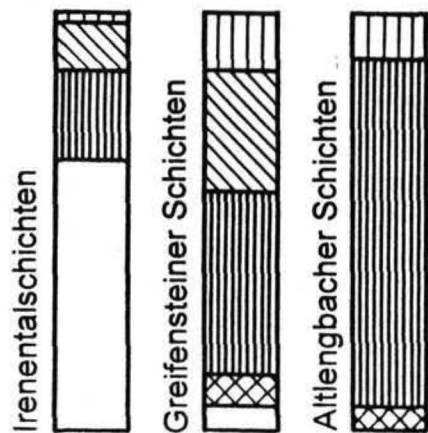
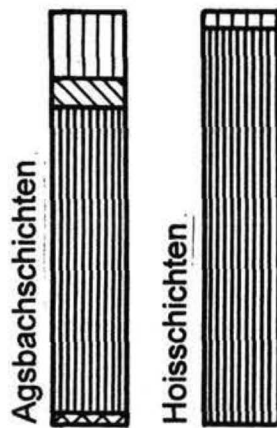


Abb. 5: Schwermineralführung in den Sandsteinen der Flyschzone des Wienerwaldes.

GREIFENSTEINER DECKE



LAABER DECKE



KAHLENBERGER DECKE

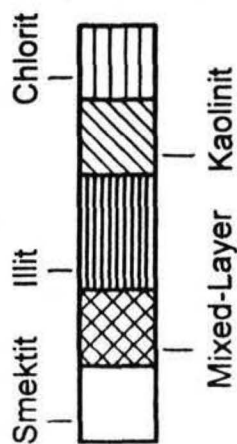
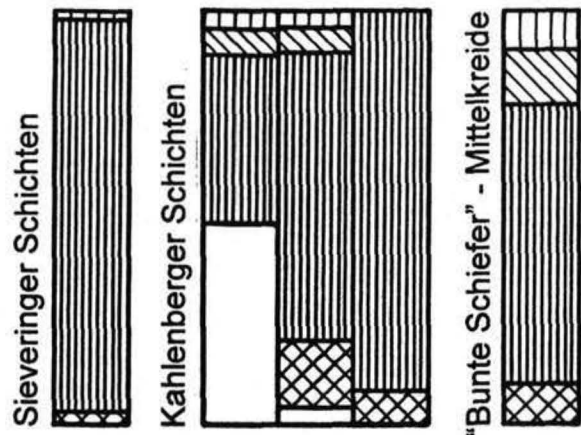


Abb. 6: Tonmineralführung in den Peliten der Flysche des Wienerwaldes. Zusammenstellung nach HOMAYOUN (1995).

hierfür besonders granulometrische Effekte verantwortlich zu sein scheinen. Die mit den Kahlenberger Schichten altersgleichen Kaumberger Schichten führen nur Illit-Chlorit-Spektren (FAUPL, 1976).

Literatur

BERTLE, H. (1970): Steinbruch Dopplerhütte. Ein Beispiel der Verformung geologischer Körper vor den Toren Wiens. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **19**, 189-194, Wien.

BIRKENMAJER, K. (1988): Exotic Andrusov Ridge: its role in plate tectonic evolution of the West Carpathian foldbelt. - Studia Geologica Polonica, **91**, 7-37, Warschau.

BOUMA, A.H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. - 168 S., Amsterdam (Elsevier).

BRIX, F. & SCHULTZ, O. (Hg.) (1993): Erdöl und Erdgas in Österreich. - 2. Aufl., 688 S., Wien (Naturhist. Museum).

CHAMLEY, H. (1989): Clay sedimentology. - 623 S., Berlin etc. (Springer Verl.).

CLAR, E. (1965): Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. - Verh. Geol. B.-A., Sonderhft. G, 11-35, Wien.

DECKER, K. (1990): Plate tectonic and pelagic facies: Late Jurassic to Early Cretaceous deep-sea sediments of the Ybbsitz ophiolite unit (Eastern Alps, Austria). - Sedimentary Geology, **67**, 85-99, Amsterdam.

DICK, H.J.B & BULLEN, T. (1984): Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. - Contrib. Mineral. Petrology, **86**, 54-76.

EGGER, H. (1992): Zur Geodynamik und Paläogeographie des Rhenodanubischen Flysches (Neokom - Eozän) der Ostalpen. - Z. dt. Geol. Ges., **143**, 51-65, Hannover.

EGGER, H. (1995): Die Lithostratigraphie der Alltengbach-Formation und der Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **196**, 69-91, Stuttgart.

ELIAS, M., SCHNABEL, W. & STRANIK, Z. (1990): Comparison of the Flysch Zone of the Eastern Alps and Western Carpathians based on recent observations. - [In:] MINARIKOVA, D. & LOBITZER, H. (Eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia, 37-46, Wien-Prag.

FAUPL, P. (1975): Schwermineralien und Strömungsrichtungen aus den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1975**, 528-540, Stuttgart.

FAUPL, P. (1976): Vorkommen und Bedeutung roter Pelite in den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1976**, 449-470, Stuttgart.

FAUPL, P. (1978): Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **25**, 81-110, Wien.

FAUPL, P., GRÜN, W., LAUER, G., MAURER, R., PAPP, A., SCHNABEL, W. & STURM, M. (1970): Zur Typisierung der Sieveringer Schichten im Flysch des Wienerwaldes. - Jb. Geol. B.-A., **113**, 73-158, Wien.

FAUPL, P. & SCHNABEL, W. (1987): Ein Breccienvorkommen bei Scheibbs (Niederösterreich). Zur Kenntnis paläogener Grobklastika aus der Buntmergelserie. - Jb. geol. B.-A., **130**, 153-161, Wien.

FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlation, heavy minerals, and palaeogeographic implications. - Cretaceous Research, **13**, 387-403, London.

GAUPP, R. H. (1980): Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des Westteiles der nördlichen Kalkalpen. - Veröff. Diss. Techn. Univ. München, 282 S., München.

GÖTZINGER, G. (1951): Neue Funde von Fossilien und Lebensspuren und die zonare Gliederung des Wienerwald-Flysches. - Jb. Geol. B.-A., **94**, 223-272, Wien.

GÖTZINGER, G. (1954): Flyschzone. - [In:] GRILL, R & KÜPPER, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien. - Geol. B.-A., 43-93, Wien.

GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H. & VETTERS, H. (1952): Geologische Karte der Umgebung von Wien, 1:75 000. - Geol. B.-A., Wien.

GRÜN, W., KITTLER, G., LAUER, G., PAPP, A. & SCHNABEL, W. (1972): Studien in der Unterkreide des Wienerwaldes. - Jb. Geol. B.-A., **115**, 103-186, Wien.

HEKEL, H. (1968): Nannoplanktonhorizonte und tektonische Strukturen in der Flyschzone nördlich von Wien (Bisamberg). - Jb. Geol. B.-A., **111**, 293-338, Wien.

HESSE, R. (1973): Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide): Kontinuierlicher Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen. - Geologica et Palaeontologica, Sb. **2**, 1-90, Marburg.

HOMAYOUN, M. (1995): Tonmineralogische Untersuchungen an Schichtgliedern der Rhenodanubischen Flyschzone. - Unveröff. Diss. Formal- u. Naturw. Fak. Univ. Wien, 172 S., Wien.

HOMAYOUN, M. & FAUPL, P. (1992): Unter- und Mittelkreideflysch der Ybbsitzer Klippenzone (Niederösterreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **38**, 1-20, Wien.

HÖSCH, K. (1985): Zur lithofaziellen Entwicklung der Greifensteiner Schichten in der Flyschzone des Wienerwaldes. - Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 250 S., Wien.

LAMMERER, B. (1986): Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. - Jb. Geol. B.-A., **129**, 51-67, Wien.

LEISER, M. (1995): Zur Geologie und Sedimentologie der Laaber Schichten-Gruppe im Wienerwald und im Untergrund des Wiener Beckens. - Unveröff. Diplomarb. Formal- u. Naturw. Fak. Univ. Wien, 102 S., Wien.

LÜDIN, P. (1987): Flysche und tektonische Melanges im südpenninisch/unterostalpinen Grenzbereich (Arosa-Zone; Mittelbünden und Rätikon, Schweiz). - Unveröff. Inauguraldiss. Phil.-Naturw. Fak. Univ. Basel, 281 S., Basel.

MÜLLER, A. (1987): Zur Lithofazies und Stratigraphie der Kahlenberger Schichten der Flyschzone des Wienerwaldes. - Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 195 S., Wien.

MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1972): Le torbiditi dell' Appenino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. - Mem. Soc. Geol. Italiana, **11**, 161-199, Roma.

MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1975): Turbidite facies and facies associations. - IX Int. Congress of Sedimentology, Guide to field trip A-11, 21-36, Nice.

NORMARK, W.R. (1978): Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. - Am. Ass. Petrol. Geologists Bull., **62**, 912-931, Tulsa.

OBERHAUSER, R. (1980): Das Altalpidikum. - [In:] OBERHAUSER, R. (Hg.): Der geologische Aufbau Österreichs, 35-48, Wien (Springer Verl.).

OBERHAUSER, R. (1995): Zur Kenntnis der Tektonik und Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paleozän- und Eozänzeit. - Jb. Geol. B.-A., **138**, 369-432, Wien.

PAPP, A. (1962): Die Nummulitenfauna von Michlberg (Waschbergzone) und aus dem Greifensteiner Sandstein (Flyschzone). - Verh. Geol. B.-A., **1962**, 281-290, Wien.

PICKERING, K.T., STOW, D.A.V., WATSON, M. & HISCOTT, R.N. (1986): Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. - Earth-Science Reviews, **23**, 75-174, Amsterdam.

POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromium spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. - *Geol. Rundschau*, **77**, 641-670, Stuttgart.

PREY, S. (1965): Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwaldflysches. - *Verh. Geol. B.-A.*, **1965**, 107-118, Wien.

PREY, S. (1968): Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwaldflysches (2. Fortsetzung). - *Verh. Geol. B.-A.*, **1968**, 155-171, Wien.

PREY, S. (1975): Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich). - *Verh. Geol. B.-A.*, **1975**, 2/3, 1-25, Wien.

PREY, S. (1979): Der Bau der Hauptklippenzone und der Kahlenberger Decke im Raume Purkersdorf - Wienerwaldsee (Wienerwald). - *Verh. Geol. B.-A.*, **1979**, 205-228, Wien.

PREY, S. (1983): Die Deckschollen der Kahlenberger Decke von Hochrotherd und Wolfsgraben im Wienerwald. - *Verh. Geol. B.-A.*, **1982**, 243-250, Wien.

PREY, S. (1993): Die Flyschzone des Wienerwaldes. - [In:] PLOCHINGER, B. & PREY, S.: *Der Wienerwald*, 2. Aufl., Sammlung Geol. Führer, **59**, 1-67, Berlin-Stuttgart (Gebr. Borntraeger).

RAMMEL, M. (1989): Zur Kenntnis der Flyschzone im Untergrund des Wiener Beckens. - Die Glaukonitsandsteinserie. - Unveröff. Diss. Formal- u. Naturw. Fak. Univ. Wien, 149 S., Wien.

RINGHOFER, W. (1976): Sedimentologische und stratigraphische Untersuchungen in Hinblick auf Transport und Ablagerung in den alttertiären Anteilen der Laaber Teildecke (Hois- und Aagsbachschichten). - Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 106 S., Wien.

SAUER, R., SEIFERT, P. & WESSELY, G. (1992): Guidebook to excursions in the Vienna Basin and the adjacent Alpine-Carpathian thrustbelt in Austria. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **85**, 1-264, Wien.

SCHNABEL, W. (1979): Geologie der Flyschzone einschließlich der Klippenzone. - Arbeitstagung der Geol. Bundesanstalt 1979, Blatt 71 Ybbsitz, 17-42, Wien.

SCHNABEL, W. (1992): New data on the Flysch Zone of the Eastern Alps in the Austrian sector and new aspects concerning the transition to the Flysch Zone of the Carpathians. - *Cretaceous Research*, **13**, 405-419, London.

SCHNABEL, W. (1993a): Bericht 1989-1991 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 57 Neulengbach. - *Jb. Geol. B.-A.*, **135**, 683-685, Wien.

SCHNABEL, W. (1993b): Bericht 1989-1991 über geologische Aufnahmen im Wienerwaldflysch auf Blatt 58 Baden. - *Jb. Geol. B.-A.*, **135**, 686-688, Wien.

SCHWIZER, B. (1984): Die Tristel-Formation. - Veröff. Inauguraldiss. Phil.-Naturw. Fak. Univ. Bern, 185 S., Bern.

SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.J. (1988): Submarine fans: characteristics, models, classification, and reservoir potential. - *Earth-Science Reviews*, **24**, 383-428, Amsterdam.

TOLLMANN, A. (1965): Die Fortsetzung der Brianconnais in den Ostalpen. - *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **57**, 469-478, Wien.

TOLLMANN, A. (1985): *Geologie von Österreich*, Bd. 2. - 710 S., Wien (Deuticke).

TRÜMPY, R. (1988): A possible Jurassic-Cretaceous transform system in the Alps and the Carpathians. - *Geol. Soc. America, Spec. Pap.*, **218**, 93-109, Boulder.

WAGREICH, M. & FAUPL, P. (1994): Palaeogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **110**, 235-254, Amsterdam.

WALKER, R.G. (1975): Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 737-748, Boulder.

WALKER, R.G. (1978): Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. - *Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists*, **62**, 932- 966, Tulsa.

WALKER, R.G. & MUTTI, E. (1973): Turbidite facies and facies associations. - In: MIDDLETON, G.V. & BOUMA, A.H. (Eds.): Turbidites and deep-water sedimentation, SEPM Short Course, 119-157, Anaheim.

WILDI, W. (1985): Heavy mineral distribution and dispersal pattern in Penninic and Ligurian flysch basins (Alps, northern Apennines). - *Gioranle di Geologia*, **47**, 77-99.

WINKLER, W. & SACZKA, A. (1992): Sediment dispersal and provenance in the Silesian, Dukla and Magura flysch nappes (Outer Carpathians, Poland). - *Geol. Rundsch.*, **81**, 371-382, Stuttgart.

WINKLER, W. & SACZKA, A. (1994): A Late Cretaceous to Paleogene geodynamic model for the Western Carpathians in Poland. - *Geologica Carpathica*, **45**, 71-82, Bratislava.

WINKLER, W., WILDI, W., STUIJVENBERG, J. V. & CARON, Ch. (1985): Wägital-Flysch et autres flyschs penniques en Suisse Central.- Stratigraphie, sédimentologie et comparaisons. - *Eclogae geol. Helvetiae*, **78**, 1-22, Basel.

WOLETZ, G. (1962): Zur schwermineralogischen Charakterisierung der Oberkreide- und Tertiärsedimente des Wienerwaldes. - *Verh. Geol. B.-A.*, **1962**, 268-272, Wien.

ANHANG

Turbiditfazies-Klassifikation und Tiefseefächermodelle

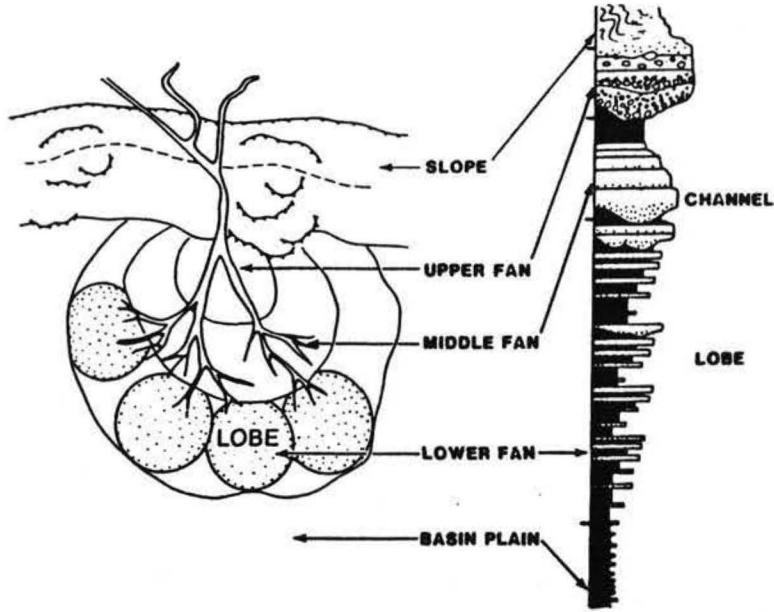
Lithofazielle Klassifizierungen von Tiefwassersedimenten basieren weitgehend auf den Publikationen von MUTTI & RICCI LUCCHI (1972, 1975). Zur Gliederung in Fazies A bis G wurden verschiedene Modifikationen vorgeschlagen (z. B. WALKER & MUTTI, 1973; WALKER, 1975). Die Faziesgliederungen wurden überwiegend von fossilen Ablagerungen abgeleitet. PICKERING et al. (1986) haben ein sehr detailliertes Klassifikationsschema erstellt, das auch die Erkenntnisse, die bei den Tiefseebohrungen im Bereich der Kontinentalränder gewonnen wurden, berücksichtigt (Abb. 7). In den Darstellungen zu den einzelnen Exkursionspunkten werden sowohl die Faziesgliederung von MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) als auch jene von PICKERING et al. (1986) verwendet. Beide Gliederungen haben sich bewährt, wenn auch in einzelnen speziellen Fällen Erweiterungen notwendig sein können. Ein von den erwähnten Gliederungen stark abweichendes Klassifikations-schema hat GHIBAUDO (1992) veröffentlicht.

Von den verschiedenen Tiefseefächermodellen (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975; NORMARK, 1978; WALKER, 1978) wird jenem von SHANMUGAM & MOIOLA (1988) der Vorzug gegeben (Abb. 8, 9), weil die Abgrenzung des *channel*-dominierten vom *lobe*-dominierten Sedimentationsbereich nomenklatorisch gut gelöst ist. Das "Sediment By-pass-Modell" von MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) wird hier als Spezialfall betrachtet.

<p>A Gravels, muddy gravels, gravelly muds, pebbly sands, $\geq 5\%$ gravel</p> <p>A1 Disorganized gravels, muddy gravels, gravelly muds and pebbly sands</p> <p>A1.1 Disorganized gravel</p> <p>A1.2 Disorganized muddy gravel</p> <p>A1.3 Disorganized gravelly mud</p> <p>A1.4 Disorganized pebbly sand</p> <p>A2 Organized gravels and pebbly sands</p> <p>A2.1 Stratified gravel</p> <p>A2.2 Inversely graded gravel</p> <p>A2.3 Normally graded gravel</p> <p>A2.4 Graded-stratified gravel</p> <p>A2.5 Stratified pebbly sand</p> <p>A2.6 Inversely graded pebbly sand</p> <p>A2.7 Normally graded pebbly sand</p> <p>A2.8 Graded-stratified pebbly sand</p> <p>B Sands, $\geq 80\%$ sand grade, $< 5\%$ pebble grade</p> <p>B1 Disorganized sands</p> <p>B1.1 Thick/medium-bedded, disorganized sands</p> <p>B1.2 Thin-bedded, coarse grained sands</p> <p>B2 Organized sands</p> <p>B2.1 Parallel-stratified sands</p> <p>B2.2 Cross-stratified sands</p> <p>C Sand-mud couplets and muddy sands, 20–80% sand grade, $< 80\%$ mud grade (mostly silt)</p> <p>C1 Disorganized muddy sands</p> <p>C1.1 Poorly sorted muddy sands</p> <p>C1.2 Mottled muddy sands</p> <p>C2 Organized sand-mud couplets</p> <p>C2.1 Very thick/thick-bedded sand-mud couplets</p> <p>C2.2 Medium bedded sand-mud couplets</p> <p>C2.3 Thin-bedded sand-mud couplets</p> <p>C2.4 Very thick/thick-bedded, mud-dominated, sand-mud couplets</p>	<p>D Silts, silty muds, and silt-mud couplets, $> 80\%$ mud, $\geq 40\%$ silt, 0–20% sand</p> <p>D1 Disorganized silts and silty muds</p> <p>D1.1 Structureless silts</p> <p>D1.2 Muddy silts</p> <p>D1.3 Mottled silt and mud</p> <p>D2 Organized silts and muddy silts</p> <p>D2.1 Graded-stratified silt</p> <p>D2.2 Thick irregular silt and mud laminae</p> <p>D2.3 Thin regular silt and mud laminae</p> <p>E $\geq 95\%$ Mud grade, $< 40\%$ silt grade, $< 5\%$ sand and coarser, $\leq 25\%$ biogenics</p> <p>E1 Disorganized muds and clays</p> <p>E1.1 Structureless muds</p> <p>E1.2 Varicoloured muds</p> <p>E1.3 Mottled muds</p> <p>E2 Organized muds</p> <p>E2.1 Graded muds</p> <p>E2.2 Laminated muds and clays</p> <p>F Chaotic deposits</p> <p>F1 Exotic clasts</p> <p>F1.1 Rubble</p> <p>F1.2 Dropstones and isolated ejecta</p> <p>F2 Contorted/disturbed strata</p> <p>F2.1 Coherent folded and contorted strata</p> <p>F2.2 Brecciated and balled strata</p> <p>G Biogenic oozes ($> 75\%$ biogenics), muddy oozes (50–75% biogenics), biogenic mud (25–50% biogenics) and chemogenic sediments, $< 5\%$ terrigenous sand and gravel</p> <p>G1 Biogenic oozes and muddy oozes</p> <p>G1.1 Biogenic ooze</p> <p>G1.2 Muddy ooze</p> <p>G2 Biogenic muds</p> <p>G2.1 Biogenic mud</p> <p>G3 Chemogenic sediments</p>
---	---

Abb. 7: Turbiditfazies-Klassifikation von PICKERING et al. 1986.

ANCIENT SUBMARINE FAN MODEL WITH ATTACHED LOBES



ANCIENT SUBMARINE FAN MODEL WITH DETACHED LOBES

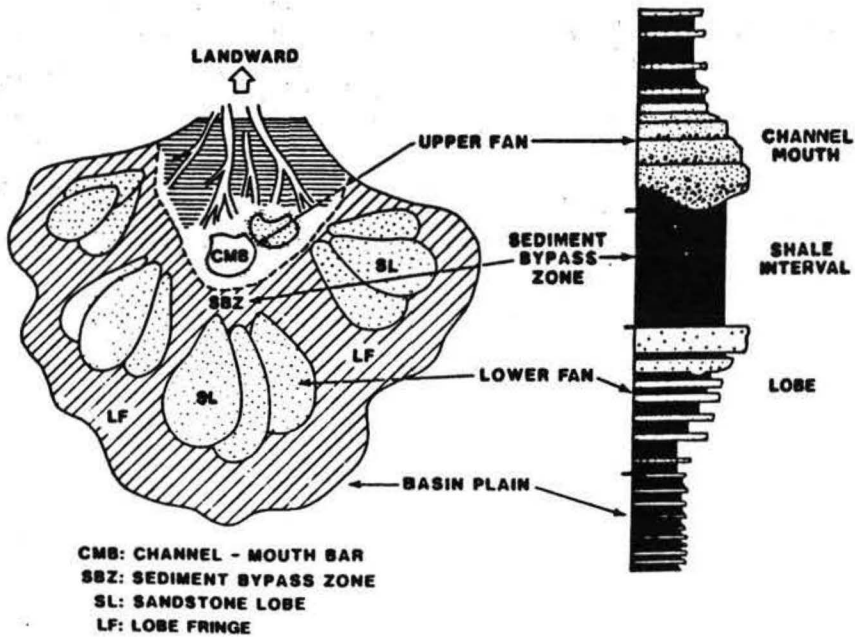


Abb. 8: Tiefseefächermodell von SHANMUGAM & MOIOLA, 1985 (A) und Modell mit Sediment By-pass von MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975 (B). Aus SHANMUGAM & MOIOLA, 1988, Fig. 15.

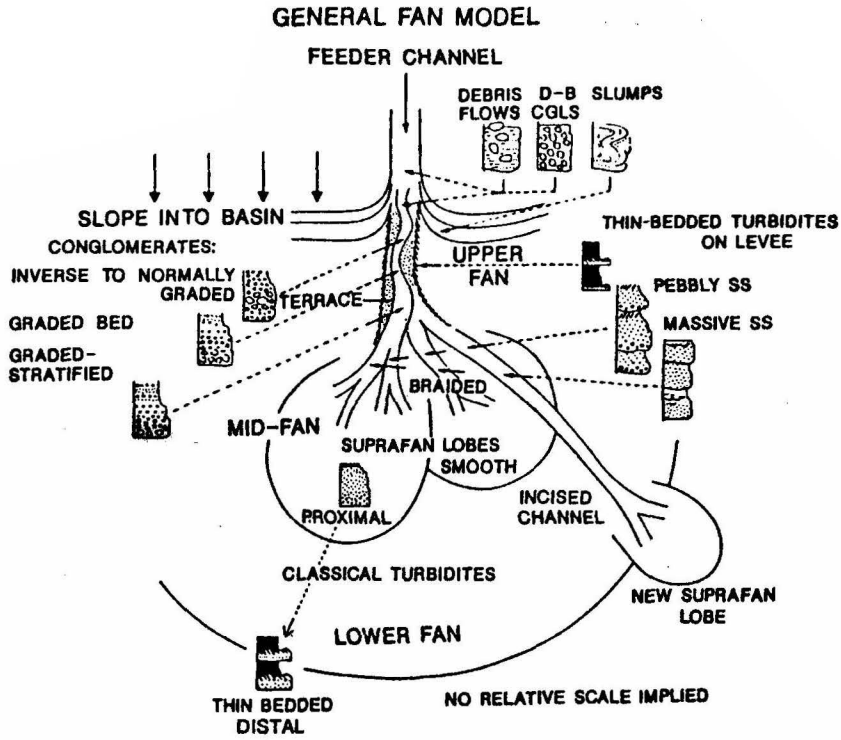


Abb. 9: Tiefseefächermodell von WALKER, 1978. Aus SHANMUGAM & MOIOLA, 1988, Fig. 15.

EXKURSIONSPUNKTE 1 - 7

STOP 1: Greifensteiner Schichten

Thema: Mächtige Rinnen- und dünnsschichtige Zwischenrinnensedimente eines proximalen Tiefseefächerbereiches

Lokalität: Aufgelassener Steinbruch des Strombauamtes in Höflein/Donau (früher "Hollitzer Steinbruch")

Stratigraphische Position: Untereozän

Tektonische Einheit: Greifensteiner Decke

Dieser für die Aufschlußverhältnisse im Wienerwald relativ große Steinbruch erschließt charakteristische Partien der Greifensteiner Schichten und gilt auch als ihr locus typicus. In letzter Zeit wurden diese Schichten und deren äquivalente Sedimente im Untergrund des Wiener Beckens (= "Glaukonitsandsteinserie") von HÖSCH (1985), RAMMEL (1989) und BESADA (in Vorber.) bearbeitet. Auf die Ergebnisse dieser Arbeiten wird hier weitgehend Bezug genommen.

Das untereozäne Alter der Schichten dieses Steinbruches basiert auf Nummuliten, die als Komponenten in den groben Sandsteinen vorkommen (PAPP, 1962). Der Steinbruch erschließt insgesamt 125 Mächtigkeitsmeter. Die aufrecht liegenden Schichten fallen mit 20° nach SE ein. Nach lithofaziellen Gesichtspunkten läßt sich das Profil in drei Abschnitte gliedern (Abb.10).

Der *Liegendabschnitt*, der etwas über 55 m umfaßt, wird überwiegend von einer dickbankigen Tiefwasserkonglomeratfazies aufgebaut. Es handelt sich dabei um komponentengestützte Konglomerate mit einer überwiegenden Korngröße zwischen 5 und 20 mm (einzelne Gerölle bis Dezimeterbereich). Es treten sowohl ungradierte als auch gradierte Bänke auf, wobei normale und reverse Gradierung beobachtet werden kann. Die dickste Bank erreicht über 8 m. Manche Konglomeratbänke gehen im Hangenden in konglomeratische Sandsteine über. Amalgamationserscheinungen sowie das Auftreten von Rip-up clasts sind häufig anzutreffen. Ebenso finden sich Komponentenregelungen (Längsachsen parallel zur Strömung). Innerhalb der Bänke kann vereinzelt eine grobe Internschichtung beobachtet werden. Ein laterales Auskeilen einzelner Bänke ist festzustellen. Die Fazies des Liegendabschnittes entspricht nach MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) der Fazies A1 und untergeordnet B1. Nach PICKERING et al. (1986) sind die Ablagerungen überwiegend der Gruppe A2 (Organized gravels and pebbly sands) und besonders in den hangenden Partien der Fazies B2.1 (Parallel-stratified sands) zuzuordnen.

Der *mittlere Profilabschnitt* mit ca. 45 Mächtigkeitsmeter wird überwiegend von dicken Bänken massiger, meist ungradierter, mittel- bis grobkörniger Sandsteine bis konglomeratischer Sandsteine aufgebaut. Grobe interne Lamination sowie flachwinkelige Schrägschichtung sind vereinzelt zu beobachten. Rip-up clasts kommen so wie in den Konglomeraten häufig vor. Die dickste Bank erreicht 8 m, allerdings sind Amalgamationen nicht auszuschließen. An Sandsteinbänken dieses Abschnittes läßt sich ebenfalls ein Auskeilen beobachten. Sie weisen jedoch ein größere laterale Erstreckung auf als die Konglomeratbänke. Turbiditbänke (< 1 m) mit unvollständiger BOUMA-Abfolge (C1 nach MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975) sind in einem untergeordneten Ausmaß an diesem Profilabschnitt beteiligt. Der Hauptanteil läßt sich mit den Fazies B2.1 (Parallel-stratified sands) B2.2 (Cross-stratified sands) und A1.4 (disorganized pebbly sands) der Nomenklatur von

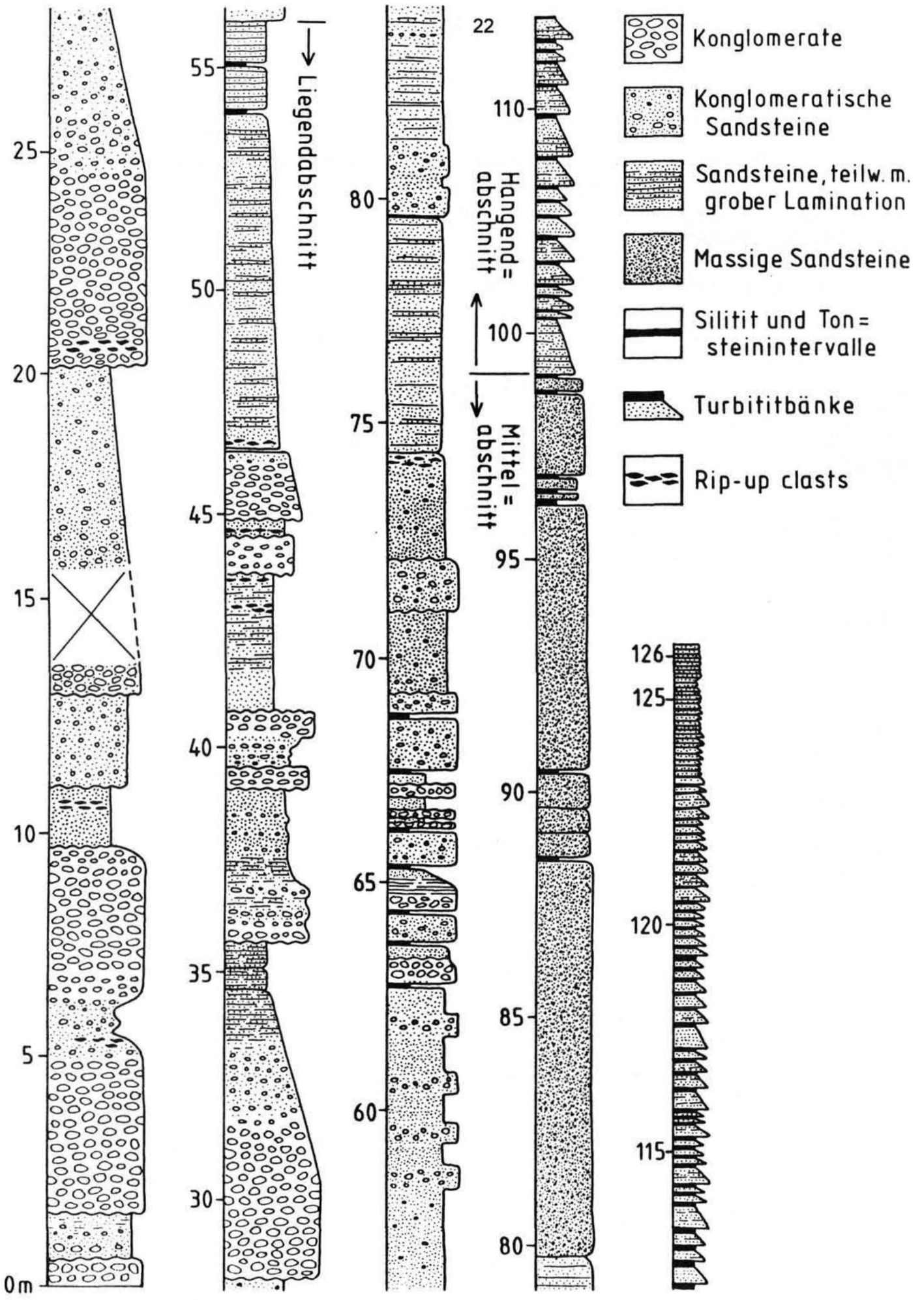


Abb. 10: Greifensteiner Schichten: Schematisches Profil aufgenommen im Steinbruch "Strombauamt" von A. BESADA.

PICKERING et al. (1986) vergleichen. Pelitische Intervalle spielen nur eine untergeordnete Rolle.

Feinkörnige Sandsteine mit ebener Lamination, Rippelschichtung, Convolute bedding und grauen Tonsteinintervallen prägen die "distale" Turbiditabfolge des *hangenden Profilabschnittes* (D1 und D2 nach MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975; C2.2 - Medium bedded sand-mud couplets, C2.3 - Thin-bedded sand-mud couplets nach PICKERING et al. 1986). Die Bänke erreichen bis zu 60 cm Dicke. Der Sand/Ton-Quotient ist >1 . Diesem Profilabschnitt ist eine intensive Bioturbation eigen, wobei besonders *Scolicia*-Fährten hervorzuheben sind.

Bei den feinerkörnigen Sandsteinen handelt es sich um Quarzarenite, die auch deutliche Glaukonitgehalte aufweisen können. Die gröberen Sandsteine entsprechen sublithischen Areniten und Subarkosen. Die Schwermineralspektren werden durch die stabilen Minerale Zirkon (50 %, 28-74), Turmalin (23%, 10-40) und Rutil (12%, 4-20) dominiert. Granat (8%, 2-17) und auch Staurolith (7%, 2-17) sind ebenfalls markant vertreten. Eine Untersuchung des klastischen Materials durch HÖSCH (1985) hat ergeben, daß vor allem kristallines Geröllmaterial der Böhmisches Masse vorliegt. Phyllite weisen besonders auf die Moravische Zone hin. An Bioklasten sind verschieden Großforaminiferen (Nummuliten, Assilinen, Discocyclinen, Alveolinen), Bivalvenschalen (Inoceramen, Ostreen, Pecten), Lithothamnien, Bryozoen, Echinodermenspat zu erwähnen. Von großem paläogeographischem Interesse sind Karbonatgesteinskomponenten. So finden sich Jurakalke und -Dolomite, die dem "Autochthonen Mesozoikum" im Untergrund der Molassezone gleichen. Daneben treten aber auch jurassische Tiefwasserkarbonate (mit Radiolarien, Saccocomen und Aptychen sowie fraglichen Calpionellen) auf, was darauf hindeutet, daß im Bereich des Liefergebietes der Übergang von jurassischer Seichtwasserentwicklung zu pelagischer Karbonatsedimentation (Aptychenkalkfazies) stattgefunden hat. Paläogenkalkgerölle (mit Lithothamnien, Bryozoen, Korallen, Großforaminiferen etc) lassen sich gut mit paleozänen und eozänen Kalken der Waschbergzone vergleichen.

Bei den Peliten handelt es sich um siltige Tonsteine, die neben Illit auch höhere Anteile an Kaolinit führen (Abb. 6). Begleitet werden sie von Chlorit, Smektit und Mixed Layer-Mineralen.

Das gesamte im Steinbruch erschlossene Profil läßt eine generelle Korngrößenabnahme gegen das Hangende erkennen. Die groben und dickbankigen Sedimente des liegenden und mittleren Profilabschnittes repräsentieren eine *komplexe Rinnenabfolge*, während die dünnbankige Turbiditserie im Hangenden einer *Damm-* bzw. einer *Zwischenrinnenfazies* entsprechen könnte. Auf Grund der relativ groben Sedimente und der entsprechend dickbankigen Turbiditfazies, aber auch wegen der großen Mächtigkeit von rund 100 m dürfte es sich um eine Rinnenfolge aus dem proximalen Bereich eines Tiefseefächers handeln. Gemeint ist eine jener Haupttrinnen, die direkt vom submarinen Canyon gespeist werden (vgl. Abb. 8, 9). Nach den Paläoströmungswerten (Kornregelungen, Flute casts) war dieses Rinnensystem NW - SE orientiert, der Materialtransport erfolgte nach SE. Als Transportmechanismen für die Rinnensedimente kommen in erster Linie kohäsionslose Debris flows mit laminarem Fließverhalten und hochkonzentrierte Suspensionsströme in Frage, während die dünnbankige Turbiditfazies aus niedrigkonzentrierten, turbulenten Suspensionsströmen (turbidity currents) abgelagert wurde.

STOP 2: Wolfpassinger Schichten

Thema: Distale Kalkturbidite

Lokalität: Aufgelassener Steinbruch bei der Dopplerhütte, südlich von Königstetten

Stratigraphische Position: Unterkreide

Tektonische Einheit: Nordrandzone

In diesem Steinbruch sind stratigraphisch liegende Anteile der Wolfpassinger Schichten erschlossen. Ihre enge, nordvergente Verfallung um E-W-streichende Achsen dokumentieren den Deformationsstil der Nordrandzone (Abb. 11). Erschlossen ist hier eine dünn-schichtige Turbiditserie bestehend aus einer Wechselfolge von überwiegend feinkörnigen Kalkarenit-Bänken und Tonmergellagen. Vereinzelt treten auch Kalksandsteine- und Mikritkalkbänkchen auf. Die Dicke der Kalkarenit-Bänke liegt bei 15 - 50 cm, jene der Pelitlagen zwischen 15 und 30 cm (SAUER et al., 1992). In den Kalkareniten sind vereinzelt auch Hornsteinlagen zu beobachten.

Bei den Kalkareniten handelt es sich um Biopelsparite mit einem geringen siliziklastischen Komponentenanteil, wobei sandschalige Foraminiferen (z. B. *Ammodiscus*, *Glomospira*), neben Echinodermenspat besonders hervortreten. PREY (1993) berichtet über eine kleinwüchsige Mikrofauna mit Hedbergellen, rotaliiden Kalkschalern, Trocholinen und Radiolarien. An Nannofossilien wird *Nannoconus steinmanni* erwähnt (Unterkreide). Die von SAUER et al. (1992) mitgeteilten 2 Schwermineralproben mit Dominanz der stabilen Minerale (Zirkon 55 %) stimmen gut mit den von GRÜN et al. (1972) aus den Wolfpassinger Schichten mitgeteilten Daten überein.

Die höheren Schichtanteile der Wolfpassinger Schichten, deren stratigraphische Reichweite bis ins untere Alb belegt ist, sind derzeit nicht erschlossen. Wie die Untersuchungen von GRÜN et al. (1972) jedoch gezeigt haben, sind diese stratigraphisch höheren Abschnitte wesentlich pelitreicher, teilweise aber auch sandsteinreicher entwickelt. Es konnten auch weitere kalkarenitische Horizonte, ähnlich diesem Aufschluß, beobachtet werden.

Die Stellung der Nordrandzone mit den Wolfpassinger Schichten wird von verschiedenen Autoren sehr unterschiedlich dargestellt. So werden die Wolfpassinger Schichten als ursprünglich stratigraphische Basis der Greifensteiner Decke interpretiert (vgl. SAUER et al., 1992). ELIAS et al. (1990) weisen auf mögliche fazielle Beziehungen zu Schichtgliedern am Nordrand der Magura-Decke hin, während SCHNABEL (1992) enge fazielle Beziehungen zur Silesischen Decke der Westkarpaten diskutiert.

Ausblick vom Parkplatz der Dopplerhütte: In nördlicher Richtung erkennt man den morphologischen Anstieg der Flyschzone sowie die vorgelagerte Subalpinen Molassezone bestehend aus Schichten des Eggenburgiens. Daran schließt die Molassezone mit Schichtgliedern des Ottnangiens und die quartären Sedimente der Donauebene des Tullner Feldes an. Nördlich der Donau ist bei guten Sichtverhältnissen die markante Geländestufe des Wagrams zu erkennen und der sanfte Anstieg der Böhmisches Masse. Die kristallinen Gesteine der Böhmisches Masse sinken nach Süden unter die Sedimente der Molassezone und unter den Alpenkörper. Die OMV-Bohrung *Mauerbach 1a* in der Greifensteiner Decke, ca. 5 km südlich dieses Aussichtspunktes gelegen, traf bis 2364 m Gesteine der Flyschzone und bis 3038 m Tiefe die subalpine und autochthone Molassezone an. Nach Durchbohrung von autochthonem Jura wurde in 3457 m Tiefe das Kristallin der Böhmisches Masse erreicht. Ca. 42 km südlich dieses Aussichtspunktes wurde durch die OMV-Bohrung *Bern-*

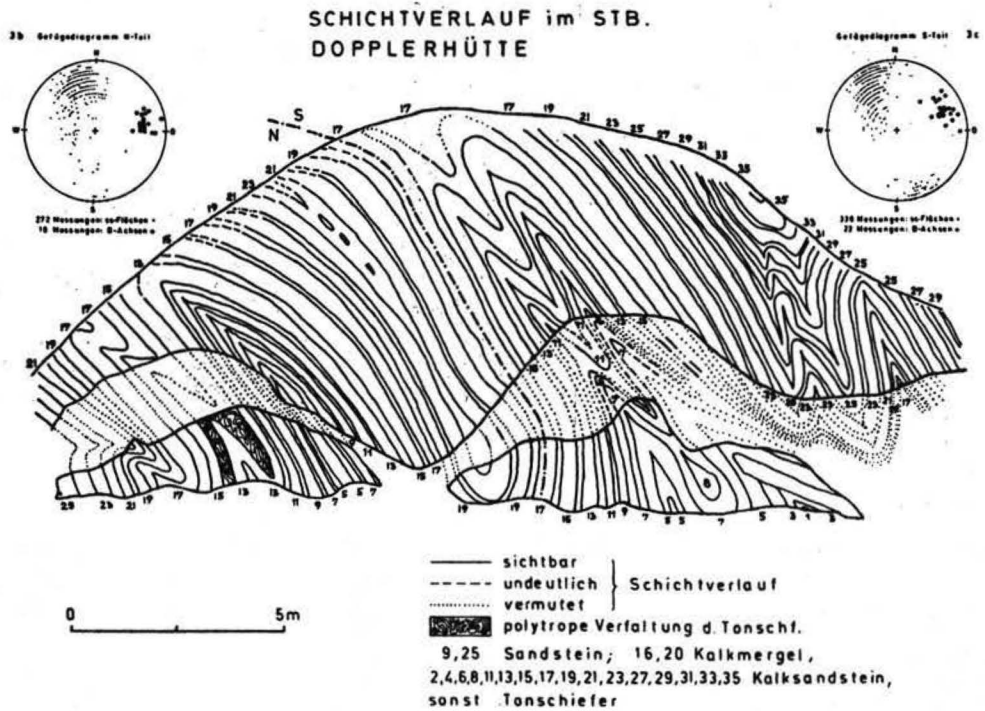
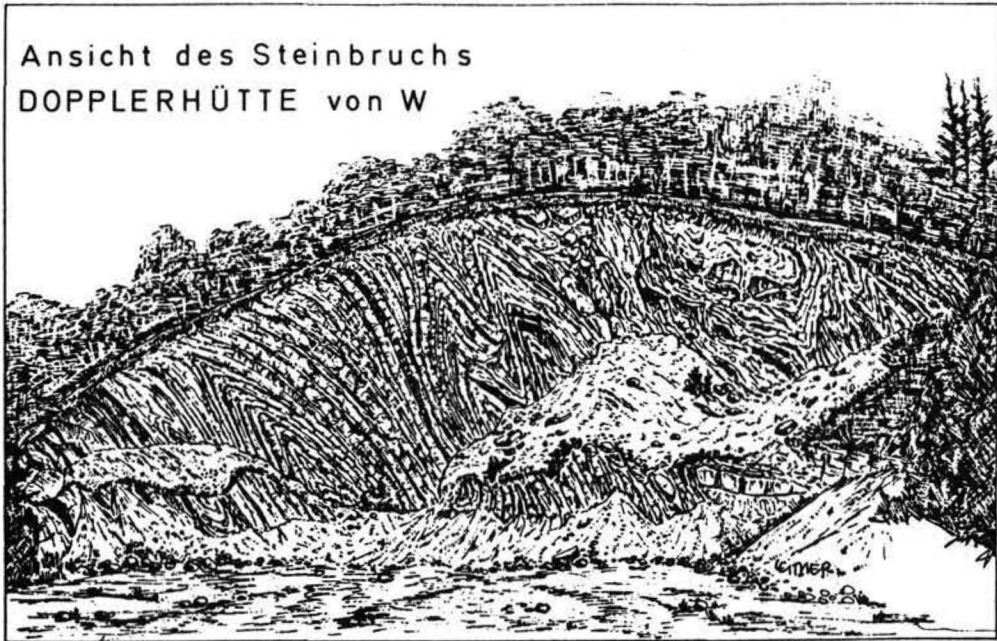


Abb. 11: Wolfpassinger Schichten: Ansicht des Steinbruches Dopplerhütte und Verlauf der turbiditischen Bänke. Aus BERTLE, 1970, Abb. 2 und 3.

dorf 1, die innerhalb der Kalkalpen angesetzt wurde, das Kristallin der Böhmisches Masse in 5945 m Tiefe angetroffen (BRIX & SCHULTZ, 1993).

STOP 3: Kahlenberger Schichten

Thema: Kalkreiche Turbiditsedimentation im Bereich einer Beckenebene

Lokalität: Steinbruch im Dambachgraben, Purkersdorf

Stratigraphische Position: höheres Campan

Tektonische Einheit: Kahlenberger Decke

Die Kahlenberger Schichten sind in diesem Aufschluß in typischer Weise entwickelt. Die aufrecht liegenden Schichten fallen mit 10 bis 50° nach NE ein. Über die Kahlenberger Schichten, die eine kalkreiche Flyschentwicklung repräsentieren, liegt eine detaillierte sedimentologische Bearbeitung durch MÜLLER (1987) vor, auf die hier weitgehend Bezug genommen wird. Faziell stehen sie der Zementmergelserie der Greifensteiner Decke sehr nahe.

Klassische "distale Turbidite" bilden mit über 80 Mächtigkeits-% die häufigste Turbiditfazies dieses Schichtgliedes. Die durchschnittlich 20 bis 30 cm dicken überwiegend feinkörnigen Kalksandsteinbänke setzen mit dem BOUMA-Abschnitt Tb (ebene Lamination) oder Tc (Rippelschichtung und convolute bedding) ein. Nur ganz selten sind Ta-Abschnitte zu beobachten. Nach MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) entspricht dies der Fazies D1 und D2 bzw. C2, während diese Turbidite im Klassifikationsschema von PICKERING et al. (1986) der Fazies C2.2 (Medium bedded sand-mud couplets), C2.3 (Thin-bedded sand-mud couplets) und D2.1 (Graded-stratified silt) zuzuordnen sind. Der Karbonatgehalt der Mergel der Te-Abschnitte liegt, mit starken Schwankungen, im Durchschnitt bei 50 % CaCO₃.

Calclutit-Bänke mit einem Karbonatgehalt bis zu 90 % CaCO₃ bilden eine eigenständige Fazies. Sie führen einen hohen Anteil an Schwammnadeln. Das mikritische Karbonat scheint sich weitgehend von Coccolithen herzuleiten. Eine Gradierung läßt sich unter dem Rasterelektronenmikroskop nachweisen. An der Basis der Bänke ist mitunter ein eben laminiertes Abschnitt erhalten, während im Hangenden der Bänke oft eine starke Bioturbation zu beobachten ist. Es handelt sich um sogenannte "Schlammturbidite" (D3, MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975; E1.1 - strukturless biogenic mud, PICKERING et al., 1986). Diese Calclutit-Bänke repräsentieren am ehesten "pelagische Turbidite".

Olivgrüne Tonsteinintervalle sind relativ häufig am Top der beiden vorhergehenden Faziestypen zu beobachten. Ihre durchschnittliche Dicke beträgt 1,5 cm und ihr Karbonatgehalt liegt unter 5 % CaCO₃, so daß sich ein ausgeprägter Karbonatsprung zum Te-Abschnitt des Turbidits ergibt. Diese Partien werden als hemipelagische Intervalle interpretiert, die auf eine Ablagerungstiefe unterhalb des Calcit-Kompensationsniveaus hinweisen.

Eine weitere Fazies der Kahlenberger Schichten, die allerdings nicht in diesem Aufschluß beobachtet werden kann, sondern nur im östlichen Bereich der Kahlenberger Decke auftritt, bilden siliziklastika- und tonreichen "Mürbsandsteinen" (friable sandstones). Diese Fazies ist nicht mit der BOUMA-Abfolge zu beschreiben. Die Bänke führen häufig Rip-up clasts und zeigen grobe Lamination (Scherlamination) sowie multiple grading. In der Faziesnomenklatur von PICKERING et al. (1986) sind sie der Fazies B1.1 (Thick/medium-

bedded, disorganized sands) und untergeordnet A1.4 (Disorganized pebbly sands) zuzuordnen. Nach MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) entsprechen diese Bänke der Fazies B und A1.

Helminthoiden und Chondriten sind für die Kahlenberger Schichten besonders typische Ichnofossilien.

Flute casts an der Basis der Bänke dieses Aufschlusses belegen Paläoströmungen in Richtungen NW- bis NNW, während die parting lineation im Tb-Abschnitt WNW - ESE streicht. Die Leebblätter von Strömungsrippeln weisen nach Westen.

Die Sandsteine zeigen eine hybride Zusammensetzung mit stark wechselndem Karbonatgehalt. In der Schwermineralführung herrscht Granat (durchschnittlich 66 %) vor. In den westlichen Bereichen der Kahlenberger Decke tritt jedoch Zirkon etwas in den Vordergrund, wie hier im Dambachgraben, mit 32 % gefolgt von Granat (27 %). Weitere Schwerminerale sind Apatit, Turmalin, Rutil, Staurolith sowie Spuren von Chloritoid, Chromspinell und Hornblende. Nach MÜLLER (1987) lassen sich die Unterschiede in der Schwermineralführung zwischen östlichen und westlichen Bereichen auf Korngrößeneffekte zurückführen. Ein derartiger E-W-Trend wird auch in der Tonmineralverteilung sichtbar (Abb. 6). In östlichen Abschnitten konnten neben Illit auch beträchtliche Mengen an Smektit, Kaolinit und Chlorit nachgewiesen werden, während im Westen der Kahlenberger Decke außer Illit nur noch Mixed Layer-Minerale zu beobachten waren. Dieser E-W-Trend macht sich auch in den Bankmächtigkeiten bemerkbar. So sind die einzelnen Turbiditintervalle, aber auch die hemipelagischen Intervalle, im Osten etwas dicker entwickelt als im Westen.

In den Kahlenberger Schichten konnten keine auffallenden Bankmotive beobachtet werden. Es wird daher unter Berücksichtigung der distalen Faziesmerkmale auf eine Sedimentation in einer Beckenebene unterhalb der Calcit-Kompensationsgrenze geschlossen. MÜLLER (1987) war in der Lage die Häufigkeit der turbiditischen Ereignisse mit einem Ereignis pro 3500 - 4000 Jahre abzuschätzen. Für die hemipelagischen Intervalle konnte er eine Sedimentationsrate von 2-3 cm/1000 a ermitteln.

STOP 4: Agsbachschichten

Thema: Schlammreiche Sedimentation im Randbereich eines Tiefseefächers im Übergang zur Beckenebene

Lokalität: Alter Steinbruch an der Straße Preßbaum - Klausenleopoldsdorf, ca. 1 km SW der Häuser von Agsbach

Stratigraphische Position: Unter- bis Miozän

Tektonische Einheit: Laaber Decke

Der Aufschluß, der als locus typicus gilt, zeigt die pelitreiche Entwicklung dieses Schichtgliedes. Die hier vorherrschenden dunkelgrauen, siltigen Tonsteine bis schwach kalkigen Tonsteine erscheinen bis auf wenige Bioturbationsmerkmale strukturlos. An ebenfalls dunklen Sandsteinlagen ist die steilstehende E-W-streichende Schichtung zu erkennen. Eine ausgeprägte N-S-streichende Kluftschar täuscht eine Schichtung vor. Mittels Nannofloren ist Unter- bis Miozän belegt (PREY, 1993).

Die Entwicklung der Agsbachschichten wird generell durch die Turbiditfazies D2 und D3 (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975) beherrscht. Demnach handelt es sich überwiegend um

Turbidite mit fehlendem BOUMA-Abschnitt Ta, die durch ebene Lamination, Rippelschichtung wie auch Convolute bedding charakterisiert sind. Im Falle der Fazies D3 besteht der Turbidit fast ausschließlich aus dem Pelitintervall Te. Nach PICKERING et al. (1986) entsprechen die Ablagerungen überwiegend der Fazies C2.3 bis C2.4 (Thin-bedded sand-mud couplets; Thick-bedded, mud-dominated sand-mud couplets) sowie vereinzelt der Gruppe D2 (Organized silts and muddy silts). Untergeordnet konnte LEISER (1995) auch dickere turbiditische Sandsteinbänke mit einem Ta-Intervall beobachten (C2 nach MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975; C2.2 - Medium bedded sand-mud couplets nach PICKERING et al., 1986). Aus Bohrloch-Logs vom Flyschuntergrund des Wiener Beckens konnte LEISER (1995) einen Sand/Ton-Quotienten von ca 0.25 ermitteln, wobei der Liegendabschnitt der Agsbachschichten etwas sandreicher entwickelt ist (RINGHOFER, 1976).

Eine Untersuchung der pelitischen Gesteine der Agsbachschichten durch HOMA-YOUN (1995) hat zwei Typen erkennen lassen: (1) Hellere, graugrüne Tonmergel mit Karbonatgehalten bis max. 45 % CaCO₃. Diese sind durch Übergänge mit den Sandsteinen verbunden. Es handelt sich daher um turbiditische Pelitintervalle (Te). (2) Dunkelgraue Tonsteine mit einem Karbonatgehalt von < 10 % CaCO₃ dürften teilweise hemipelagischen Intervallen entsprechen. Es wird daher angenommen, daß die Sedimentation der Agsbachschichten unterhalb der Calcit-Kompensationsgrenze des Beckens erfolgt ist. In der Tonmineralzusammensetzung bestehen zwischen den beiden Pelittypen keine Unterschiede. Es dominiert Illit, gefolgt von Chlorit. In einzelnen Proben finden sich geringe Kaolinitgehalte sowie Mixed Layer-Minerale (Abb. 6).

Die von LEISER (1995) obertags und an Bohrungen durchgeführten Untersuchungen haben keine deutlichen Bankmotive erkennen lassen, so daß in Verbindung mit häufig vorkommenden hemipelagischen Intervallen für die Agsbachschichten eine Ablagerung am äußeren Rand eines Tiefseefächers, im Übergang zur Beckenebene angenommen werden kann.

STOP 5: Hoisschichten

Thema: Siliziklastische Tiefwassersedimentation im äußeren Bereich eines Tiefseefächers

Lokalität: Kleiner, aufgelassener Steinbruch beim Hof Hois, an der Straße Altenmarkt/Triesting nach St. Corona am Schöpfl.

Stratigraphische Position: Höheres Paleozän

Tektonische Einheit: Laaber Decke

Die Hoisschichten dieses Aufschlusses, der nach PREY (1965) als locus typicus fungiert, liegen im Südschenkel der breiten Mulde von St. Corona, die in ihrem Kern die Agsbachschichten führt. Die Schichten liegen aufrecht und fallen mit 70° nach NW ein.

Es handelt sich um mittel- bis grobkörnige turbiditische Sandsteinbänke mit dünnen, grauen pelitischen Intervallen (Ton bis Tonmergel). Bankamalgamationen sind zu beobachten. Turbiditfazies C1 nach MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) ist vorherrschend. Im Fazieschema von PICKERING et al. (1986) entsprechen sie überwiegend der Fazies C2.1 (Very thick/thick bedded sand-mud couplets) und C2.2 (Medium bedded sand-mud couplets). Der Sand/Ton-Quotient liegt nach Auswertung von Bohrloch-Logs bei >2 (LEISER, 1995).

Die quarzarenitischen Sandsteine sind kalkig zementiert. Sie führen normalerweise sehr wenig Feldspat (Mikroklin>Plagioklas) und wenige lithische Fragmente. Glaukonit tritt vorzugsweise in feinerkörnigen Sandsteinen hervor. Bioklasten sind selten (vereinzelte Nummulitenfunde, GÖTZINGER, 1951). Die Schwermineralführung wird nach den Untersuchungen von LEISER (1995) von Zirkon (30 %, 20 - 60) dominiert, wie dies für paläogene Flysche der Rhenodanubischen Flyschzone kennzeichnend ist (WOLETZ, 1962). Turmalin kann an die Zirkongehalte heranreichen. Begleitet werden diese stabilen Minerale von Granat (18%, 1-45). Daneben treten noch Rutil und Apatit auf. Wie LEISER (1995) feststellen konnte, nehmen die stabilen Minerale gegen das stratigraphisch Hangende auf Kosten von Granat zu.

Im Bereich dieses Aufschlusses sind Paläoströmungen aus Osten zu beobachten, während im Nordschenkel dieser Mulde Paläoströmungsrichtungen aus NE nachgewiesen wurden (LEISER, 1995). Obwohl in diesem Aufschluß keine ausgeprägten Bankmotive zu beobachten sind, konnte LEISER (1995) vor allem bei der Analyse von Bohrloch-Logs thickening and coarsening upward-Sequenzen feststellen, wie sie für depositional lobes typisch sind. Daneben fanden sich untergeordnet Bankmotive, die flachen Rinnenfüllungen entsprechen (thinning and fining upward). Auf Grund dieser Bankmotive kann für die Hoisschichten der äußere Abschnitt eines Tiefseefächers (Modell nach SHANMUGAM & MOIOLA, 1988) als Sedimentationsbereich angenommen werden. Die vereinzelt Rinnenfolgen weisen jedoch auf die Nähe des mittleren Fächerbereiches hin. Der proximale Abschnitt des Tiefseefächers wird auf Grund der Paläoströmungsdaten im NE vermutet.

STOP 6: Kaumberger Schichten

Thema: Im Bezug auf Sauerstoffgehalt wechselnde turbiditische Sedimentationsbedingungen im Bereich einer Beckenebene

Lokalität: Aufschluß an der Straße zwischen Altenmarkt/Triesting und St. Corona a. Schöpl

Stratigraphische Position: Santon-Campan

Tektonische Einheit: Laaber Decke

Der Aufschluß zeigt die Kaumberger Schichten in ihrer typischen Ausbildung. Als besonders kennzeichnend gilt das Auftreten roter Tonsteine. Es lassen sich in den Kaumberger Schichten zwei Entwicklungen unterscheiden, die miteinander wechsellagern und die von FAUPL (1976) als "Rotfazies" und "Grünfazies" bezeichnet wurden. Den in Abb. 12 dargestellten Bankprofilen ist zu entnehmen, daß es sich bei diesem Schichtglied generell um eine dünnsschichtige Turbiditabfolge handelt. So weisen die Sandsteinbänke der "Rotfazies" durchschnittlich 3,5 cm (max. 15 cm) Dicke auf, während in der "Grünfazies" 5,5 cm (max. 25 cm) beobachtet wurden. Aus über 22 Bankprofilen verschiedener Lokalitäten konnte ein Sand/Ton-Quotient von 1 ermittelt werden.

Es treten nur "distale Turbidite" ohne BOUMA-Abschnitt Ta auf. Ca. 35 % der Turbidite beginnen mit einem Tb-Intervall. Sie sind der Turbiditfazies D1 (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975) bzw C2.3 (Thin-bedded sand-mud couplets, PICKERING et al., 1986) zuzuordnen. Flache Flute casts an der Basis der Bänke finden sich relativ häufig.

In der "Rotfazies" folgt sehr häufig über einer turbiditischen Psammitbank ein graugrüner siltiger Tonmergel (bis 25 % CaCO₃). Darüber setzen mit scharfem Kontakt ein

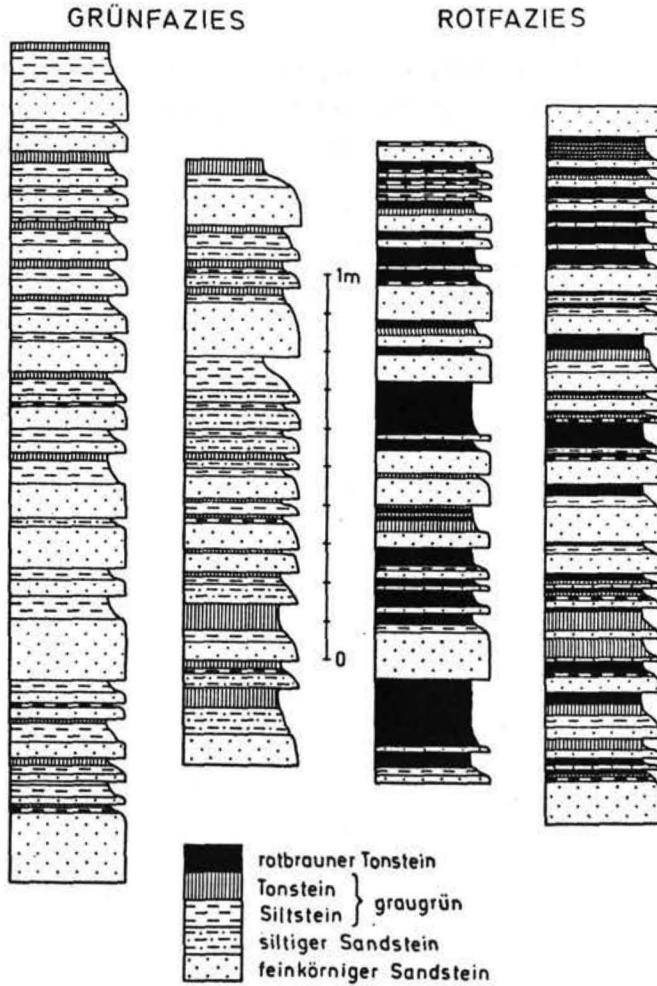


Abb. 12: Kaumberger Schichten: Charakteristische Bankprofile der Rot- und Grünfazies. Aus FAUPL, 1976, Abb. 1.

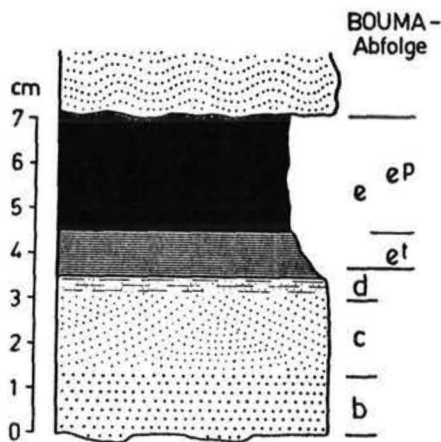


Abb. 13: Kaumberger Schichten: Ideale Turbiditbank der Rotfazies. e^t-Abschnitt graugrün, e^P-Abschnitt rotbraun. Aus FAUPL, 1976, Abb. 2.

weitgehend kalkfreier rotbrauner Tonstein (bis 3 % CaCO_3) ein (Abb. 13). Während es sich bei den graugrünen Megeln um das Te-Intervall des Turbidits handelt, werden die rotbraunen Tonsteine als Hemipelagite interpretiert. Die Karbonatfreiheit der Hemipelagite weist auf Ablagerungstiefen unter der lokalen Calcit-Kompensationsgrenze hin, die rotbraune Farbe auf ein oxisches Bodenwassermilieu und eine geringe Sedimentationsrate. Manchmal treten in rotbraunen Tonsteinpartien Zentimeter-dünne (1- 3 cm), rippelgeschichtete grüne Feinsandbänkchen mit scharfem Liegend- und Hangendkontakt auf. Möglicherweise handelt es sich bei diesen dünnen, gradierten Psammitlagen mit scharfem Top um nachträglich durch Bodenströmungen (? Konturenströme) überarbeitete distale Turbidite.

In der "Grünfazies" sind nur die graugrünen turbiditischen Pelitintervalle (Te) deutlich abzugrenzen. Wahrscheinlich repräsentieren grüne Tonsteine, die sich jedoch nicht so klar wie die roten Tonsteine vom Te-Intervall unterscheiden lassen, ebenso hemipelagische Abschnitte.

Bei den Feinsandsteinen handelt es sich um ein Gemisch aus karbonatischen, überwiegend bioklastischen, und siliziklastischen Komponenten. Glaukonit erreicht manchmal höhere Anteile. Die Schwermineralführung wird hauptsächlich von Zirkon (50 %), Turmalin (28 %) und Rutil (14 %) bestimmt. Apatit, Granat und Chromspinell treten in untergeordneten Gehalten auf (WOLETZ, 1962; FAUPL, 1975). Die detritischen Chromspinelle sind auf Grund ihrer chemischen Zusammensetzung von ophiolithischen Körpern (Typ I-Peridotiten, DICK & BULLEN, 1984) herzuleiten. Etwa die Hälfte der Chromspinell ist durch markante TiO_2 -Gehalte gekennzeichnet, was auf Kumulus-Spinelle hinweist (POBER & FAUPL, 1988).

Das sedimentäre Environment der Kaumberger Schichten entspricht am ehesten dem Bereich einer Beckenebene unterhalb der Calcit-Kompensationsgrenze mit geringer turbiditischer Sedimentationsrate und einem fluktuierenden Sauerstoffgehalt im Bodenwassermilieu, so daß sich zeitweise oxidierte (rote) Tonsteinfolgen als Hemipelagite entwickeln konnten. Möglicherweise haben Tiefenströmungen an der Aufrechterhaltung des oxischen Milieus Anteil. Die "Grünfazies" scheint höhere turbiditische Sedimentationsraten zu repräsentieren, wobei hemipelagische Sedimentanteile in dieser Fazies eine untergeordnete Rolle spielen dürften. Die Fazies der Kaumberger Schichten könnte den aktiven Randbereich eines distalen Tiefseefächersystems markieren. Die für die Kaumberger Schichten typische Wechselfolge von "Rot-" und "Grünfazies" kann einerseits durch die Migration und/oder Progradation eines aktiven Fächerrandes erklärt werden, oder aber durch das Auftreten von periodisch aktiven bodennahen Strömungen, die auf das Redox-Milieu einen Einfluß ausgeübt haben. Auf Grund von zahlreichen Paläoströmungsdaten läßt sich das eigentliche Schüttungszentrum für die Kaumberger Schichten im Nordwesten beheimaten (FAUPL, 1975).

STOP 7: Kaumberger Schichten

Thema: Distale Turbidite im Bereich einer Beckenebene; Hinweis auf Konturenströme

Lokalität: Prallhang des Triesting-Flusses beim Gehöft Hofstätter

Stratigraphische Position: ?Campan (Position nahe Hangendgrenze)

Tektonische Einheit: Laaber Decke

In diesem Aufschluß zeigen sich die Kaumberger Schichten in ihrem charakteristischen Deformationsstil. Die intensive Bruch- und Faltungsdeformation ist für stratigraphische und sedimentologische Studien sehr hinderlich. Wegen des überaus deutlichen Unterschiedes im Deformationsstil von Kaumberger Schichten und Laaber Schichten-Gruppe, aber auch wegen einer Reihe von stratigraphischen Ungereimtheiten im Grenzbereich dieser beiden Schichtglieder vermutet SCHNABEL (1993a) in den Kaumberger Schichten ein eigenständiges tektonisches Stockwerk.

Bezüglich der lithofaziellen Entwicklung und Interpretation wird auf die Erläuterungen zu Stop 6 verwiesen. Zentimeter-dünne, glaukonitführende Sandsteinlagen mit scharfem Top und Basis , innerhalb der "Rotfazies", werden auf die Wirkung von Kontourenströmen zurückgeführt.



Exkursion A4

**Triassische Becken- und Plattformsedimente
der östlichen Kalkalpen**

**Exkursionsführer SEDIMENT'96
11. Sedimentologentreffen, Wien 1996**

Leopold KRYSTIN & Richard LEIN

Mit einem Beitrag von M. SCHAUER

23 S., 15 Abb.

EINFÜHRUNG

Die Nördlichen Kalkalpen bilden heute einen 500 km langen, in seiner Breite tektonisch extrem verkürzten, schmalen Streifen, dessen Trias-Sedimente auf einem **passiven Kontinentalrand** abgelagert worden sind, der einem den Tethys-(Vardar-) Ozean flankierenden Seichtwasserschelf (Abb. 1) entspricht. Diese Position auf relativ mobiler Kruste bedingt einerseits die großen Sedimentmächtigkeiten der kalkalpinen Trias-Abfolgen und hat andererseits zur Folge, daß die Zäsuren im Sedimentationsgeschehen (Sequenzgrenzen) im wesentlichen tektonisch gesteuert sind (BRANDNER & SPERLING 1995). Der Seichtwasserschelf weist eine klare laterale fazielle Zonierung auf, wobei der vom europäischen Vorland herrührende zeitweilige klastische Einfluß im wesentlichen auf das Bajuvarikum beschränkt ist und das Tirolikum nur im Norden erreicht.

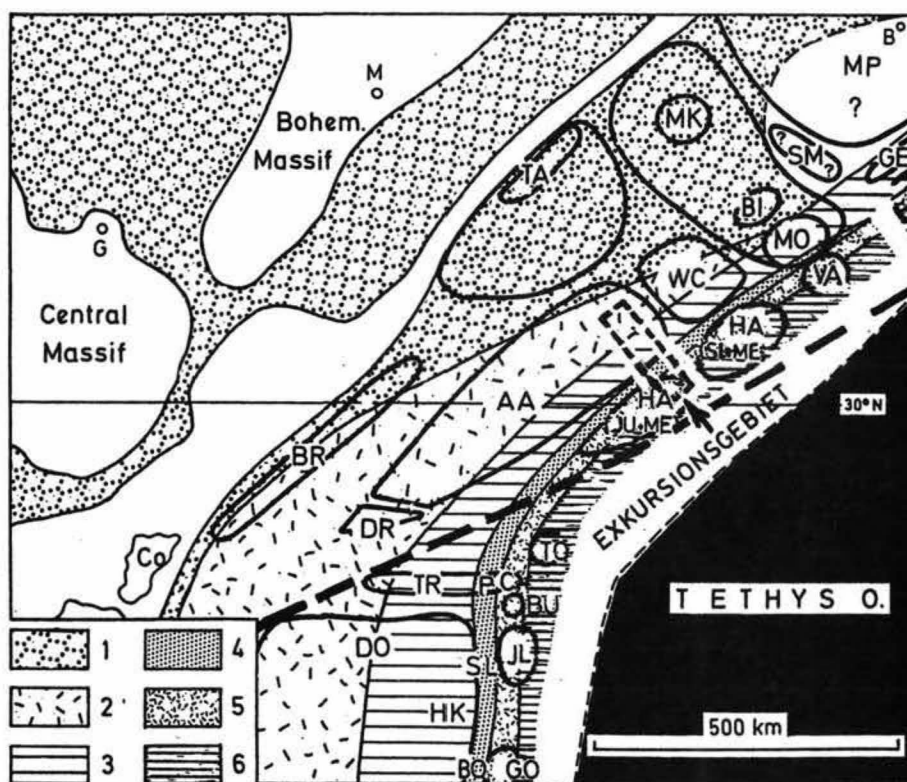


Abb.1: Nor-Paläogeographie der nordwestlichen Tethys mit angenäherter Lage des Exkursionsgebietes (n. KRYSŤYN & LEIN in HAAS et al. 1995). 1) Keuperfazies, 2) Hauptdolomitfazies, 3) Dachsteinkalk-Plattform des Tirolikums, 4) Intraplattform-Hallstattfazies, 5) Dachsteinkalkplattform (mit Riffen) des Juvavikums, 6) Pelagische Hallstattfazies.

G = Genf, M = München, B = Bukarest, Co = Korsika; AA = Austroalpin, BI = Bihor-Einheit, BO = Bosnischer Trog, BR = Brianconnais, BU = Bükk, C = Csövar, DO = Dolomiten, DR = Drauzug, GE = Getikum, GO = Golja-Zone, HA = Hallstätter Zone, HK = Hochkarst Zone JU = Juvavikum, JL = Julische Alpen, ME = Meliaticum, MK = Mecsek, MO = Moma-Einheit, MP = Moesische Plattform, P = Pilis-Buda Gebirge, SI = Siilizikum, SL = Slowenischer, SM = Serbomazedonisches Massiv, TA = Tatrikum, TO = Tornaikum, TR = Transdanubische Zone, VA = Vascau-Einheit, WC = Westkarpaten.

Die noch heute gültigen Grundzüge der **tektonischen Gliederung** des Ostabschnittes der Nördlichen Kalkalpen gehen im wesentlichen auf KOBBER (1909; 1912) zurück, wobei allerdings bereits BITTNER (1882; 1893) auf die Existenz eines flachen Überschiebungsbau im Kalkvorpalin hingewiesen hat. Einen detaillierten Überblick über unsere derzeitige Kenntnis der deckentektonische Gliederung der Nördlichen Kalkalpen gibt die mit einem umfangreichen Kommentar versehene Basiskarte im Maßstab 1 : 100.000 von TOLLMANN (1976b). Der heutige geologische Bau der Kalkalpen ist das Ergebnis eines mehrphasigen tektonischen Geschehens, das mit dem Eingleiten des Juvavikums im Oberjura beginnt, seine Hauptformung (d.h. Bildung von Bajuvarikum und Tirolikum) in vorgosauischer Zeit erlebt und mit abermaliger beträchtlicher Raumverkürzung im Tertiär endet (TOLLMANN 1985). Dabei dürfte die von EISBACHER et al. (1990) bzw. LINZER et al. (1995) mit bilanzierten Profilen ermittelte Minimalverkürzung des kalkalpinen Ablagerungsraumes auf 55 - 60% bei weitem zu gering bemessen sein. Eine weitere Schwierigkeit, die einer flächenmäßigen Rekonstruktion der Kalkalpen entgegensteht - wie sie noch von SPENGLER (1959) unter vereinfachten Prämissen versucht wurde - liegt in dem jüngst entdeckten mehrfachen Vergenzwechsel (RATSCHBACHER et al. 1989) während der deckentektonischen Ausformung. Auch der in unserem Exkursionsraum auftretende Wechsel der generellen Kalkalpen-Streichrichtung von W-E in die karpatische Richtung (SW-NE) sorgt für zusätzliche Komplikationen, die auch in neueren Kartierungen noch nicht befriedigend gelöst sind.

Die **Trias-Schichtfolgen** der Kalkalpen sind, wie sich an vielen Stellen belegen läßt, basal oft unvollständig und bis in die tiefe Mitteltrias tektonisch überprägt. So repräsentiert in vielen Profilen die Saalfeldener Rauhwacke keineswegs einen unteranischen Basalhorizont sondern zumeist einen zwischen Werfener Schichten und anisischen Karbonaten liegenden Abscherhorizont. Die stratigraphische Tabelle (Abb. 2) beginnt daher im Mitteltrias, umso mehr als auch keine brauchbaren Aufschlüsse der Werfener Schichten

		TIROLIKUM		SEQUENZSTRAT. S-Z.	ZYKLEN	JUVAVIKUM (Hohe Wand + Schollen)
OBERTRIAS	RHÄT	O.Rhätkalk	Starhembg. kalk	UAA-1	HST	Ziambach Sch.
		Kössener Sch.		UAA-2	TST	Dachsteinkalk
	NOR	Plattenkalk	Dachsteinkalk (Loferer Typ)	UAA-3	HST	(Wandk.)
		Hauptdolomit	Dachst.d.		TST	Hallstätter K.
	KARN	Opponitz F.	'Cardita F.'		HST	
	MITTEL-	LADIN	Lunz F.		UAA-2	TST
Göstlinger K.				LST		
ANIS		P.M.	Wetterstein F.	UAA-2	HST	'Hallstätter K.'
		P.M.			TST	
		Reifflinger Kalk			HST	(fehlt)
		Crinoidenkalk			TST	
Gutenst. K.	Steinalmkalk	HST				

Abb.2: Litho- und Sequenzstratigraphische Tabelle der exkursionsmäßig erfaßten Mittel- und Obertrias des Ostabschnittes der Nördlichen Kalkalpen.

(Untertrias) im Exkursionsgebiet zur Verfügung stehen. Tirolikum und Juvavikum werden wegen ihrer voneinander abweichenden Faziesentwicklung getrennt dargestellt. Ihre unterschiedlichen Schichtfolgen erklären sich aus der verschiedenen paläogeographischen Ablagerungsposition, die beim Tirolikum dem zum Vorland vermittelnden Intraschelfraum entspricht, während das Juvavikum einen zum Tethysozean offenen Schelfrand gebildet hat (Abb. 1).

Tirolikum: Im Anis ist zunächst ein Rampenstadium entwickelt mit Dasycladaceenkalken des flachen Bewegtwassers (Steinalmkalk) und einer durchlüftungsmäßig eingeschränkten Ruhigwasserentwicklung (Gutensteinerk.). Darüber folgt auf der sich eintiefenden Rampe eine erste Beckenphase mit der Reiflinger Kalk einsetzt und kurzfristig Crinoidenkalk (inkl. fossilreicher bioklastischer packstones mit Glaukonit) auftreten. Die weitere Eintiefung im Ladin hat ein Übergreifen des Reiflinger Kalkes auf den gesamten Bereich des östlichen Tirolikums zur Folge. Erst im Oberladin beginnt mit einer massiven Progradation die zweite Ausdehnungsphase flachmariner Plattformkarbonate (Wetterstein F.), die im Unterkarn ihren Höhepunkt erreicht. Dabei wird das Reiflinger Becken vom Süden her mehr als 10 km überdeckt, und die anfangs nur versteilte Rampe (vgl. BRANDNER & RESCH 1981) im Unterkarn zu einer Plattform mit Außenriff und mächtigem slope (rimmed shelf Typ, HENRICH 1983) umgestaltet. Im Unterkarn stößt auch von Norden her eine Plattform über das Reiflinger Becken vor, sie erreicht aber nicht das Tirolikum sondern bleibt auf den Nordteil des Bajuvarikum beschränkt. Im hohen Unterkarn kommt es offensichtlich im Gefolge von Regression und Klimawechsel zu jenem wichtigen Ereignis, das SCHLAGER & SCHÖLLNERBERGER (1974) als Reingrabner Wende bezeichnet haben und wo vorlandtypische Siliziklastika (Lunzer Schichten) das vorgegebene Beckenrelief auffüllen. Die anschließenden zunächst gemischt terrigen-karbonatischen (Opponitzer Sch., Cardita F.), dann rein karbonatischen (Hauptdolomit, gebankter Dachsteinkalk) Flachseebildungen leiten eine längerzeitige, gleichförmige Sedimentationsphase ein. Diese wird in der höheren Trias von einem neuen aus Norden erfolgenden Terrigenvorstoß (Kössener Sch.) unterbrochen, der aber den Südrand des Tirolikums nicht erreicht und bald wieder Plattformkarbonaten (Dachsteinkalk, Oberrhätalk) weichen muß.

Juvavikum: auf die rege Faziesvielfalt dieser Zone etwa im Salzkammergut (TOLLMANN 1976a) aber auch in den westlich von Hoher Wand und Schneeberg gelegenen Mürzalpen (LEIN 1981) soll hier kurz hingewiesen aber nicht näher eingegangen werden. Desgleichen nicht auf die als ozeannah gedeuteten Hallstätter Tief(er)wasserserien der Geyersteinschuppe (MANDEL & ONDREJICKOVA 1991, KOZUR & MOSTLER 1991), die unweit der Hohen Wand am Südrand der Kalkalpen erst vor kurzem entdeckt wurden und mit dem Meliatikum der Westkarpaten parallelisiert werden. Statt dessen dokumentiert Abb. 2 jenen Faziesraum, der der Exkursionsroute entspricht. Dieser stellt einen randlichen Hallstätter Beckenbereich dar, der sowohl in der höheren Mittel- als auch in der Obertrias von einer progradierenden Plattform (Wetterstein- bzw. Dachsteinkalk) erreicht wird. Deutlich zur Geltung kommen in unserem Raum übrigens die Regression (mit Schichtlücke) im Grenzbereich Unter/Oberkarn sowie die beiden Meereshochstände im Unterladin und späten Oberkarn.

Sequenzstratigraphie in einem Gebiet mit extremer Tektonik wie den Nördlichen Kalkalpen ist äußerst schwierig. Umso mehr, wenn das eigentliche epikontinentale Hinterland längst abhanden gekommen ist und distinkte Hinweise auf Emersionen an vielen Sequenzgrenzen - bedingt durch die starke Subsidenz ? - fehlen. Trotzdem werden insbesondere zur Einzeitung der Superzyklen UAA 2 bis UAA 4 von HAQ et al. (1987) ergänzende Daten erbracht und einige obertriadische Sequenzgrenzen 3. Ordnung im Rahmen der Exkursion aufgezeigt. Die an die Schichtfolgenübersicht angeschlossene Sequenzstratigraphische Tabelle (Abb. 2) ist aus BRANDNER & KRISTYN (1994) geringfügig modifiziert übernommen. Sie weicht beträchtlich von jener der südalpiner Trias ab (DE ZANCHE et al. 1993), die offensichtlich lokaltektonischen Einflüssen ausgesetzt war (BRANDNER & SPERLING 1995). Insbesondere die von HAQ et al. (1987) als Oberladin datierte maximale Regression ist in den Nördlichen Kalkalpen nirgendwo zu erkennen.

mit kleiner Mannschaft (1 Maschinist, 2 LKW-Fahrer) in 2 Schichten täglich ca. 500 t Gips gefördert, der vor allem als Klinkerzusatz in der Zementindustrie Verwendung findet. Eine Einstufung der Serie mittels Sporen liegt nicht vor, wohl aber gibt es Schwefelisotopenuntersuchungen (PAK 1974:169), welche ein oberpermisches Alter der Evaporite nahelegen.

Anmerkung: Oberpermische Evaporitvorkommen sind in den Nördlichen Kalkalpen größtenteils an die juvavischen Deckeneinheiten gebunden. In dieser Hinsicht stellen die im Tirolikum auftretenden Gipsvorkommen dieses Zeitabschnittes eine Ausnahme dar. Angesichts der tektonischen Komplikationen im Basalbereich der kalkalpinen Decken können diese oberpermischen Gipse und Anhydrite leicht mit solchen des Reichenhaller Niveaus (Wende Skyth/Anis) verwechselt werden.

Literatur: HOLZER et al. (1975), PAK (1974); PLÖCHINGER (1970; 1993).

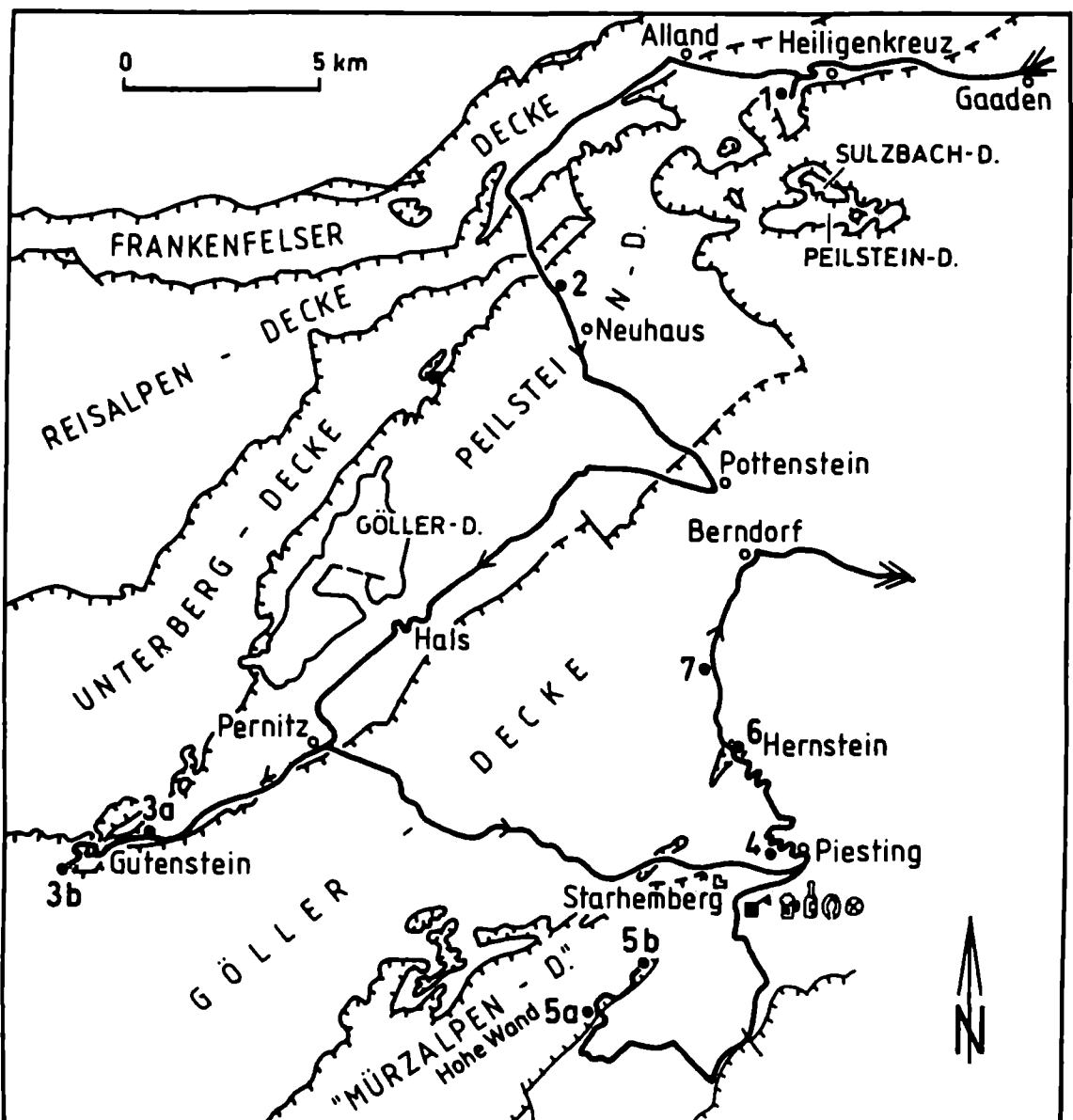


Abb.3: Exkursionsroute auf vereinfachter tektonischer Karte (TOLLMANN 1976b).

1) Preinsfeld, 2) Steinbruch Aegydigraben bei Neuhaus, 3) Gutenstein: a.) Steinbruch Paßbrücke, b.) Parkplatz Mariahilfberg, 4) Steinbruch Brauerei Piesting, 5) Hohe Wand Straße a.) Kehre, b.) Hergotschnitzer Haus, 6) Schloßpark Hernstein, 7) Tiefbohrung Berndorf 1.

FAZIESMODELL DER KALKALPINEN MITTELTRIAS

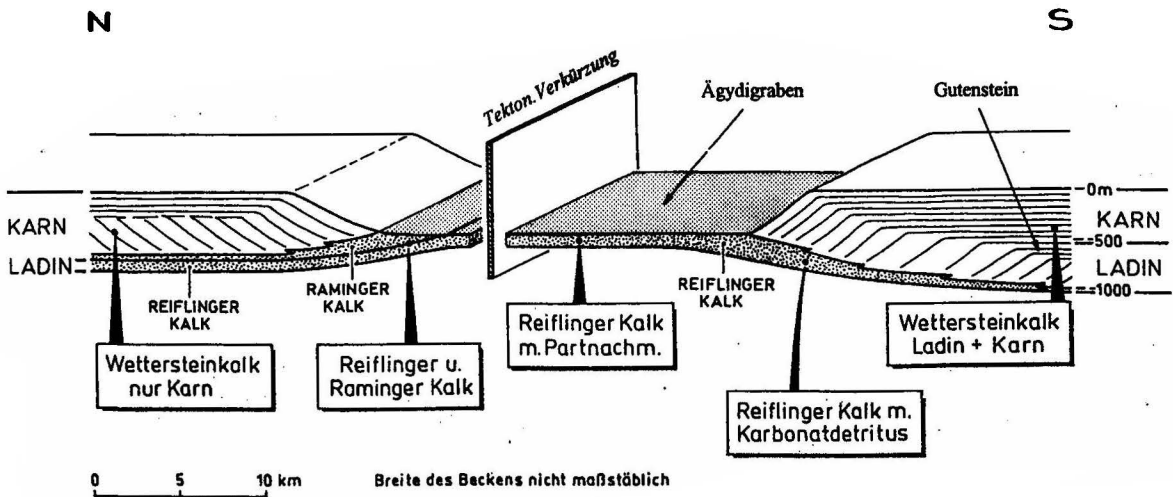


Abb.4: Ladinisch-unterkarnische Faziesentwicklung des Reiflinger Beckens mit paläogeographischer Position der Aufschlüsse Aegydigraben (Stop 2) und Gutenstein, Parkplatz Mariahilfberg (Stop 3b)

Stop 2: Aegydigraben

Thema: Mitteltrias - Beckenentwicklung

Alter: Anis (Pelson-Illyr)

Tektonische Einheit: Peilstein-Decke

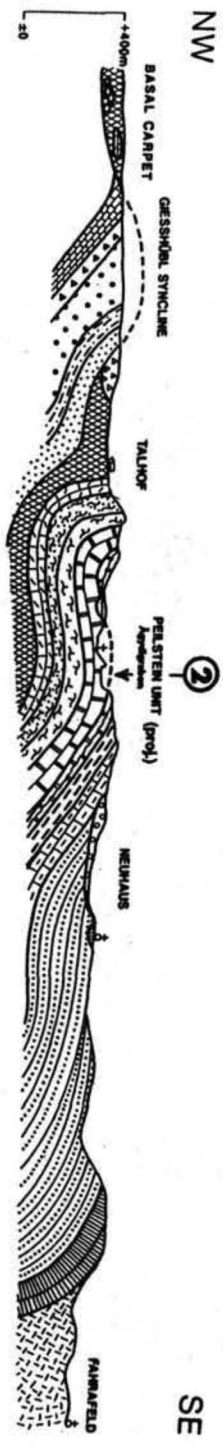
Ortsangabe: ÖK50/Blatt 57 Neulengbach; Steinbr. Aegydigraben (1km NNW Neuhaus).

Beschreibung:

Die nördlich von Neuhaus aufgeschlossene Mitteltrias-Schichtfolge entstammt einer relativ beckenzentralen Position, die von der Progradation der Wettersteinkalk- Plattform nicht berührt wird (Abb.4). Der im Steinbruch aufgeschlossene Gutensteiner Kalk repräsentiert jedenfalls nur den höchsten Teil dieses Schichtgliedes, der tiefere Anteil ist tektonisch reduziert. Von unten nach oben ist folgende Schichtfolge (Abb.6) aufgeschlossen:

- 1) „Unterer“ Gutensteiner Kalk: Ebenflächige dünngebankte schwarze Kalke, welche makroskopisch und mikrofaziell (pelletführende mud- bis wackestones) vollkommen dem typischen Gutensteiner Kalk entsprechen. Durch Conodonten (*Neogondolella bulgarica*, *Nicorella kockeli*) ist Pelson belegt.
- 2) „Oberer“ Gutensteiner Kalk: Für ihn typisch ist die Wechsellagerung von eben und welligschichtigen, teils dickbankigen mit cm- bis niveauweise dm- mächtigen, oft feingeschichteten, siltigen Mergellagen. Mikrofaziell liegt ein bioklastischer wackestone vor, der vor allem Schwammnadeln und Radiolarien enthält (s. Schliff-Fotos von WESSELY in

Abb.5: Geologische Karte und Profilschnitt durch die Umgebung des Steinbruches Aegydigraben (nach WESSELY, in SAUER et.al. 1992).



- | | | | |
|---|---|--|---|
| <p>Gosau Complexes</p> <p>Holler,
Tabberg etc. Gießhübl Syncline</p> <p>U. Maas-
tricht.</p> | <p>Paleocene</p> <ul style="list-style-type: none"> Upper Gießhübl Formation Middle Gießhübl Formation Lower Gießhübl Formation Basal Gießhübl Formation <p>Campanian marly limestones
Maasrichtlan to Campanian breccias
Jurassic and
Upper Triassic olistholites</p> | <p>Pellstein nappe</p> <ul style="list-style-type: none"> Upper Triassic Middle Triassic <p>Permo-
triassic</p> | <ul style="list-style-type: none"> Hauptdolomit Opponitz Rauhwacke Opponitz Limestone Lunz Formation Reifling Limestone Gutenstein Limestone, upper part (profile) Gutenstein Limestone Steinalm Limestone Steinalm Limestone lower part Reichenhall Formation Werfen- and Mitterberg Formations Neocomian Liassic |
|---|---|--|---|

WEISSENBACH a. d. TRIESTING 2 STOP OF EXCURSION
 GEOLOGIC PROFILE



Abb.6: Ansichtsskizze und lithostratigraphische Gliederung des Steinbruches Aegydigraben.

SAUER et al 1992: Abb. 174-175). Durch Conodonten (*Neogondolella bifurcata*) sowie Ammoniten (*Acrocordiceras* sp., *Discoptychites* sp., *Judicrites* sp., *Schreyerites* sp.) ist ebenfalls ein pelsonisches Alter nachgewiesen. Relativ häufig sind ferner Brachiopoden (*Coenothyris* sp., *Mentzelia mentzeli*, *Piarorhynchella trinodosi*).

3) „**Unterer Reiflinger Kalk**“: Dünnbankiger, welligflächiger, bis knolliger braungrauer Kalk mit cm- dünnen braunen, im Hangenden auch rötlichbraunen, harten Mergellagen. Die Mikrofazies ist mit jener des „Oberen“ Gutensteiner Kalkes weitgehend ident, die Bio-genführung allerdings deutlich ärmer. Lithologisch unterscheidet sich das Schichtglied vom Reiflinger Kalk s.str. vor allem durch geringere Hornsteinführung. Conodonten (*Neogondolella constricta*) erlauben eine Einstufung in das Oberanis.

Literatur: WESSELY in SAUER et.al. (1992).

Stop 3: Gutenstein

Thema: Typusregion des Gutensteiner Kalkes

Die Aufstellung des Begriffs „Gutensteiner Kalk“ erfolgte durch HAUER (1853: 716, 722), wobei unter dieser Bezeichnung ursprünglich auch die obersten (kalkigen) Werfener Schichten miteinbezogen waren. Eine begriffliche Klärung auf den heute gebräuchlichen lithologischen Umfang geht vor allem auf STUR (1858) und BITTNER (1882) zurück. Bezüglich der Geschichte der wechselvollen Fassung des Begriffes „Gutensteiner Kalk“ sei auf FLÜGEL & KIRCHMAYER (1963: 108-109), SUMMESBERGER & WAGNER (1971: 345-348) bzw. TOLLMANN (1976a: 72-75) verwiesen.

Die geologische Situation um Gutenstein ist durch das Zusammentreffen von drei tektonischen Großeinheiten (s. Abb. 7), verbunden mit deckeninterner Verschuppung, höchst komplex und demnach für die Typisierung eines Schichtgliedes denkbar ungeeignet. Als erschwerend kommt hinzu, daß durch mangelhafte stratigraphische Auflösung über Deckengrenzen hinweg Schichtfolgen (Scheinserien) vorgetäuscht werden (z.B. SUMMESBERGER & WAGNER 1971).

Stop 3a: Steinbruch Paßbrücke

Lithostratigraphische Einheit: Gutensteiner Kalk

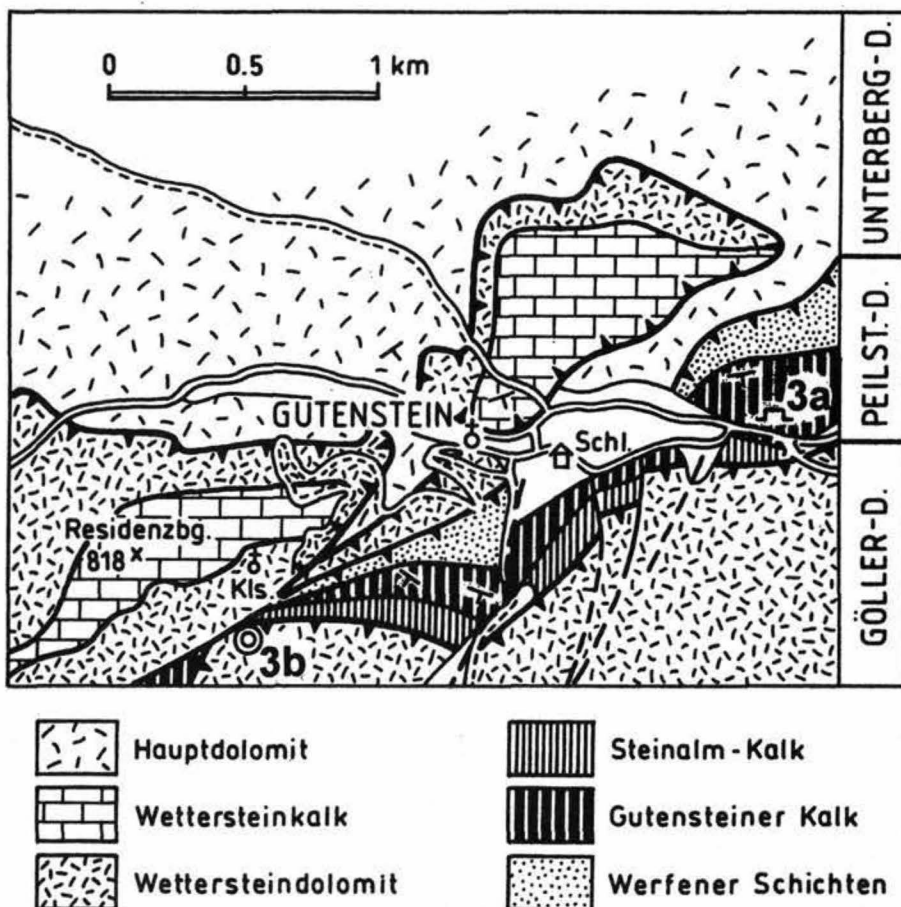
Alter: Anis (Pelson)

Tektonische Einheit: Peilstein-Decke

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 75 Puchberg am Schneeberg; Sägewerk bzw. Steinbruch 900 m W -Bahnhof Gutenstein

Beschreibung:

Dünnschichtige (3-10cm) ebenflächige ,schwarze bituminöse Kalke bilden die eigentliche Typlokalität des Gutensteiner Kalkes, von dem hier nur der hangende Teil aufgeschlossen ist da die Untergrenze gegen die Werfener Schichten tektonischer Natur ist. Im Hangenden gehen die mud- bis wackestones der Gutensteiner Kalke unter Wechsellagerung in Dasycladaceen- bzw. Crinoiden-führende grainstones über. Eine aus diesem Niveau stammende Conodontenprobe mit *Nicorella kockeli* (TATGE) belegt pelsonisches Alter. Darüber folgen dickbankige, dunkelgraue Kalke mit Dasycladaceen, die von SUMMESBERGER & WAGNER (1971) irrtümlich für Wettersteinkalk gehalten wurden, während BECHSTÄDT & MOSTLER (1974: 15) in ihnen Steinalmkalke erkannten. Über diesem



© Dasycladaceen

Abb.7: Geologische Karte von Gutenstein (Ausschnitt der Geol.Kt. 1:50.000, Blatt 75; ergänzt).

Steinalmkalk wären Reifinger Kalke zu erwarten, doch fehlen diese tektonisch bedingt. Der direkt über dem Steinalmkalk einsetzende Wettersteindolomit ist nicht im Sinne von SUMMESBERGER & WAGNER (1971) bzw. der Geologischen Karte 1:50.000, Blatt 75 Puchberg am Schneeberg, dessen normalstratigraphisch Hangendes. Vielmehr sind Steinalmkalk und Wettersteindolomit durch eine Deckengrenze getrennt (s. Abb. 7)

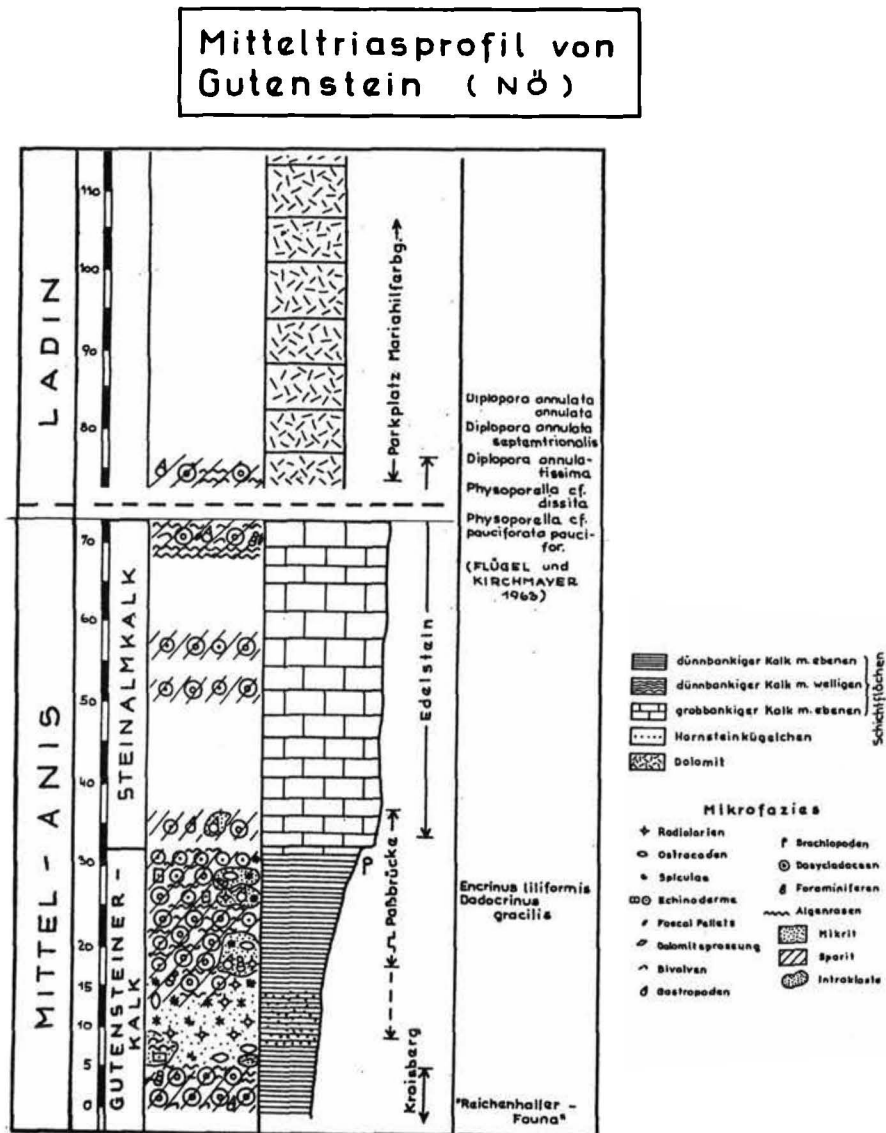


Abb.8: Mitteltriasprofil von Gutenstein (nach SUMMESBERGER & WAGNER 1971, verändert)

Stop3b: Parkplatz Mariahilfberg

Lithostratigraphische Einheit: Wettersteindolomit

Alter: Ladin

Tektonische Einheit: Göller-Decke

hilfberg (Parkplatz), 1,1 km SW Ortsmitte Gutenstein

Beschreibung:

Im Böschungsbereich des Parkplatzes stehen stark geklüftete, dunkel- bis mittelgraue, undeutlich dickbankige Dolomite an. Obwohl rekristallisiert, werden sie von SUMMESBERGER & WAGNER (1971) als gut ausgewaschene Dasycladaceen-Sparite (grainstones) beschrieben. In der Diskussion um eine Festlegung der stratigraphischen Reichweite des Gutensteiner Kalkes in seiner Typusregion hat diese von FLÜGEL & KIRCHMAYER (1963) bekanntgemachte Dasycladaceen-Flora eine wichtige Rolle gespielt. Auf Grund des eher seltenen Zusammenvorkommens von *Diplopora annulata* (deren Verbreitungsschwerpunkt im Bereich O. Ladin bis U. Karn liegt) mit *Physoporella cf. dissita* und *Physoporella cf. pauciforata* (beides anisische Formen) kamen FLÜGEL & KIRCHMAYER (1963: 119) zum Schluß, daß der Algenfundpunkt dem Grenzbereich Anis / Ladin zuzuordnen wäre und demnach der „Abschluß der Gutensteiner Entwicklung im höchsten Anis“ anzusetzen sei. Daß dies nicht zutrifft, sondern der Gutensteiner Kalk der Typlokalität noch im (oberen) Pelson endigt, ist jedoch im Steinbruch Paßbrücke (Stop 3a) erwiesen worden. Angesichts der durch Verschuppung und diverse Vertikalversätze bedingten komplizierten Tektonik, welche für das Zusammentreffen von Wettersteindolomit und Steinalmkalk am westlichen Mariahilfberg verantwortlich ist, darf vermutet werden, daß die Aufsammlung von FLÜGEL & KIRCHMAYER (1963) eine Mischflora darstellt, deren einzelne Elemente den genannten beiden Schichtgliedern zuzuordnen wäre.

Literatur: FLÜGEL & KIRCHMAYER (1963), SUMMESBERGER (1966), SUMMESBERGER & WAGNER (1971), Geol. Kt. 1.50 000: Blatt 76 Puchberg am Schneeberg.

Stop 4: Oberpiesting

Thema: Obertriadische Plattform-Karbonate

Lithostratigraphische Einheit: gebankter Dachsteinkalk

Alter: Rhät

Tektonische Einheit: Göller-Decke (Tirolikum)

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 76 Wiener Neustadt; 2,2 km W Ortsmitte Piesting (unterhalb der Kehre der nach Hernstein führenden Straße)

Beschreibung:

Der in Oberpiesting nahe der Brauerei liegende Steinbruch scheint sich seit Mitte des neunzehnten Jahrhunderts nicht wesentlich verändert zu haben (s. Abb.9a). Er wird aufgebaut von einem dickbankigen, hellen Dachsteinkalk mit Megalodonten (=Glieder C des FISCHER-Zyklothems). In diesem sind cm- starke Lagen fleischroter Kalke zwischengeschaltet. Der Dachsteinkalk ist aus onkolithisch umkrusteten Karbonatsanden aufgebaut. Gut ausgewaschene grainstone- Lagen wechseln mit matrixreichen komponentengestützten Bereichen. Vereinzelt finden sich Aggregatkörner. Dickschalige Bivalvenreste sind entweder vollkommen rekristallisiert oder gelöst, wobei die Lösungshohlräume mit rötlichem Silt geopetal verfüllt sind. Beide Erscheinungen belegen ein temporäres Trockenfallen des Sedimentationsraumes. An Biogenen sind Foraminiferen (u.a. *Triasina hantkeni*) häufig, selten sind dagegen die in diesem Faziesraum zu erwartenden Dasycladaceen. Von besonderer stratigraphischer Bedeutung sind die im Dachsteinkalk auftretenden

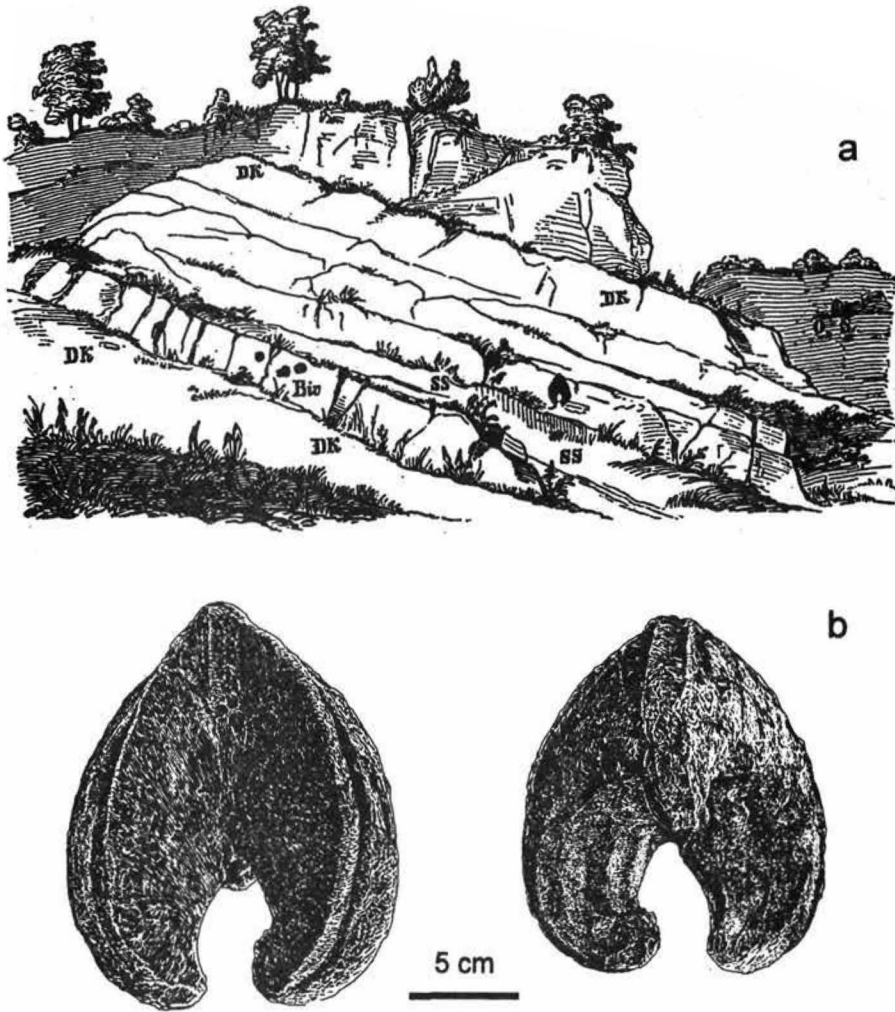


Abb.9: Steinbruch nebst der Brauerei Piesting; a) Skizze von E. SUESS in HAUER (1853:730), b) *Rhaetomegalodon bajotensis alpinus* ZAPFE aus der durch eine Megalodonten-Signatur gekennzeichneten Bank; aus ZAPFE (1969).

Megalodonten, die im Steinbruch vielfach noch in Lebensstellung überliefert sind. Von hier wurde von ZAPFE (1969) der für die rhätische Stufe typische *Rhaetomegalodon bajotensis alpinus* beschrieben (s. Abb.9b).

Eine vollkommen andere Mikrofazies zeigen die roten Zwischenlagen, welche makroskopisch den Eindruck oxidierter Kössener Mergelkalke erwecken. Es liegen Pelsparite mit Filamenten (wahrscheinlich Ostrakoden) vor. Makroskopisch kommen in den roten Kalken als Biogene nur Gastropoden vor. Das Sediment ist von geopetal verfüllten Wühlgefügen durchzogen.

Anmerkung: Der Steinbruch gilt als Typlokalität des Starhemberg Kalkes, eines buntgefärbten, geringmächtigen (>1m - 5m) meist welligschichtigen Bankkalkes, der durch eine für das Unterhät charakteristische Kössener Brachiopodenvergesellschaftung (Abb.10) ausgezeichnet ist (GOLEBIOWSKI 1991). Er bildete ursprünglich das Hangende des Steinbruches und ist heute nicht mehr aufgeschlossen. Der Starhembergkalk ist aus faziel- len Gründen von besonderem Interesse, da er eine kurzfristige Öffnung und randliche Abtiefung der Dachsteinkalk-Lagune auf einige Zehnermeter (GOLEBIOWSKI 1991) belegt. Diese Eintiefung könnte Ursache des Fehlens loferitischer Zwischenlagen (Glieder B

sensu FISCHER) im unterlagernden Dachsteinkalk und des Vorwaltens des subtidalen Gliedes C sein.

Der Transgressions-Event an der Rhätbasis scheint einem weltweiten Ereignis zu entsprechen, welches nach HAQ et al. (1987) der Grenze zwischen zwei Superzyklen entspricht und im Juvavikum durch das Onlap von Zlambachschichten auf Dachsteinriffkalk belegt ist.

Literatur: GOLEBIOWSKI (1991), PLÖCHINGER (1982: 87), TOLLMANN (1976a: 269), ZAPFE (1969), Geol. Kt. 1:50 000: Blatt 76 Wiener Neustadt (1982).

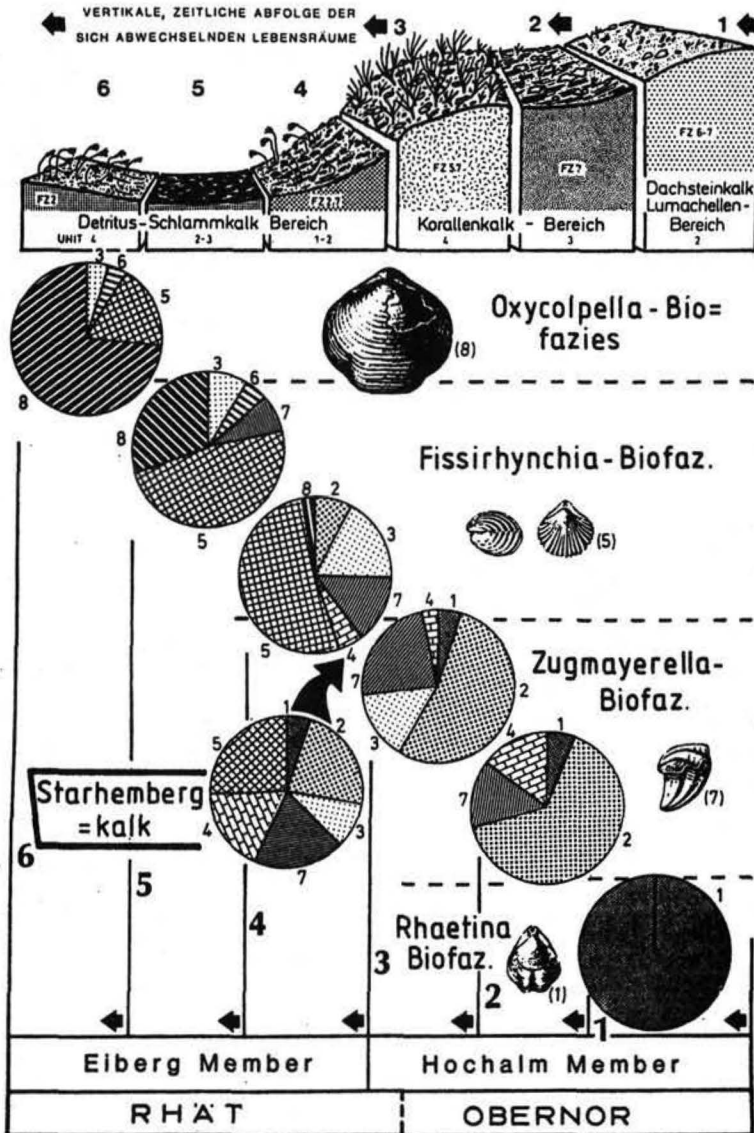


Abb.10: Brachiopodenvergesellschaftungen der Kössener Schichten nach GOLEBIOWSKI (1991). Man beachte die in den Nördlichen Kalkalpen ausschließlich rhätische Verbreitung der für den Starhembergkalk typischen Brachiopoden-Assoziation.

Stop 5: Hohe Wand

(L. KRISTYN, R. LEIN, M. SCHAUER)

Thema: Obertriadische Plattformrand-Karbonate.

Lithostratigraphische Einheit: Dachstein Riffkalk („Wandkalk“)

Alter: Obermor (Sevat)

Tektonische Einheit: Hohe Wand-Decke (Juvavikum)

Ortsangabe: ÖK 50/ Blatt 76, Wiener Neustadt

Beschreibung:

In den letzten 100 Jahren ist die Hohe Wand mehrmals komplett kartiert worden (BITTNER 1882, KOSSMAT 1916, KRISTAN 1958, PLÖCHINGER 1967; 1991). In Folge ungenügender stratigraphischer Auflösung sind die Ergebnisse dieser Bemühungen bis heute unbefriedigend geblieben. Zudem haben ungünstige Aufschlußverhältnisse und die kleinräumige Bruchtektonik eine klare Erfassung von Formations- und Faziesgrenzen im Gelände behindert. Besondere Schwierigkeiten bereitete von Anfang an die Abgrenzung einer pelagischen Beckenentwicklung (Hallstätter Kalk) von einem damit eng verbundenen Gerüstbildner-reichen Massenkalk - ein Umstand, der zur Sammelbezeichnung „Wandkalk“ Anlaß gab. Auch hat die irrtümliche Einbeziehung von Gesteinen der Göller-Decke zur Hohen Wand-Decke die Vorstellung verstärkt, letztere als Vielfazies-Decke zu interpretieren (KRISTAN 1958, KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1963). Eine neuere fazielle Studie der Riffkalke der Hohen Wand stammt von SADATI (1981).

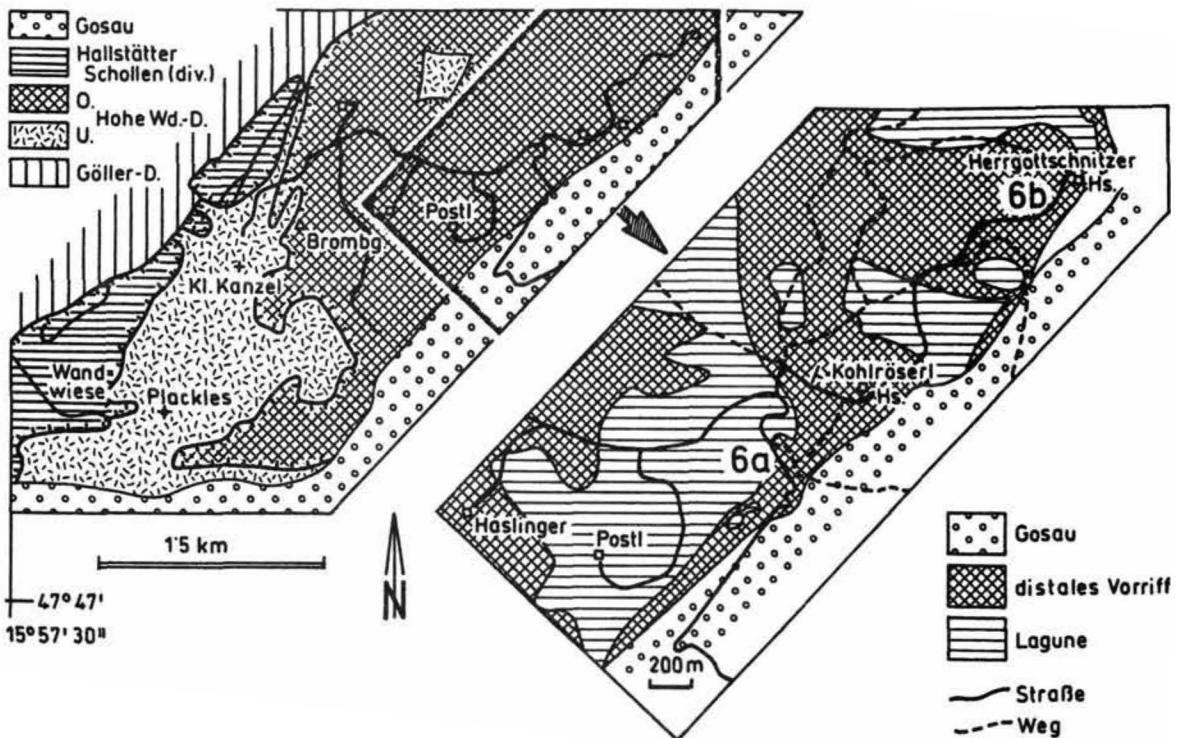


Abb.11: Tektonische Gliederung und geologischer Kartenausschnitt der Hohen Wand (SCHAUER 1995)

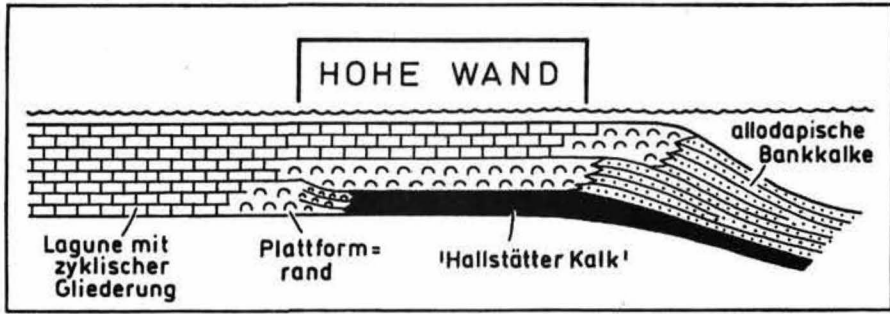


Abb.12: Rekonstruktion des norischen Ablagerungsraumes der Hohen Wand

R O	HST		geb. massig (WANDK.) DACHSTEIN.
	TST		gebant
N U	(HST)		massig, p.p. dolomitisiert HALLSTÄTTER KALK
	TST		
K A R N O	HST		WETTER= STEIND. ?
	(?)		

Abb.13: Obertrias-Schichtfolge der Hohen Wand. Achtung: Vertikalskala nicht mächtigkeitsgetreu !

Für einen wesentlichen Impuls sorgte die im Rahmen einer noch unpublizierten Dissertation (Univ. Wien) erfolgte Neukartierung der Hohen Wand durch M. SCHAUER. Seine Ergebnisse sind Grundlage der folgenden Darstellung (Abb. 11, 13). SCHAUER konnte durch aufwendige Conodontenbeprobung die Schichtfolge der Hohen Wand (Abb. 13) nicht nur weitgehend klären sondern auch entsprechend vervollständigen. Sie besteht demnach aus einem basalen, grauen bis bräunlichen Massendolomit, den wir in Analogie zu den nahegelegenen Fischauer Bergen und ähnlich entwickelten Schichtfolgen des Juvavikums der östlichen Kalkalpen (Mürztaler Alpen) und der Westkarpaten (Silicka Brezo-

va) der Wettersteinfazies zuordnen. Darüber folgt ein aufgrund intensiver Kleintektonik mächtigkeitsmäßig nicht genau faßbarer, zwischen 50 und 150 m mächtiger, buntgefärbter, rötlichgrauer Massenkalk, der eine quer durch die Schichtfolge verlaufende, unregelmäßige spätdiagenetische Dolomitisierung aufweist. Die ursprünglich feinkörnigen wackestones sind dadurch beträchtlich kornvergrößert und rekristallisiert. Conodonten belegen für diese Serie ein oberkarnisches bis tief-norisches Alter. Rote, relativ geringmächtige (ca. 20 m), dünnbankige Hallstätter Kalke (bioklastische wackestones) bilden den schon lange bekannten eigentlichen Kernbereich der Hallstätter Fazies der Hohen Wand und werden bei SADATI (1981:Abb. 10) als „Schlammfazies“ ausgeschieden. Über den Hallstätter Kalk progradiert sehr rasch ein grauer an Gerüstbildnern reicher Massenkalk, der zwei verschiedene Ausbildungen zeigt: Eine untere (Typus A: Stop 6 a) mit z.T feinkörniger, oft buntgefärbter Matrix (lithoklastische wacke- bis packstones), die Anlaß gegeben hat, diese Fazies wegen ihrer pelagischen Beeinflussung als Wandkalk gesondert zu benennen. Häufige Plattformconodonten belegen für den Faziestyp A ein obernorisches Alter sowie eine Bildungstiefe unterhalb von 50 m am tieferen Hang. Im Hangenteil wird der Riffkalk zunehmend matrixärmer und es dominieren pack- und rudstones mit massenhaft kleinstückigem Gerüstbildnerschutt (Typus B: Stop 6 b). Biogene in situ scheinen zu fehlen, wobei aber eine eindeutige Aussage durch die dominierenden Kalkschwämme und das Fehlen von größeren Korallenstöcken makroskopisch erschwert wird.

Die beiden beschriebenen Entwicklungen (Typus A und B) werden von SADATI (1981) als Biolithit-Fazies zusammengefaßt. Die Gesamtmächtigkeit des Dachstein-Riffkalkes dürfte 150 - 200 m erreichen. Nach oben hin folgen mit scharfer Grenze Plattformkarbonate. Sie beginnen mit geringmächtigen (max. 15 m), bankungslosen pack- und grainstones mit wechselndem Onkoidgehalt und fehlenden Gerüstbildnern, auf die Megalodonten-führende Dachstein-Bankkalke noch ohne Loferite folgen (vgl. Stop 4). SADATI (1981) ordnet diesen Teil seiner „Grapestone Fazies“ zu, die u.a. durch das (seltene) Auftreten von Dasycladaceen (*Heteroporella zankli* OTT, *Griphoporella curvata* (GÜMBEL), *Diplopora* cf. *phanerospora* PIA) gekennzeichnet ist.

Die oben erwähnte starke bruchtektonische Zerlegung der Hohen Wand, aufgrund der Dachsteinkalk-Riff und -Lagune faziell ineinander zu greifen scheinen, ist die hauptsächliche Erklärung der verunglückten Deutung der Hohen Wand als „Lagunen-Riff“ bei SADATI 1981. Der in der Hohen Wand erfaßte markante obernorische Plattformvorstoß ist übrigens für den gesamten alpin-mediterranen Raum charakteristisch und eine Erklärung für die in diesem Zeitabschnitt so weit verbreitete Riffbildung.

Literatur: BITTNER (1882), KRISTAN (1958), LEIN (1984), PLÖCHINGER (1964; 1967; 1991), SADATI (1981), WESSELY in SAUER et al. (1992, 218-221), SCHAUER (1995), Geol.Kt. 1:50.000: Blatt 76 Puchberg am Schneeberg.

Stop 5a

Ortsangabe: ÖK 50/ Blatt 76 Wiener Neustadt; Profil entlang der Hohen Wand-Straße zwischen zweiter Kehre und Wh. Wieser bei km 2,2.

Beschreibung:

Aufgeschlossen ist eine mäßig steil nordfallende Serie, die im Süden mit Dachstein-Riffkalk (Lithotypus A, Kehre) beginnt und gegen Norden in Lithotypus B übergeht, welcher aber entlang eines Riesenharnisches tektonisch stark gestört bis mylonitisiert ist und deshalb extra besichtigt wird (Stop 5b). Im Hangenden schließt Dachsteinkalk in offener Lagunenfazies an.

Stop 5b

Ortsangabe: ÖK 50/ Blatt 76 Wiener Neustadt; Plateaubereich, 350 m SW Herrgottschnitzer-Haus.

Beschreibung:

Lithotypus B (s.o.) mit weiträumigem, z. T. meterlangem, sparitisch zementiertem und teils geopetal verfülltem Spaltensystem (WESSELY in SAUER et.al. 1992: Abb. 184). Als Gerüstbildner treten vor allem Kalkschwämme hervor.

Stop 6: Hernstein

Thema: Obertriadische pelagische Beckensedimente

Lithostratigraphische Einheit: Hallstätter Graukalk

Alter: Oberror (Sevat)

Tektonische Einheit: Hallstätter Gleitscholle des Juvavikum

Ortsangabe: ÖK 50/ Blatt 76, Wiener Neustadt; Schloßpark Hernstein (300 m NE Ortsmitte Hernstein)

Beschreibung:

Der Burgfelsen von Hernstein ist seit STUR (1851) und BITTNER (1882) als Fundort norischer Makrofossilien (Ammoniten, Monotiden) bekannt. Er stellt einen isolierten ca. 30 m hohen Felsen dar, der nach MOSTLER et al. (1968) invers liegt. Er ist zum Teil von Werfener Schichten, zum größeren Teil aber von Liasfleckenmergeln (Allgäuschichten) der Göller Decke (Tirolikum) unterlagert und stellt nach PLÖCHINGER (in BRIX & PLÖCHINGER 1988) eine - wahrscheinlich oberjurassische - Gleitscholle dar.

Graufärbung und Massigkeit sind kennzeichnende Sondermerkmale der norischen Hallstätter Schollen im Norden der Hohen Wand zwischen Puchberg und Hernstein und werden von PLÖCHINGER (1981) in der „Miesenbach-Subfazies“ zusammengefaßt. Eine ähnliche lithologische Ausbildung ist in der Hallstätter Typregion selten und nur vom Siruskogel bei Bad Ischl (MOSTLER & PARWIN 1973) bekannt. In der generell feinkörnigen biomikritischen Grundmasse fallen zahlreiche, zumeist schmale sparitisch zementierte Hohlräume (synsedimentäre Spalten) auf, die nur selten mit geopetalem Sediment, zumeist mit pelagischen Bivalvenschälchen (Halobiiden, *Monotis*) verfüllt oder hohl sind. Auch cm-große \pm schichtparallele sheet crack-artige, mit drusigem Kalzit austapezierte Hohlräume sind häufig. In den liegenden Metern (= stratigraphisch hangend) wird der Kalk makrofossilreich, führt zunächst zwei 5 - 10 cm dicke schichtige Lumachellen von *Monotis salinaria* und im Liegenden davon häufig Ammoniten, die in den angeschnittenen geopetal verfüllten Kammern deutlich die inverse Lagerung der Serie erkennen lassen. Im tiefsten Teil des Felsens beschreiben MOSTLER et al. (1968) mehrere Mergelinschaltungen mit einer Foraminiferenfauna (Variostomiden-Dominanz) wie sie für die norische Hallstätter Fazies charakteristisch ist (TOLLMANN 1976); heute ist davon nur mehr die oberste abgeschlossen.

Abb.14: Die Hallstätter Deckscholle von Hernstein; a) Geologische Kartenskizze und b) Profilschnitt nach PLÖCHINGER in MOSTLER et al. (1968), c) 1: *Misikella hernsteini* (MOSTLER), 3: *Oncodella paucidendata* MOSTLER aus MOSTLER (1968) - Umseitig !

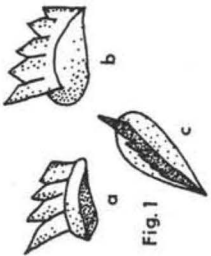
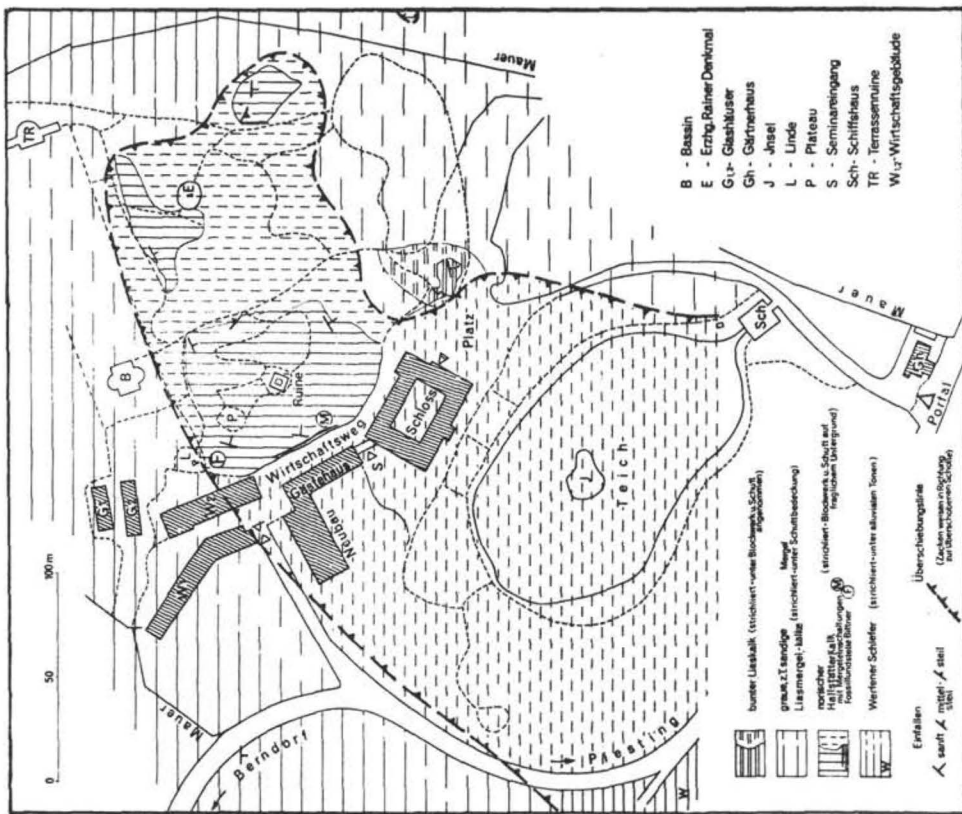


Fig. 1

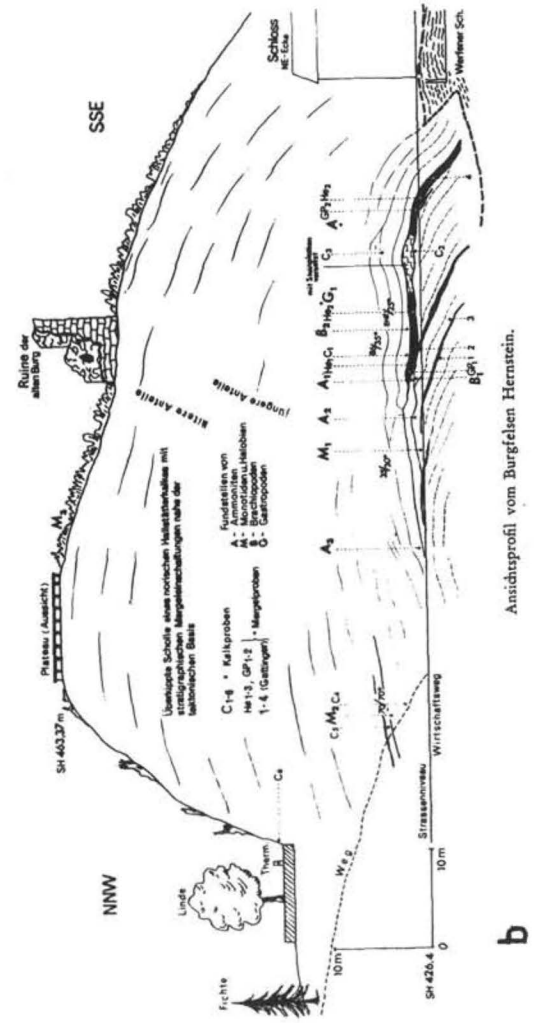


Fig. 3

Neue Conodontenformen aus den nördlichen Hallstätter-Kalken von Hornstein.



140



Anschnittsprofil von Burgfeldern Hornstein.

Mikrofaziell ist der Hallstätter Kalk recht typisch ausgebildet und besteht aus stark bioturbierten biogenreichen wackestones, in denen Filamente, Echinodermen (Crinoiden, Echiniden, Holothurien), Ostracoden und Foraminiferen häufig sind (MOSTLER 1968). Die Ammonitenfauna wird von glattschaligen Formen (*Arcestes*, *Placites*, *Cladiscites*, *Pinacoceras*, *Rhacophyllites*, *Megaphyllites*) dominiert, die wenigen berippten Formen zeigen ein obernorisches Alter an (TATZREITER 1985). Während die schichtigen Funde normale Gehäusegrößen besitzen, fallen die Spaltenfaunen durch ihre Kleinheit (max. 5 cm) auf. MOSTLER 1968 weist auf eine reiche Conodontenführung hin und beschreibt mehrere neue Arten, darunter die heutige obersevatische Zonenleitform *Misikella hernsteini*.

Nach eigenen Daten läßt sich der Felsen in einen hoch-mittelnorischen (Alaun 3) sowie zwei obernorische Abschnitte (Sevat 1 + 2) gliedern. Auf den obernorischen Anteil entfallen rund 20 m, was bei einem Zeitumfang von rund 3 Ma (= 2 Ammonitenzonen) einer Akkumulationsrate von 6 mm/ka oder 6 Bunoffs entspricht, ein Wert, der einiges über jenem roter Cephalopodenkalke liegt (SCHLAGER 1974). Geringe Subsidenz und wenig Sedimentzufuhr kennzeichnen den von SCHLAGER (1971) als „Hungerfazies“ bezeichneten Hallstätter Ablagerungsraum, der in Hernstein bathymetrisch unterhalb der Wellengangsbasis aber sicherlich noch innerhalb des Neritikums und wahrscheinlich nicht tiefer als 100 m anzusiedeln ist.

Literatur:

BITTNER (1882), MOSTLER (1968), MOSTLER et al. (1968), BRIX & PLÖCHINGER (1981), TATZREITER (1985).

Kulturhistorische Anmerkung: Die markante Schloßfassade von Hernstein im Stil der englischen Gotik wurde 1856 - 1880 nach Entwürfen des bedeutenden Architekten Theophil HANSEN errichtet (sein Hauptwerk in Wien ist das Parlament). Bauherr des Schlosses war Erzherzog Leopold, ein wissenschaftlich interessierter Mäzen, der unter anderem A. BITTNER mit der Erstellung der „Geologie von Hernstein“ beauftragte.

Stop 7: Neusiedl (S Berndorf)

Thema: Tiefbohrung Berndorf 1

In den Jahren 1978-79 wurde von der ÖMV-AG bei Neusiedl eine Tiefbohrung abgeteuft. Wie zahlreiche Bohrungen zuvor belegt auch sie die Allochthonie der Nördlichen Kalkalpen. Die Bohrung durchörterte nicht nur die Kalkalpen (Göller- und Unterberg-Decke; kein Bajuvarikum) sondern auch Flyschzone und Molassezone und wurde bei einer Endteufe von 6.028m im Kristallin der Böhmischen Masse eingestellt (Abb. 15).

Literatur: WACHTEL & WESSELY (1981), TOLLMANN (1985: Tab. 9)

Abb.15: Tiefbohrung Berndorf 1, nach WACHTEL & WESSELY (1981)
Umseitig !

FLYSCHZONE

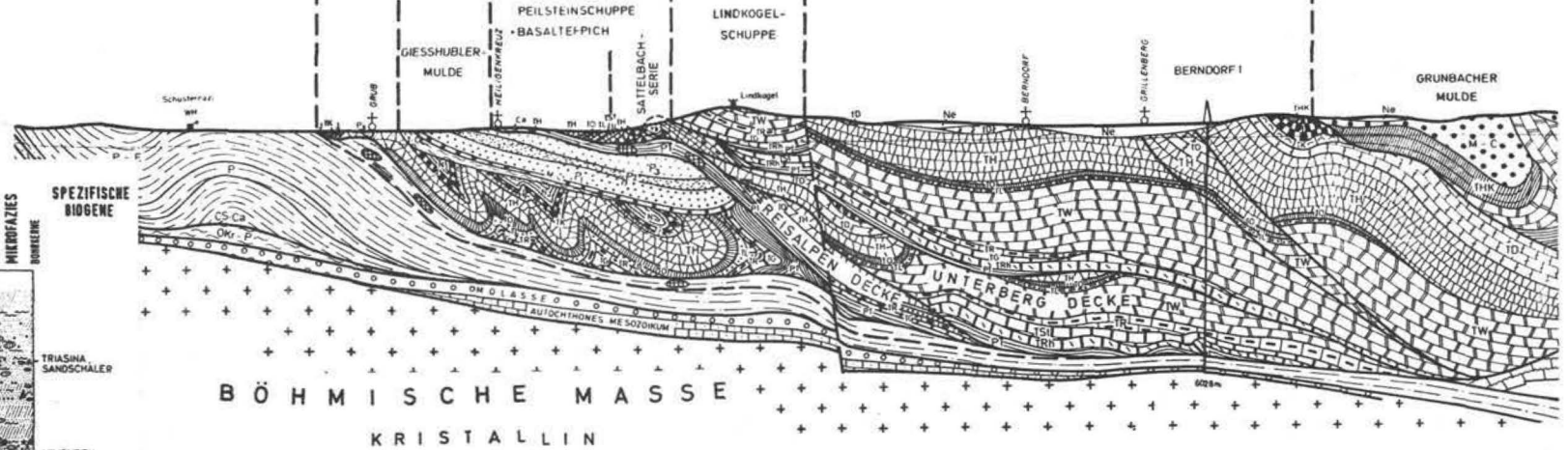
KALKALP I N

LAABER DECKE

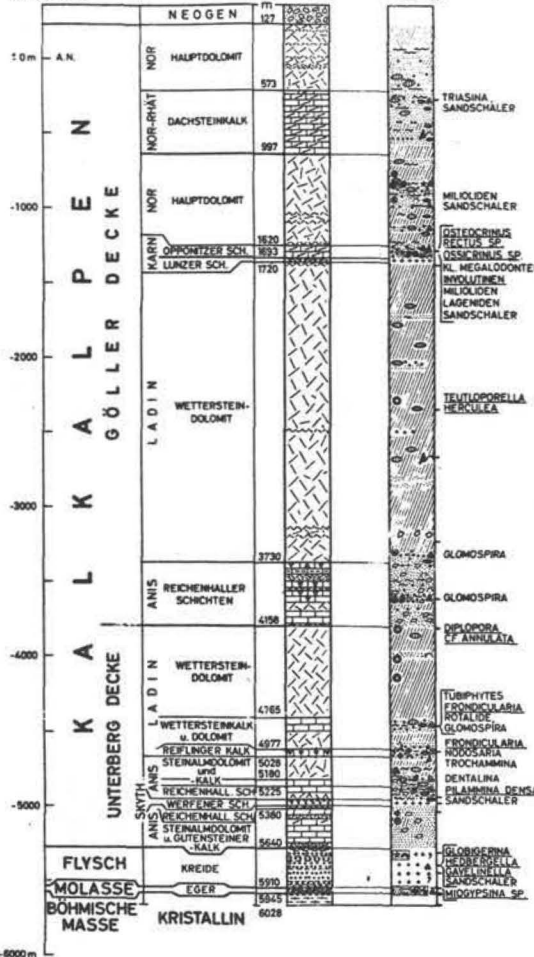
FRANKENFELS-
LUNZER DECKE

GÖLLER DECKE

MURZALPEN DECKE



ACKERSONLE
SEENÖHLE + 382 m



- | | | | |
|--|-----------------------------------|------------------|---|
| MOLASSEZONE | | KALKALPEN | |
| | Ott OTTNANG | | P ₃ OBERE |
| | Egg EGGENBURG | | P ₂ MITTLERE |
| | Eg EGER | | P ₁ UNTERE |
| | MOOSBIERBAUMER KONGLOMERAT | | M-Ca MAASTRICHT bis CONIAC |
| BÖHM. MASSE, AUTOCH. MESOZOIKUM | | | T, C TURON, CENOMAN |
| | J-Okr JURA-OBERKREIDE | | A ALB, APT |
| | Kr KRISTALLIN | | N NEOKOM |
| FLYSCHZONE | | | J JURA |
| | FLYSCH | | TK KÖSSENER SCHICHTEN |
| | BUNTMERGEL | | TD DACHSTEINKALK |
| | FLYSCHHÜLLE d. ST. VEITER ZONE | | THK HALLSTÄTTER KALK |
| | E EOZÄN | | TH HAUPTDOLOMIT |
| | M MAASTRICHT | | TO OPPONITZER SCHICHTEN |
| | S SANTON | | TL LUNZER SCHICHTEN |
| | T TURON | | TW ¹⁾ WETTERSTEINKALK und -DOLOMIT ²⁾ |
| | A ALB, APT | | TR REIFLINGER SCHICHTEN |
| | P PALEOZÄN | | TG GUTENSTEINER KALK |
| | Ca CAMPAN | | Tst STEINALMKALK |
| | C CONIAC | | TRh REICHENHALLER SCHICHTEN |
| | Ce CENOMAN | | PT WERFENER SCHICHTEN |
| | N NEOKOM | | GRAUWACKENZONE |
| | K-N KEUPER bis NEOKOM | | PZ PALÄOZOIKUM |
| KLIPPEN und SCHÜRFLINGE | | | |
| | K-N KEUPER bis NEOKOM | | |
| PIENIDEN, TATRIDEN | | | |
| | PT-N PERMOTRIAS bis NEOKOM | | |
| | Kr KRISTALLIN | | |
| UNTEROSTALPIN | | | |
| | PT-TK PERMOSKYTH bis KÖSSENER SCH | | |
| | Kr KRISTALLIN | | |

LITERATUR

- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H., 1974:** Mikrofazies und Mikrofauna der mitteltriadischen Bekkensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols.-*Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **4**, 1-74, 4 Abb., 3 Taf., 4 Tab., Innsbruck.
- BITTNER, A., 1882:** I. Die geologischen Verhältnisse.- In: BECKER, M.A. (ed.): *Hernstein in Niederösterreich ...*, 1. Bd., 1-174, 1 geol. Kt., 1 Taf., Wien (Hölder).
- BITTNER, A., 1893:** Aus den Schwarza- und dem Hallbachthale.- *Verh. Geol. R.-A.*, 1893, 320-338, 2 Abb., Wien.
- BRANDNER, R. & KRYSZYN, L., 1994:** Triassic basin evolution and sequence stratigraphy.- EAPG, 6. Conference and Technical Exhibition, Extended Abstr. of Papers, P 515, Wien.
- BRANDNER, R. & RESCH, W., 1981:** Reef development in the Middle Triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria.- *SEPM, Spec. Publ.*, **30**, 203-231, 27 Abb., Tulsa.
- BRANDNER, R. & SPERLING, M., 1995:** Zur „Terrane“-Geschichte der Lienzer Dolomiten (Drauzug) aus stratigraphischer und struktureller Sicht.- *Arbeitstagung 1995 der Geologischen Bundesanstalt: Geologie von Osttirol*, 23-35, 5 Abb., Wien (Geol. B.-A.).
- BRIX, F. & PLÖCHINGER, B., 1988:** Erläuterungen zu Blatt 76 Wiener Neustadt.- 85 S., 7. Abb., 4. Tab., Wien (Geol. B.-A.).
- DE ZANCHE, V., GIANOLLA, P., MIETTO, P., SORPAES, Ch. & VAIL, P. R., 1993:** Triassic Sequence Stratigraphy in the Dolomites (Italy).- *Mem. Sci. geol.*, **45**, 1-27, 26 Abb., Padova.
- EISBACHER, G.H., LINZER, G.H., MEIER, L. & POLINSKI, R., 1990:** A depth-extrapolated structural transect across the Northern Calcareous Alps of western Tirol.- *Eclogae geol. Helv.*, **83/3**, 711-725, 2 Abb., Basel.
- FLÜGEL, E. & KIRCHMAYER, M., 1963:** Typlokalität und Mikrofazies des Gutensteiner Kalkes (Anis) der nordalpinen Trias.- *Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark*, **93**, 106-136, 7 Abb., Taf. 8-11, 4 Tab., Graz.
- GAWLICK, H.J., KRYSZYN, L. & LEIN, R., 1994:** Conodont colour alteration indices: Paleotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps - a general view.- *Geol. Rundschau*, **83**, 660-664, 2 Abb., Berlin.
- GOLEBIOWSKI, R., 1991:** Becken und Riffe der alpinen Obertrias. Lithostratigraphie und Biofazies der Kössener Formation.- *Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs*, 79-119, Abb. 35-47, Wien (Österr. Paläont. Ges.).
- HAAS, J., KOVACS, S., KRYSZYN, L. & LEIN, R., 1995:** Significance of Late Permian - Triassic facies Zones in terrane reconstructions in the Alpine - North Pannonian domain.- *Tectonophysics*, **242**, 19-40, 13 Abb., Amsterdam.
- HENRICH, R., 1983:** Der Wettersteinkalk am Nordwestrand des tirolischen Bogens in den Nördlichen Kalkalpen.- *Geologica et. Palaeontologica*, **17**, 137-177, 7 Abb., 2 Tab., 9 Taf., Marburg.
- HOLZER, H.F., WEBER, F. & TRIMMEL, F., 1975:** Zur Geologie und Geophysik der Gipslagerstätte Preinsfeld bei Heiligenkreuz, N.-Ö. - *Berg- u. Hüttenmänn. Mh.*, **120**, H. 12, 569-576, 9 Abb., Wien.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H., 1992:** Erster paläontologischer Nachweis von *Meliaticum* und *Süd-Rudabanyaicum* in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und ihre Beziehung zu den Abfolgen in den Westkarpaten.- *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*.- **18**, 87-129, 7 Abb., 14 Taf., Innsbruck.
- KRISTAN, E., 1958:** Geologie der Hohen Wand und des Miesenbachtals (Niederösterreich).- *Jb. Geol. B.-A.*, **101**, 249-291, 3 Abb., Taf. 22-23, Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A., 1963:** Die Mürzalpendecke - eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen.- *Sitz. Ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **171**, 7-39, Taf. 1, Wien.
- LEIN, R., 1981:** Deckschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Mürztaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark).- *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich*, **27**, 207-234, 4 Abb., 1 Taf., Beil. 12, Wien.
- LEIN, R., 1984:** Geologie der Hohen Wand.- In: WURM E. (Ed.) *Hohe Wand und Umgebung*, 10-28, 17 Abb., 1 Tab., Payerbach (PS-Verlag).

- LINZER, H.G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W., 1995:** Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps.- *Tectonophys.*, **242**, 41-61, 6 Abb., 1 Tab., Amsterdam.
- MANDL, G. & ONDREJCIKOVA, A., 1991:** Über eine triadische Tiefwasserfazies (Radiolarite, Tonschiefer) in den Nördlichen Kalkalpen - ein Vorbericht.- *Jb. Geol.B.-A.*, **134**, 309-318, 2 Abb., Wien.
- MOSTLER, H., 1968:** Conodonten und Holothuriensklerite aus norischen Hallstätter-Kalken von Hernstein.- *Verh. Geol. B.-A.*, **1967**, 177-189, Wien.
- MOSTLER, H., OBERHAUSER, R. & PLÖCHINGER, B., 1968:** Die Hallstätter Kalk-Scholle des Burgfelsens von Hernstein (N.Ö.).- *Verh. Geol. B.-A.*, **1967**, 27-36, 2 Abb., Wien.
- MOSTLER, H., PARWIN, P., 1973:** Ein Beitrag zur Feinstratigraphie der Hallstätter Kalke am Sirius-Kogel (Bad Ischl , Oberösterreich).- *Geol. Paläont. Mitt.*, Innsbruck, **3/7**, 1-47, 7 Abb., 2 Taf., 4 Tab., Innsbruck.
- PAK, E 1974:** Schwefelisotopenuntersuchung am Institut für Radiumforschung und Kernphysik I.- *Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **111**, 166-174, Wien.
- PLÖCHINGER, B., 1967:** Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Niederösterreich).- 142 S., 20 Abb., 4 Taf., Wien.
- PLÖCHINGER, B., 1970:** Erläuterungen zur Geologisch-Geotechnischen Karte 1:10.000 des Schwechattal-Lindkogel-Gebietes W Baden (Niederösterreich).- 58 S., 8 Abb., 2 Taf., 2 Tab., Wien.
- PLÖCHINGER, B., 1993:** Der kalkalpine Wienerwald.- In: *PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: Der Wienerwald, Samml. Geol. Führer*, **59** (2. Aufl.), 69-168, Berlin (Borntraeger).
- PLÖCHINGER, B. & BRIX, F. (eds.), 1981:** Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1981. Thema: Blatt Wr. Neustadt.- 120 S., 14 Abb., Wien (Geol. B.-A.).
- SADATI, S.M., 1981:** Die Hohe Wand: Ein obertriadisches Lagunen-Riff am Ostende der Nördlichen Kalkalpen (Niederösterreich).- *Facies*, **5**, 191-264, 15 Abb., Taf. 54-66, 10 Tab., Erlangen.
- SAUER, R., SEIFERT, P. & WESSELY, G., 1992:** Guidbook to Excursions in the Vienna Basin and the Adjacent Alpine-Carpathian Thrustbelt in Austria.- *Mitt. österr. Geol. Ges.*, **85**, 1-264, 200 Abb., 7 Tab., Wien.
- SCHAUER, M., 1995:** Stratigraphie, Fazies und Tektonik der Hohen Wand. Ein Lösungsvorschlag.- *Unveröff. Ber. Geol. B.-A.*, 71 S., 15 Abb., 3 Kt., Wien (Wiss. Arch. Geol. B.-A.).
- SCHLAGER, W., 1974:** Preservation of cephalopod skeletons and carbonate dissolution on ancient Tethyan sea floors.- *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, **1**, 49-70, 10 Abb., Oxford.
- SCHLAGER, W., & SCHÖLLNBERGER, W., 1974:** Das Prinzip der stratigraphischen Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen.- *Mitt. geol. Ges. Wien*, **66/67**, 165-193, 2 Abb., Wien.
- SUMMESBERGER, H., 1966:** Zum Typusprofil des Gutensteiner Kalkes. Stellungnahme zu E. FLÜGEL & M. KIRCHMAYER 1962.- *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien.*, **16**, 85-88, 1 Abb., Wien.
- SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L., 1971:** Der Lithostratotypus des Gutensteiner Kalkes.- *Ann. Naturhistor. Mus. Wien*, **75**, 343-356, 2 Abb., 3 Taf., 1 Profiltaf., Wien.
- SPENGLER, E., 1959:** Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen.- 3. Teil: Der Ostabschnitt der Kalkalpen.- *Jb. Geol. B.-A.*, **102**, 93-312, 5 Abb., Taf. 4, Wien.
- TATZREITER, F., 1985:** Zur Kenntnis der obertriadischen (Nor; Alaun; Sevat) trachyostraken Ammonideen.- *Jd. Geol. B.-A.*, **128**, 219-226, Abb., Wien.
- TOLLMANN, A., 1976a:** Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums.- 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A., 1976b:** Der Bau der nördlichen Kalkalpen.- 449 S., 130 Abb., 7 Taf., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A., 1985:** Geologie von Österreich.- Bd. II, 710 S., 286 Abb., 27 Tab., Wien (Deuticke).
- WACHTEL, G. & WESSELY, G., 1981:** Die Tiefbohrung Berndorf 1 in den östlichen Kalkalpen und ihr geologischer Rahmen.- *Mitt. österr. geol. Ges.*, **74/75**, 137-165, 7 Abb., 3 Taf., Wien.
- ZAPFE, H., 1969:** Beiträge zur Paläontologie der nordalpinen Riffe. Rhaetomegalodonten aus dem Dachsteinkalk der niederösterreichischen Voralpen.- *Ann. Naturhistor. Mus.*, **73**, 141-159, 4 Abb., 1 Taf., Wien.

Geologische Karten:

Geologische Karte von Wien und Umgebung, 1:200.000 .- Wien (Geol.B.-A.) 1984.

Geologische Spezialkarte...1:75.000, Blatt Wiener Neustadt.- Wien (Geol.R.-A.) 1916.

Geologische Karte...1:50.000, Blatt 75 Puchberg am Schneeberg.- Wien (Geol.B.-A.) 1991.

Geologische Karte...1:50.000, Blatt 76 Wiener Neustadt.- (Geol.B.-A.) 1982.

Geologische Karte des Hohe Wand Gebietes (Niederöst.), 1:25.000.- Wien (Geol.B.-A.) 1964.

Geologisch-Geotechnische Karte des Schwechattal- Lindkogelgebietes W Baden, Niederösterreich, 1:10.000.- Wien (Geol.B.-A.) 1970.

Adresse der Autoren:

Prof. Dr. Leopold KRYSTYN
Institut für Paläontologie der Univ. Wien
Althanstraße 14
A-1090 Wien

Prof. Dr. Richard LEIN
Geologisches Institut der Univ. Wien
Althanstraße 14
A-1090 Wien



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, Randogaben, 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

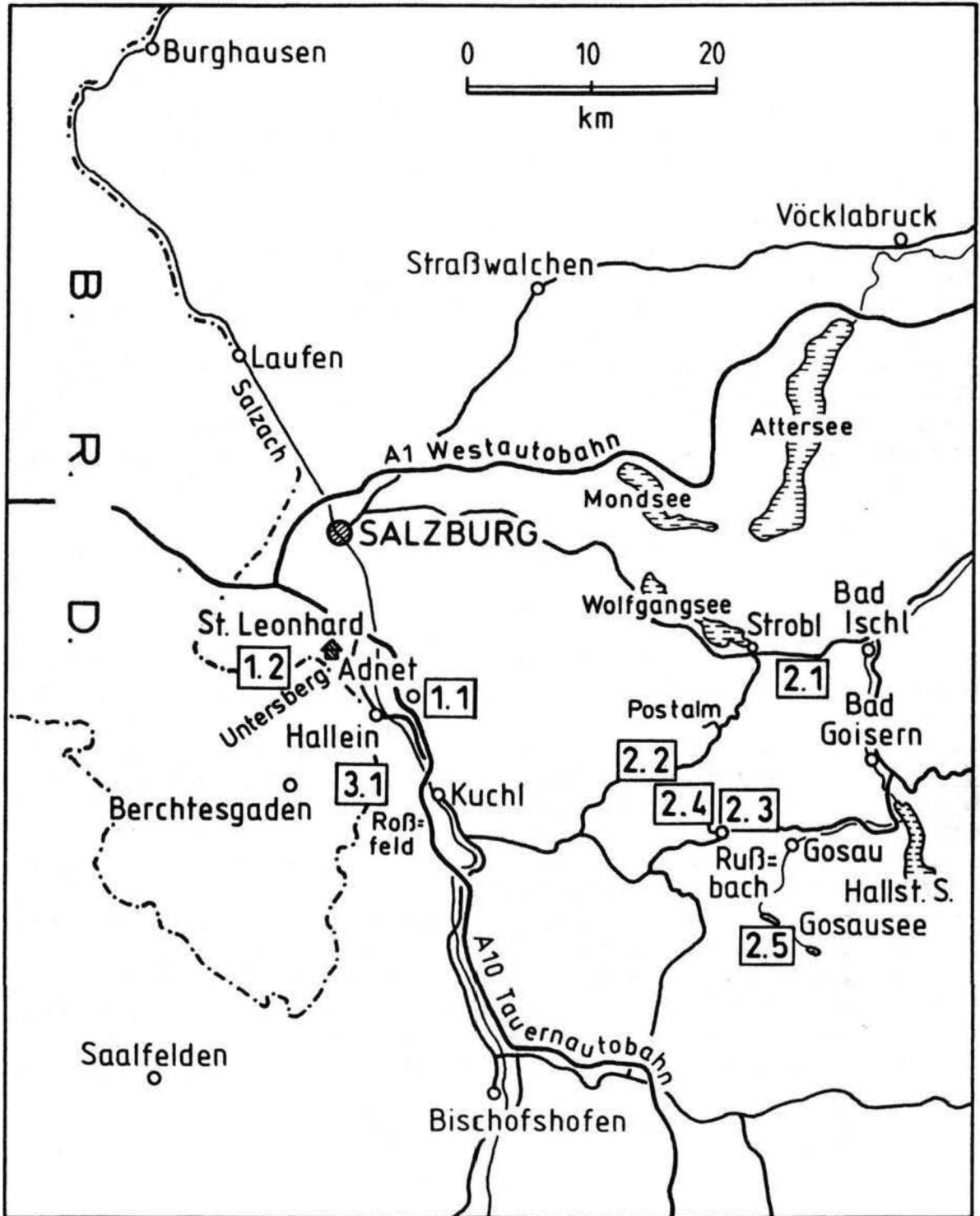


Abb. 1: Die Exkursionspunkte in den Salzburger Kalkalpen und im Salzammergut.

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, abgeschert 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.

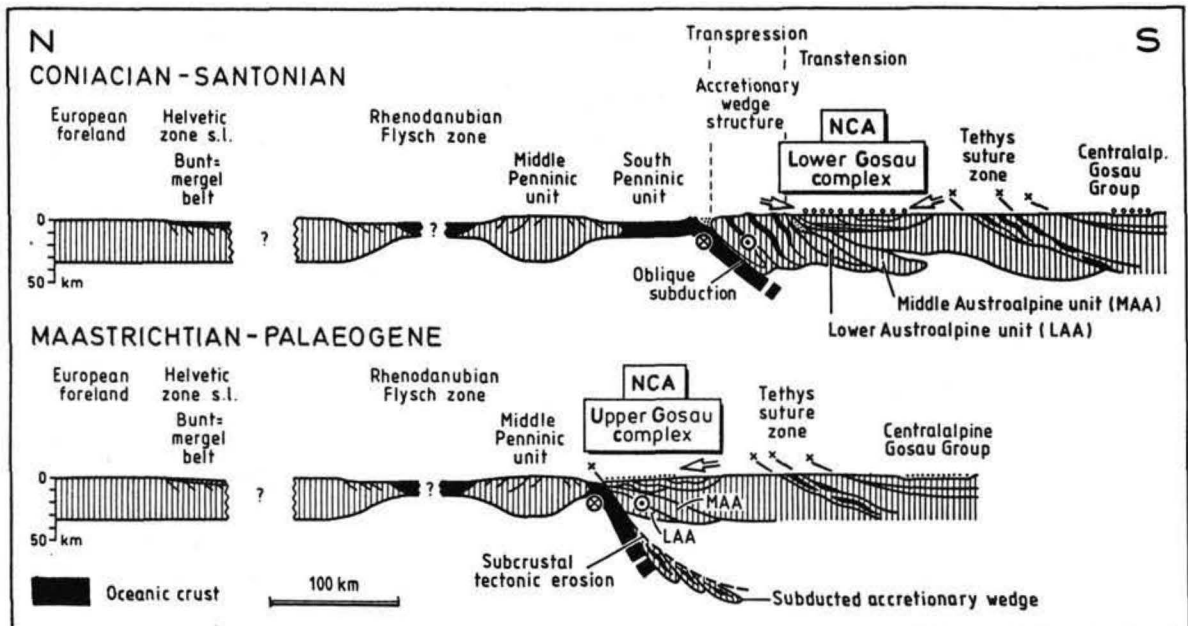
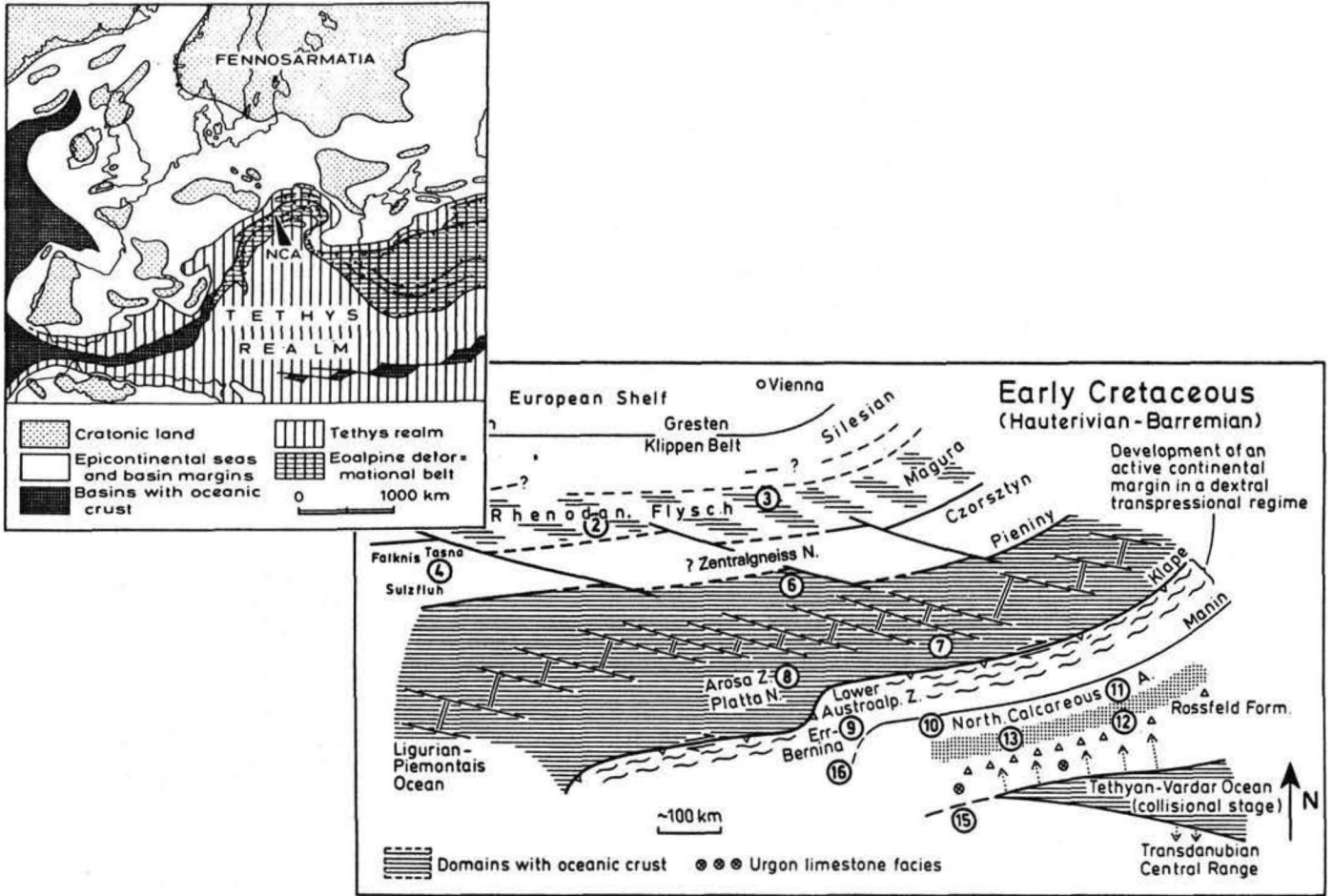


Abb. 2.a: Paläotektonische-paläogeographische Position der Nördlichen Kalkalpen (NCA) in der Kreide (aus FAUPL & WAGREICH 1992 und WAGREICH & FAUPL 1994). b: Plattentektonische Skizze für die Oberkreide der Ostalpen (aus WAGREICH & FAUPL 1994).

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).

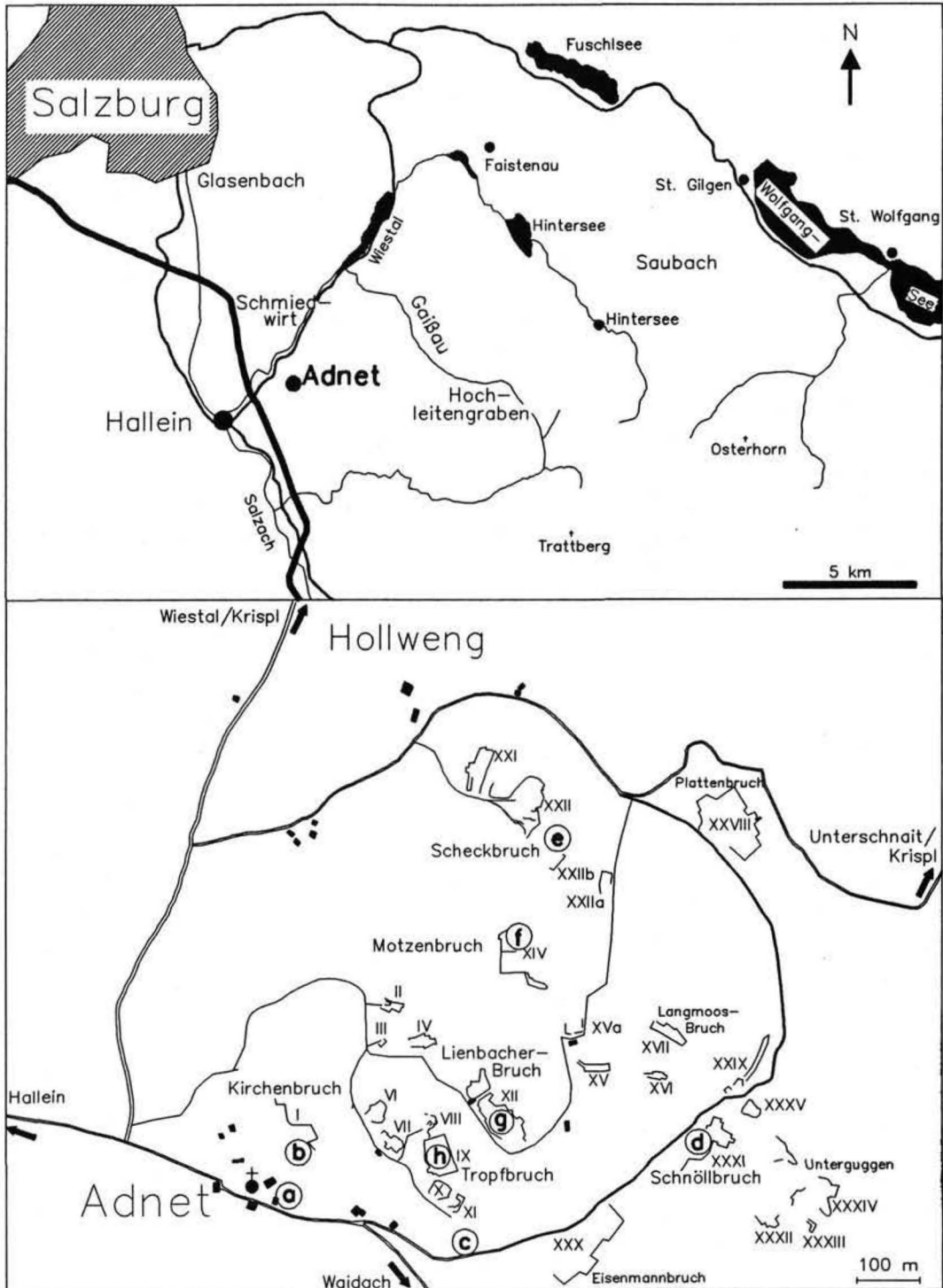


Abb. 3: Lageskizzen: A. Übersicht über die zwischen dem Salzachtal und der Fuschlsee-Wolfgangsee-Furche gelegenen Osterhornschole. Lage von Adnet und der im Text genannten Lokalitäten: Schriedwirt (alte Wiestalstraße), Hochleitengraben (oberhalb Gaißau), Saubach (Schafbachalm). B. Lage der Adnetter Steinbrüche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

Montag 13. Mai 1996

Adnet

(F. BÖHM, O. EBELI, 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 Adnetter 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 **Osterhornscholle**. Diese ist ein Teil des Tirolikums (mittlere tektonische Decken-Einheit der Nördlichen Kalkalpen) mit relativ geringer tektonischer Beanspruchung. Im wesentlichen ist die Osterhornscholle bruchtektonisch verformt. Komplikationen bereiten allerdings intrajurassisch-kretazische Schollengleitungen (PLÖCHINGER 1983, SCHLAGER & SCHLAGER 1973, BERNOULLI & JENKYN 1970). Eine allgemeine Übersicht über Stratigraphie und Bau der Region findet man bei PLÖCHINGER (1983, 1990). Spezielle Arbeiten über die Fazies der Adnetter 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 & JENKYN (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 Adnetter "Marmors" ein.

Sedimentationsgeschichte des Adnetter 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, GOLEBIEWSKI 1991). Den Südrand des Kössener Beckens säumten bioklastische Rampen (STANTON & FLÜGEL 1995) und Korallen-Bioherme (SCHÄFER 1979, SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN 1981), z.B. das Adnetter 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 Adnetter 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 Adnetter Raum, erst nach dem Abtauchen (BÖHM et al. 1995). Möglich erscheint ein Zusammenhang mit dem globalen Massensterben der Trias-Jura-Wende (GOLEBIEWSKI 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.

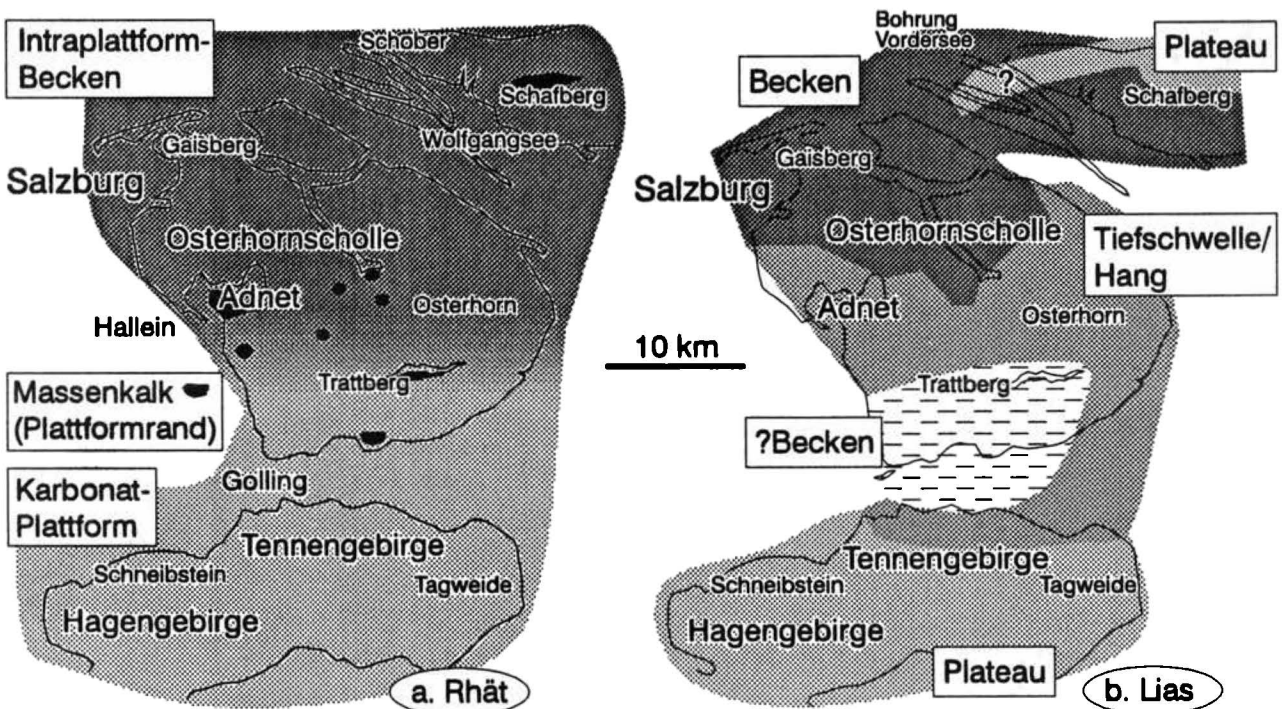


Abb. 4: Faziesverteilung im Rhät und Sinemur/Pliensbach in Osterhornscholle, Hagen- und Tennengebirge. Palinspastik nach SPENGLER (1956). a: Rhät. Das Intraplattformbecken der Kössen-Formation ging im Bereich der Osterhornscholle in die südlich anschließende Dachsteinkalk-Plattform über. Der Plattform-Becken-Übergang war wahrscheinlich eine distal verstreute Rampe (Stanton & FLÜGEL 1995). In der Osterhornscholle befinden sich im Übergangsbereich massige Kalke und das Adneter 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 Adneter Tief-Schwelle vom Tiefwasserplateau des Hagen- und Tennengebirges trennte.

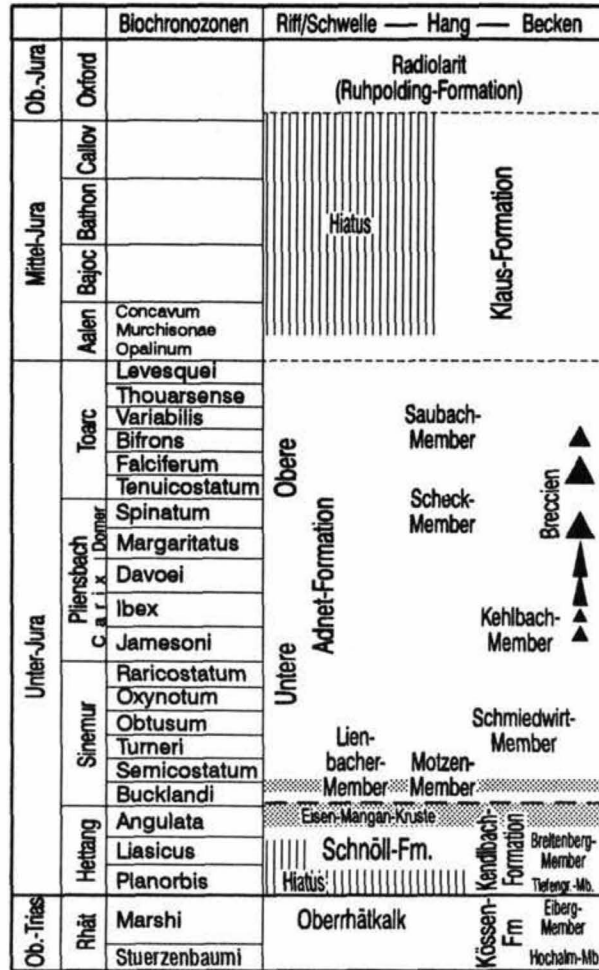


Abb. 5: Stratigraphische Übersicht für Adnet und Umgebung. Im Rhät sind Kössen-Formation (Beckenfazies) und Riffkalke (Oberrhätkalk) zu finden. Das Hettang beginnt über dem Riffbereich mit einem Hiatus. Am tiefen Riffhang werden ab höherem Hettang bunte Mikritkalke der Schnöll-Formation abgelagert. Im Becken geht die Kössen-Fm. ohne Lücke in die Kendlbach Fm. über. Eine im Adnet- 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), DOMMARGUES et al. (1995), BÖHM (1992), GOLEBIOWSKI (1990, 1991), KRYSZYN (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 (Ruhpoldinger Wende, SCHLAGER & SCHÖLLNER 1974, WÄCHTER 1987).

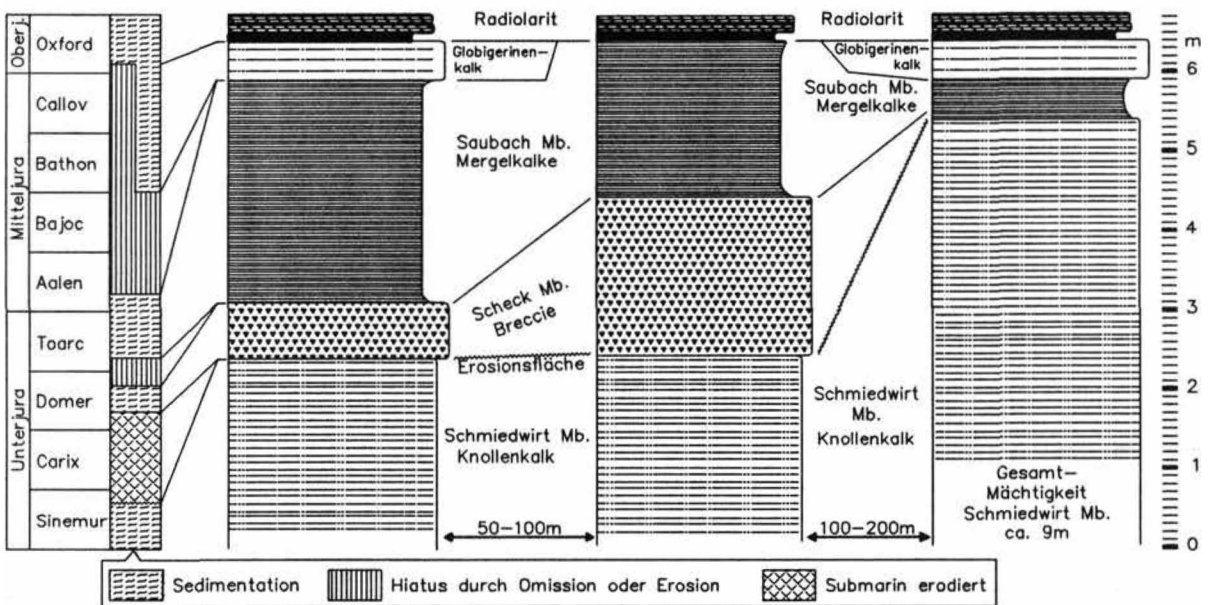


Abb. 6: Sedimentationsgeschehen im höheren Lias und Mitteljura im Adneter Raum am Beispiel dreier Profile des Hochleitengraben (ca. 6 km östlich Adnet). Die Abfolgen sind durch Omission, Erosion und stark wechselnde Mächtigkeiten geprägt. Eine Erosionsphase im Mittellias erodierte mehrere Meter Adneter 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 Riffkalk 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 liassische 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.

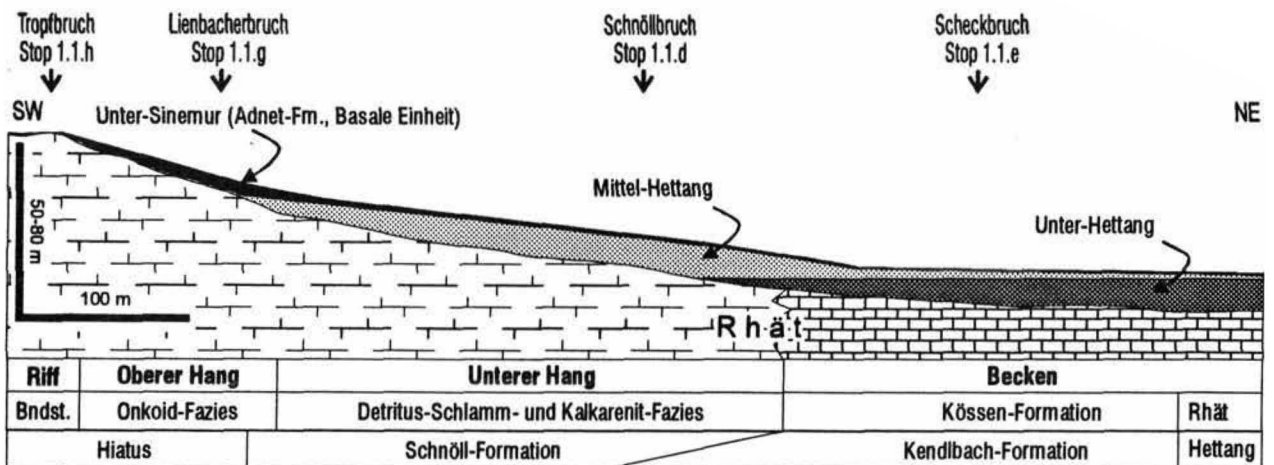


Abb. 7: Schematische Rekonstruktion des Paläoreliefs am Ende des Rhät und Anfang des Lias im Bereich der Adneter Steinbrüche, leicht überhöht, nach BÖHM et al. (in Vorb.), Rhätfazieszonen nach SCHÄFER (1979). Die Rekonstruktion beruht vor allem auf Mächtigkeiten und Verbreitung der gezeigten Formationen. 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 Mikrosparit 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 graviertes 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 erodierte 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 Adneter 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 Adneter 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 Member. Sie finden im Adneter 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 Adneter Steinbrüchen ist durch Breccianschüttungen 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 Oberpliensbach- oder Unter-Toarc-Alter. In der Adneter 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 Adneter Friedhofes bestehen aus Adneter Gesteinen. Sehr häufig ist jedoch auch der oberkretazische Untersberger Marmor, der am Nordfuß des Untersberges (Stop 1.2) gebrochen wird. Aus letzterem besteht im Adneter Kircherl das Weihwasserbecken beim Aufgang zur Orgel. Wie der Adneter 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 Adneter 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, Rötelswand, PLOCHINGER 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 mikrofaziale 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-Übergangsf fauna im durch das Drowning geschaffenen Tieferwassermilieu 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 Ablagerungsmilieu 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 Schlammsedimente zunächst nur in der Relieffmulde 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).

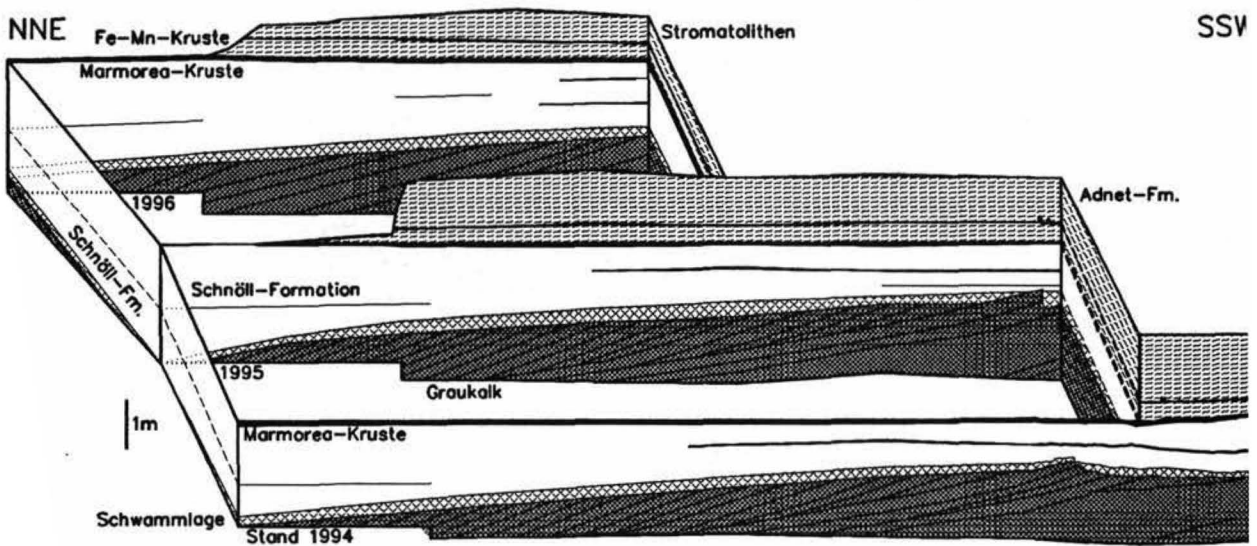
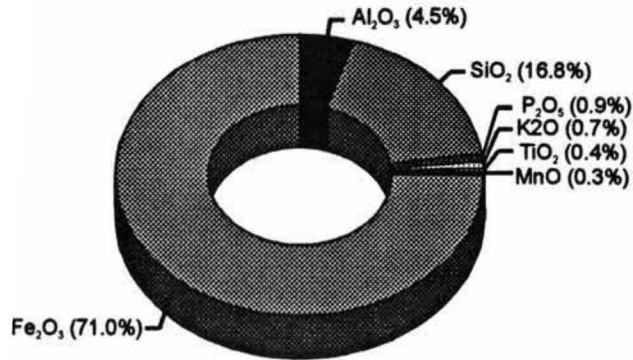
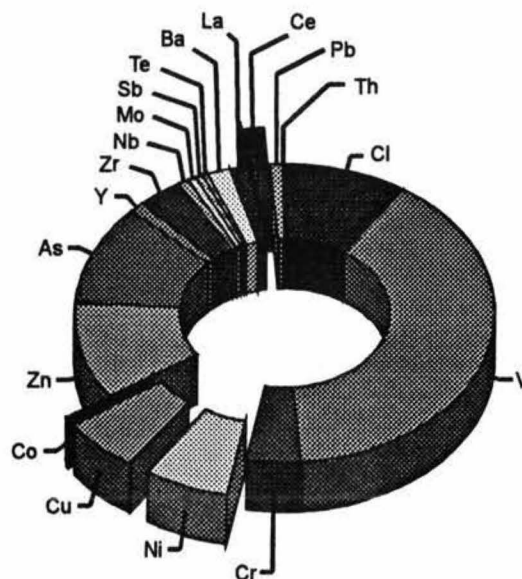


Abb. 10: Tektonisch rückrotiertes Blockbild des Schnöllbruches rekonstruiert aus drei verschiedenen Abbauständen seit 1994. Als Bezugshorizont für die Rückrotation dienen die Marmorea-Kruste und dazu parallele fossile Wasserwaagen. Die schräggeschichteten basalen Graukalke sind schematisch angegeben. 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.

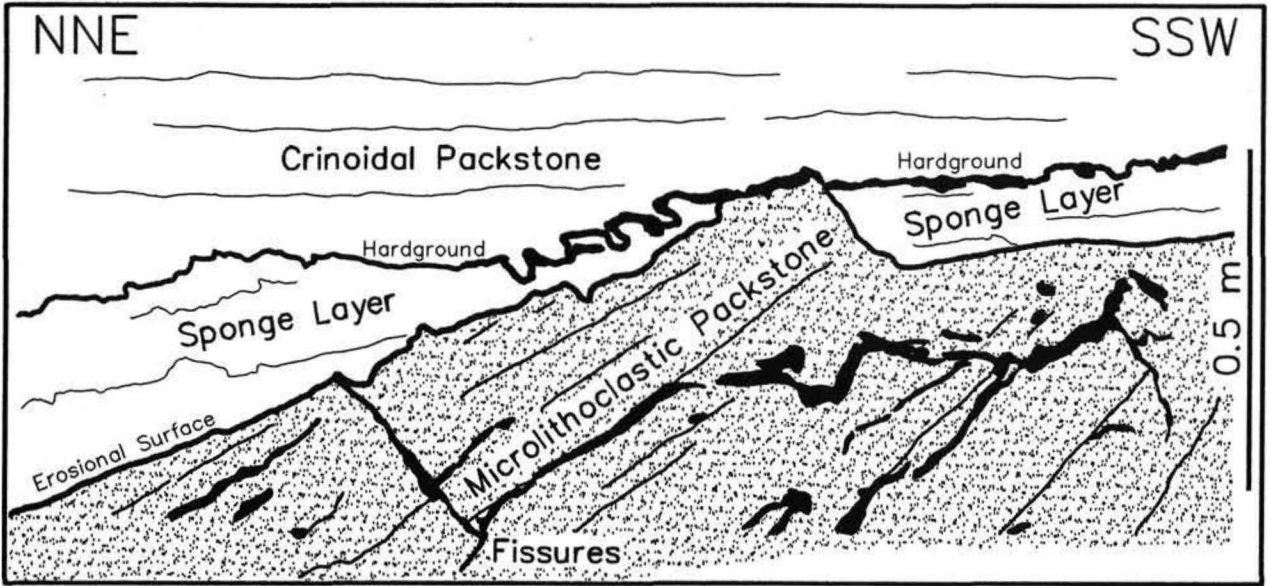


Abb. 11: Aufschluß-Skizze der Erosionsfläche am Top der schräggeschichteten, basalen Graukalke, Stop 1.1.d. Die Schrägschichtungsblätter der Graukalke (?Unterhettang, Microlithoclastic Packstone) fallen nach NE ein. Sie werden teilweise von Spalten nachgezeichnet, aber auch durchschlagen. Teile der Bänke 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.

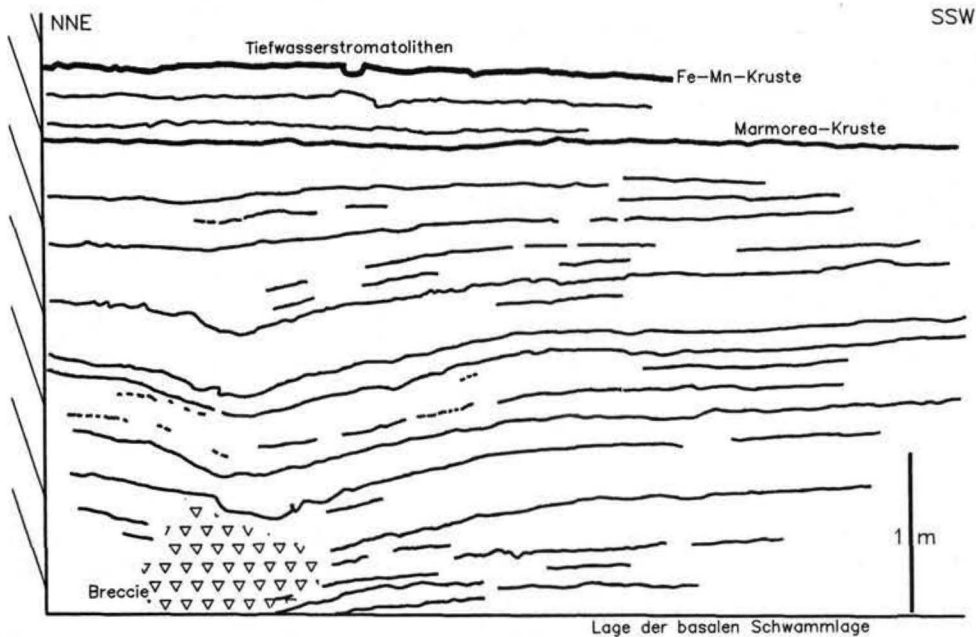


Abb. 13: Kollapsstruktur in der Schnöll-Formation (Stop 1.1.d). Die sonst ebene Schichtung biegt zu einer Internbreccie hinab. Die Eindellung reicht bis kurz unter die Marmorea-Kruste. Darüber folgt nach ca. 0.5m Rotkalk der Adnet-Formation eine weitere Kruste, auf der Tiefwasserstromatolithen wachsen.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

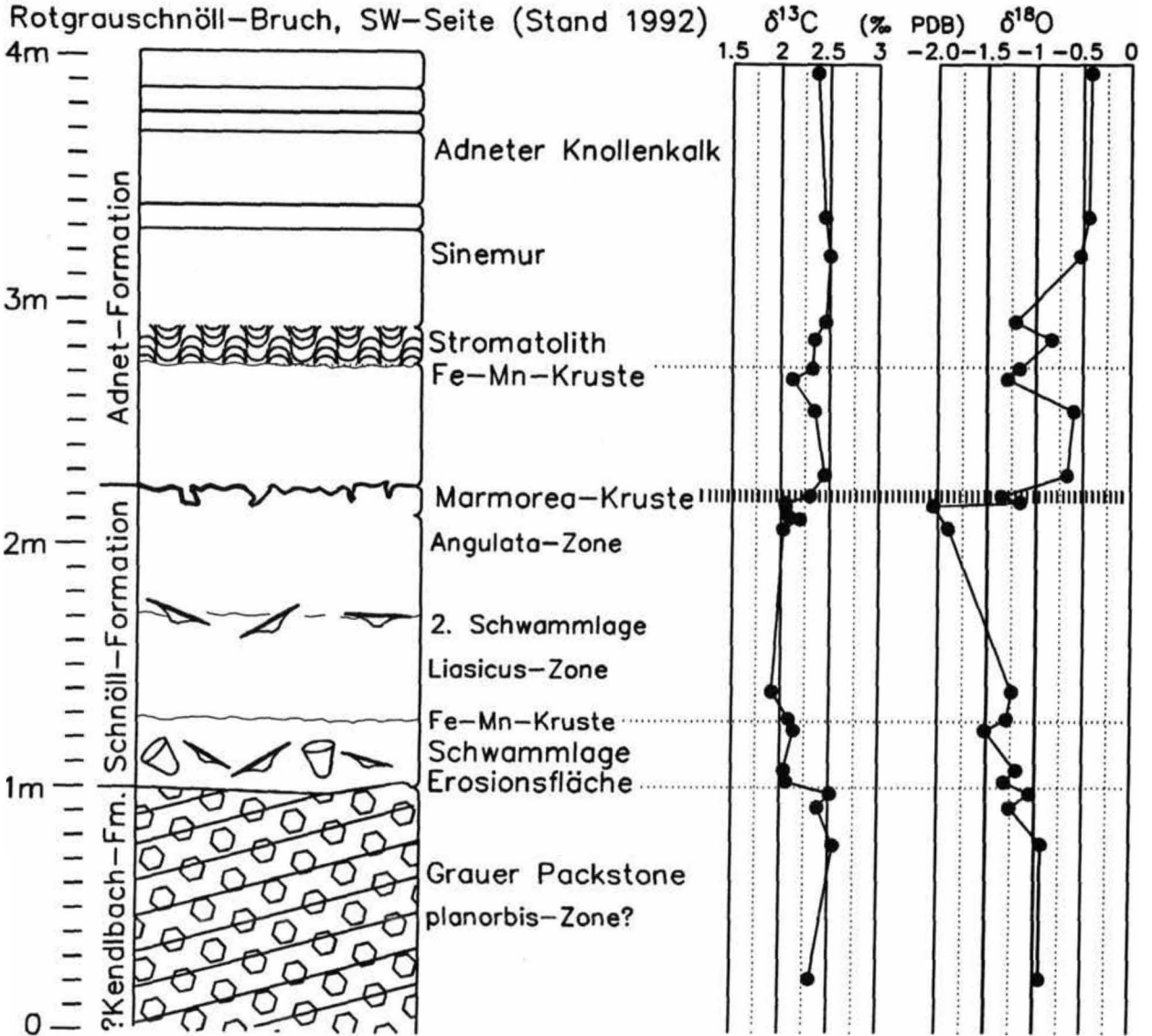


Abb. 12: Isotopenprofil bei Stop 1.1.d. Das Profil zeigt die Abfolge von den basalen Graukalken über die Schnöll-Formation bis zur basalen Adnet-Fm. in der SW-Ecke des Schnöllbruches. Kohlenstoff- und Sauerstoffwerte der basalen Graukalke liegen auch unmittelbar unter der Erosionsfläche im normalmarinen 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 $\pm 0.05\%$. Alle Werte in ‰PDB.

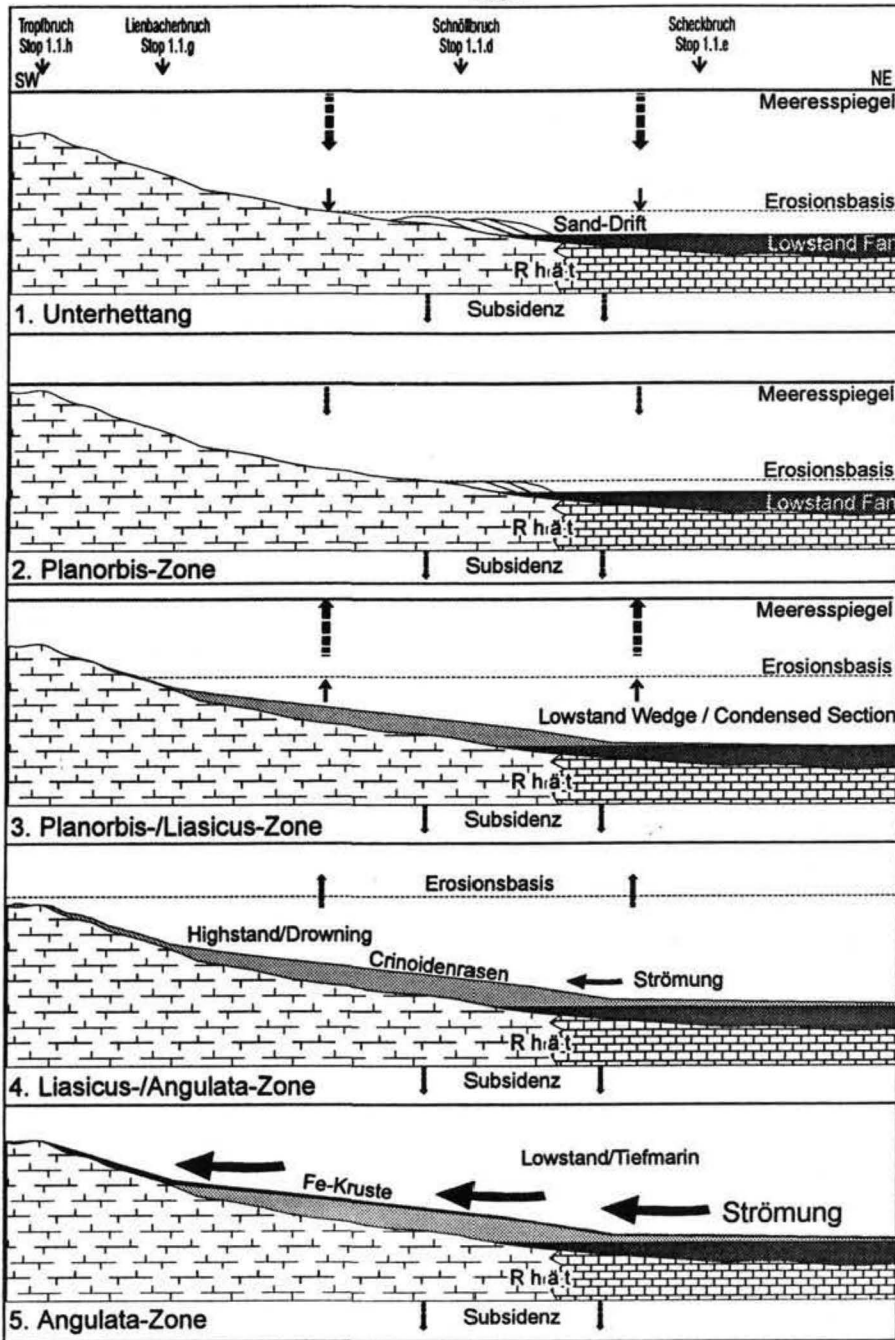


Abb. 14: Sequenzstratigraphische Interpretation des Hettangs in Adnet.1.: Unterhettang (Präplanorbis-/Planorbis-Zone). Fallender Meeresspiegel, Late Highstand/early Lowstand Systems Tract (LST). Tieferere Kendlbachschichten bilden Lowstand Fan durch turbiditische Einschüttungen. Plattform ist bereits 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 Tiefststand. 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 Biogehalt 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.

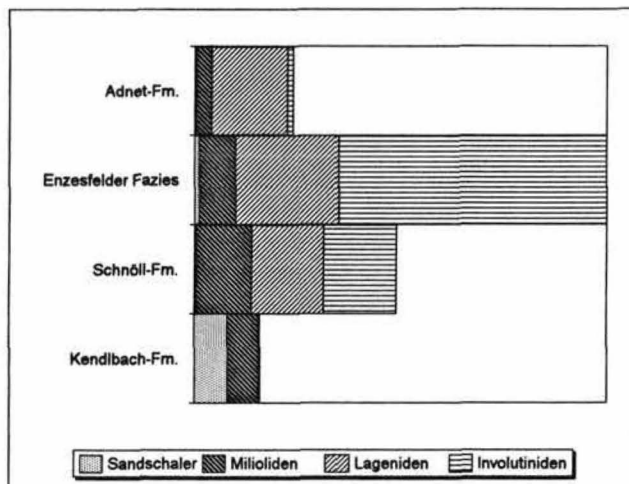


Abb. 9: Häufigkeitsverteilungen der Foraminiferen-Gruppen im Rotgrauschnöll-Bruch. Densität und Diversität sind in der kondensierten Enzesfelder Fazies am höchsten. Die waagerechte Achse entspricht Individuenzahlen pro Flächeneinheit (siehe Text).

FORAMINIFEREN	FAZIESBEREICH		
	1	2	3
	?Kendlbach-Fm.	Schnöbl-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 zliambachensis</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
<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
<i>Trocholina umbo</i> FRENTZEN, 1941		s	h
<i>Planispirulina trochoidea</i> BLAU, 1987a			ss
<i>Planinvoluta 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
<i>Ophthalmidium leischneri</i> (KRISTAN-TOLLMANN, 1962)	s	h	h
<i>Ophthalmidium martanum</i> (FARINACCI, 1959)			ss
<i>Lingulina</i> sp.	ss	s	s
<i>Lagena</i> sp.		ss	s
<i>Bullopora tuberculata</i> (SOLLAS, 1877)		s	h
<i>Bullopora</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 Pendanten 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 fröhdiagentisches, 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 Fröhdiagenese 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 & JENKYN 1969, GARRISON & FISCHER 1969, BERNOULLI & JENKYN 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.

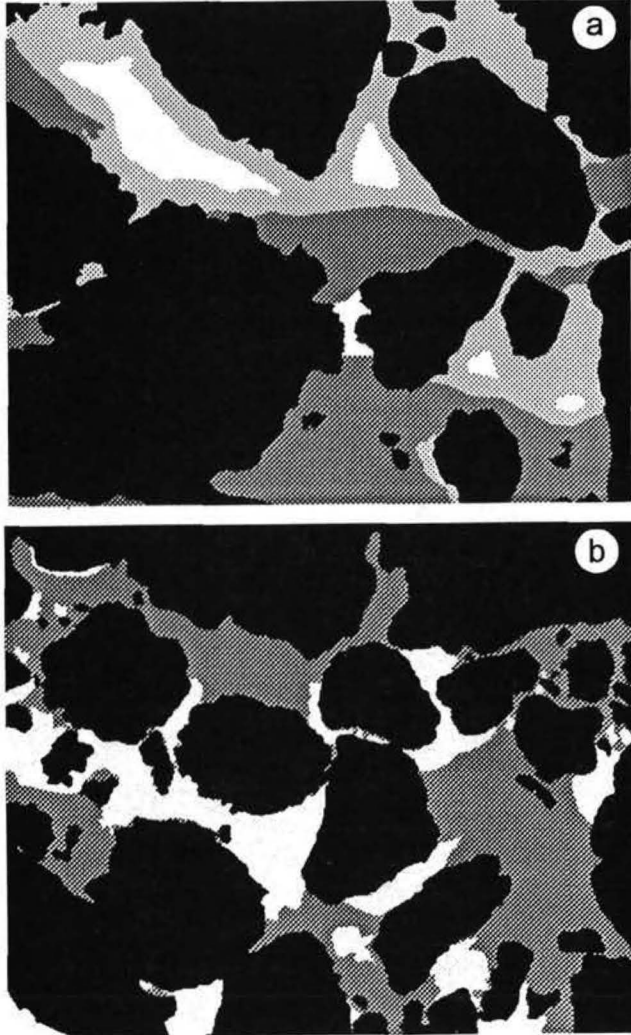


Abb. 16: Mikrogefüge der Scheckbreccie. a: Senkrechter Schnitt, Komponenten (schwarz), Matrix (Mud- und Wackestones, dunkelgrau), erste, frühe Zementgeneration (radialfibrös, hellgrau) und später Blockzement (weiß). Bildbreite 3.5 cm. b: Schnitt subparallel zur Schichtung. Zemente nicht differenziert 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.

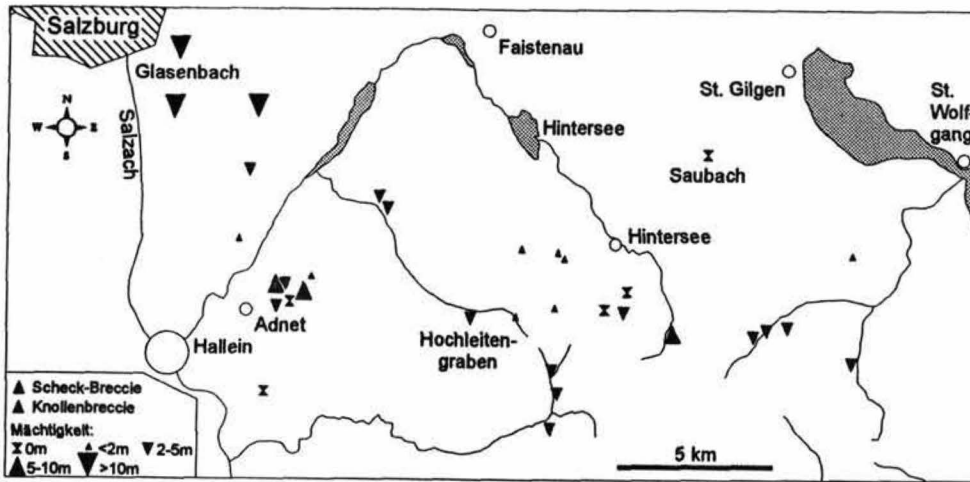


Abb. 15: Verbreitung und Mächtigkeiten der Scheckbreccie und zeitgleicher, äquivalenter Breccienvorkommen des Scheck-Members in der Osterhornscholle. Gebiete mit erhöhten Mächtigkeiten liegen vor allem im NW (Glasenbach-Gebiet und Adnet). Die Scheck-Ausbildung mit zementierten Zwickelporen kommt nur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

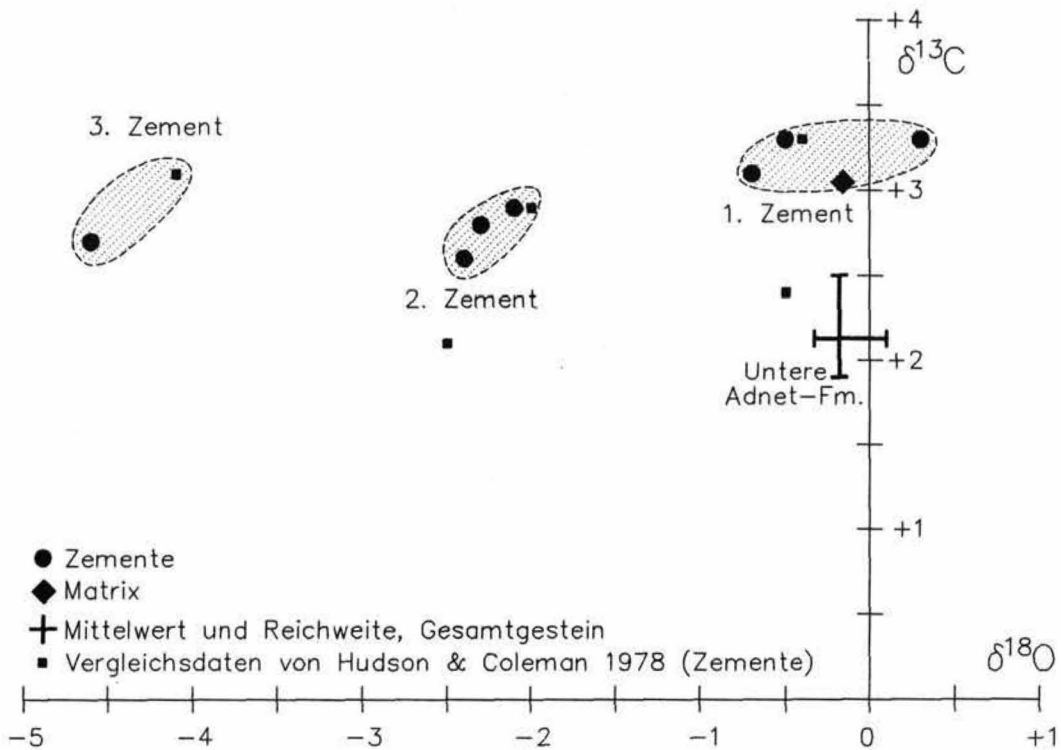


Abb. 17: Stabile Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotope von Zementen und Matrix der Scheckbreccie. Drei mit Kathodolumineszenz unterscheidbare Zementgenerationen (Zement 1: fleckige Lumineszenz, radialfibrös, Zement 2: nicht lumineszierend, fibrös-skalenoedrisch, Zement 3: hell lumineszierend, Blockzement; 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°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 $\pm 0.05\text{‰}$. Alle Werte in ‰PDB.

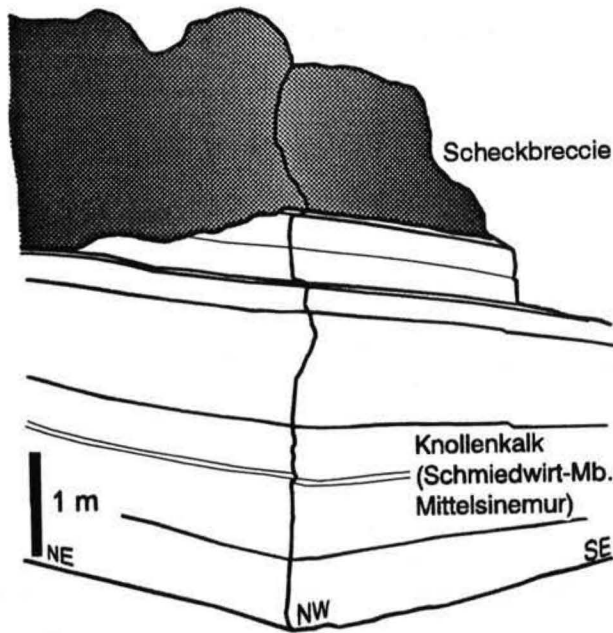


Abb. 18: Erosive Basis der Scheckbreccie im Steinbruch XLI, Adnet-Wolfgrub. Die Breccie (Oberpliensbach oder Untertoarc) liegt in einer Rinne in Knollenkalken (Schmiedwirt-Member) des mittleren Sinemur (ca. Semicostatum- bis Obtusum-Zone). Nach BÖHM et al. (1995).

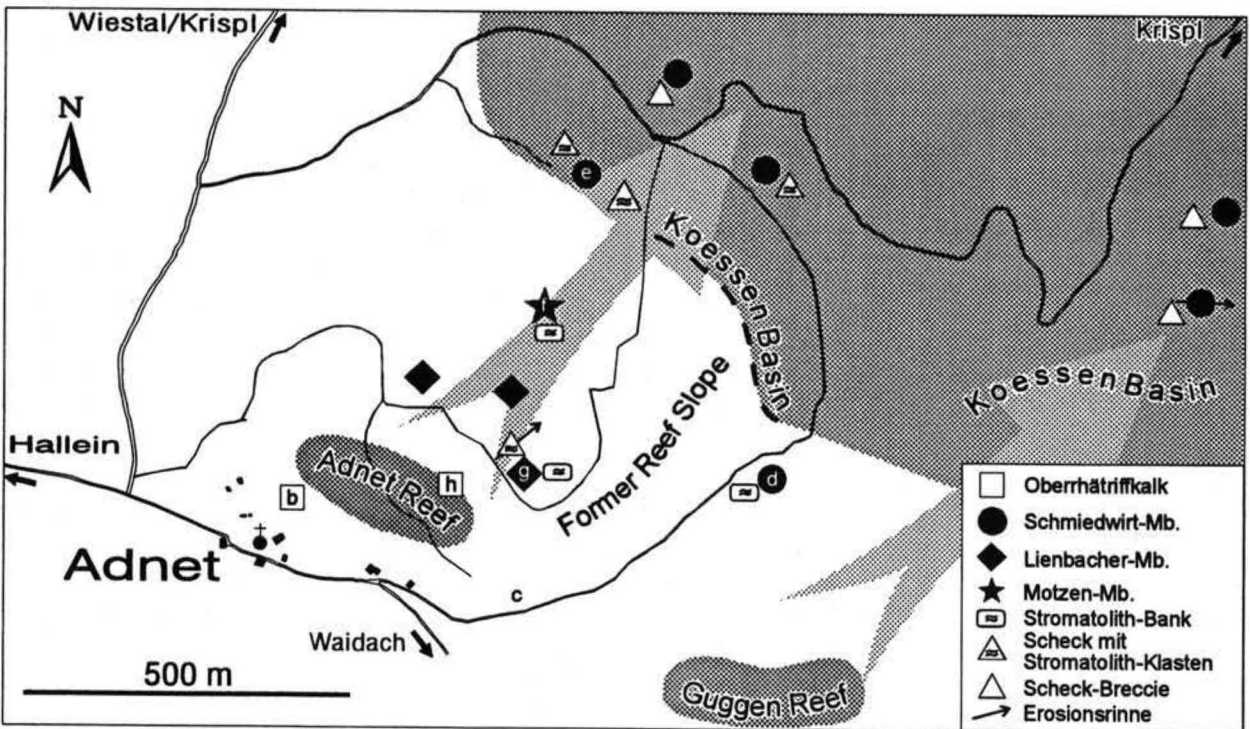


Abb. 19: Scheckvorkommen und Faziesverteilung des Sinemur und daraus abgeleitete Schüttungsrichtung der Scheckbreccie in Adnet. Der Debris-Flow folgte wahrscheinlich dem auch im höheren Lias noch nicht ausgeglichenen Hang des Rhättriffes. Nach BÖHM et al. (1995). Symbole markieren Lage der Steinbrüche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

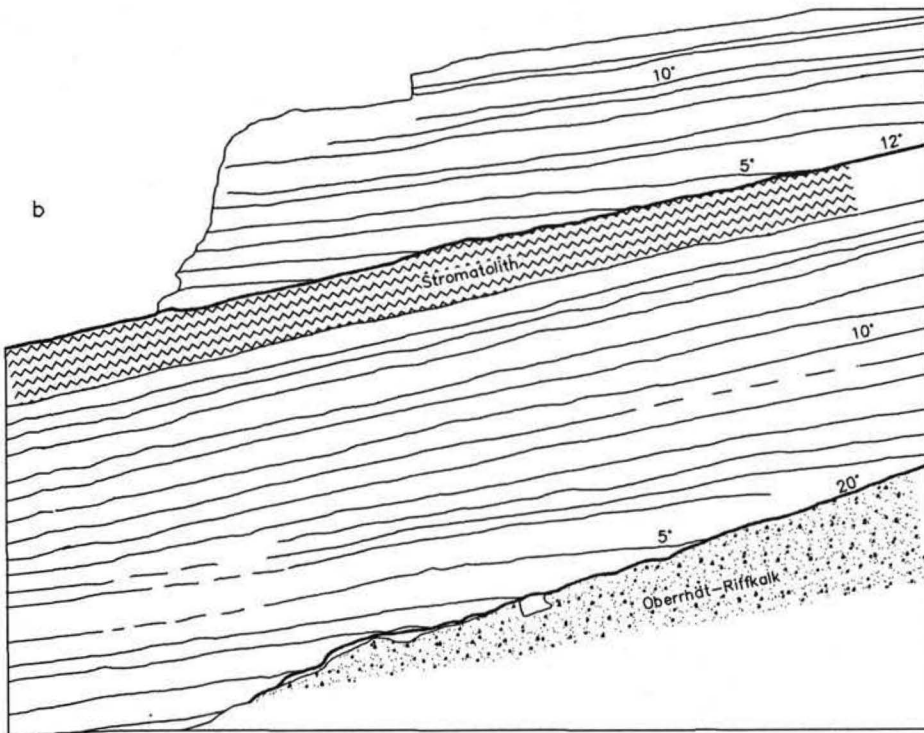
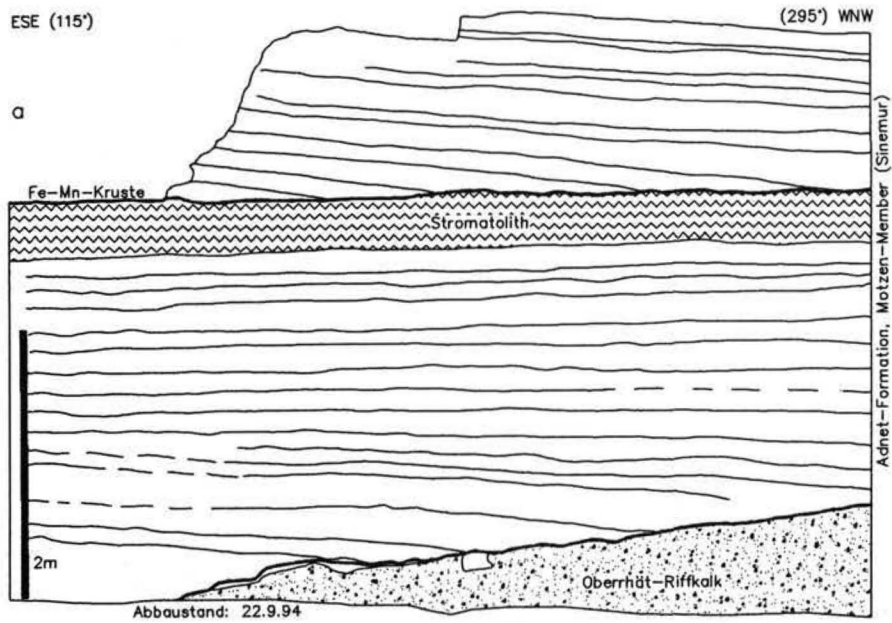


Abb.20a: Ansicht der Steinbruch-Wand im Motzenbruch (Stop 1.1.f). An der Basis ist rechts Rhätkalk (Packstones am Riffhang) aufgeschlossen an dem sich die tiefe Adnet-Fm. (Untersinemur, Wackestones) mit geringerer stabiler Hangneigung anlagert. Dazwischen in kleinen Taschen Reste der Schnöll-Fm. und 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, wirr 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 Metalloxyde oder -hydroxyde aus und bildeten während Sedimentationsstillstandszeiten Krusten am Meeresboden. Vererzte Spalten sind im Lienbacherbruch mehrfach zu finden. Sie unterstützen die Hypothese der hydrothermalen Krustengenese.

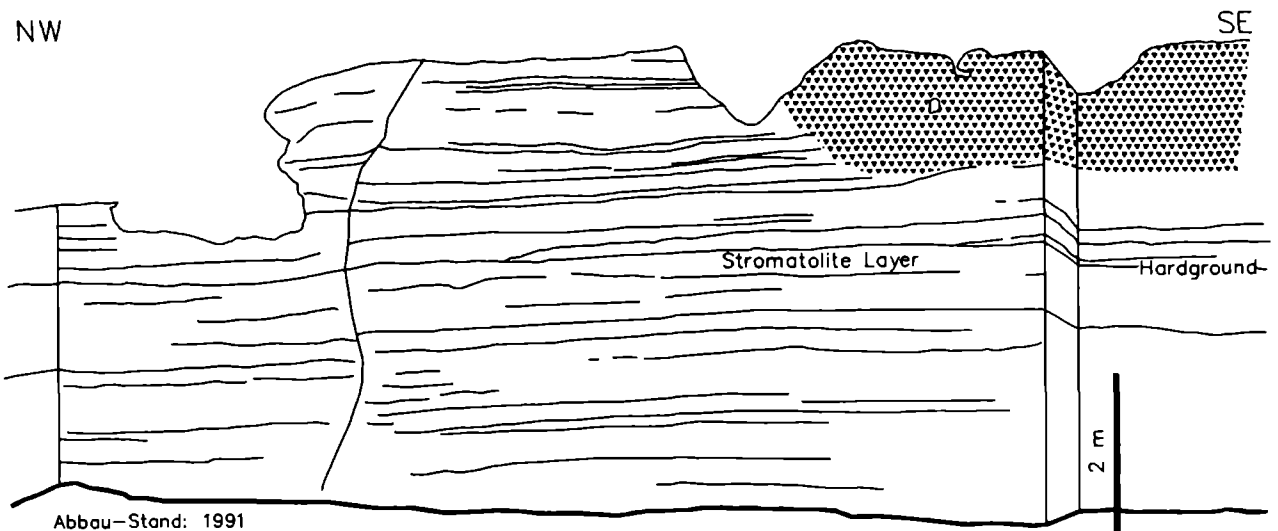


Abb.21: Ansicht der großen Steinbruchwand im Lienbacherbruch. Etwa 3 m über dem Boden befindet sich eine Lage mit Stromatolithen, die von einer Fe-Mn-Kruste überlagert werden. Darüber Onlap ca. in Richtung Westen. Am Top des Bruches ist die Einschaltung einer Breccie (proximale Scheck-Breccie mit metergroßen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

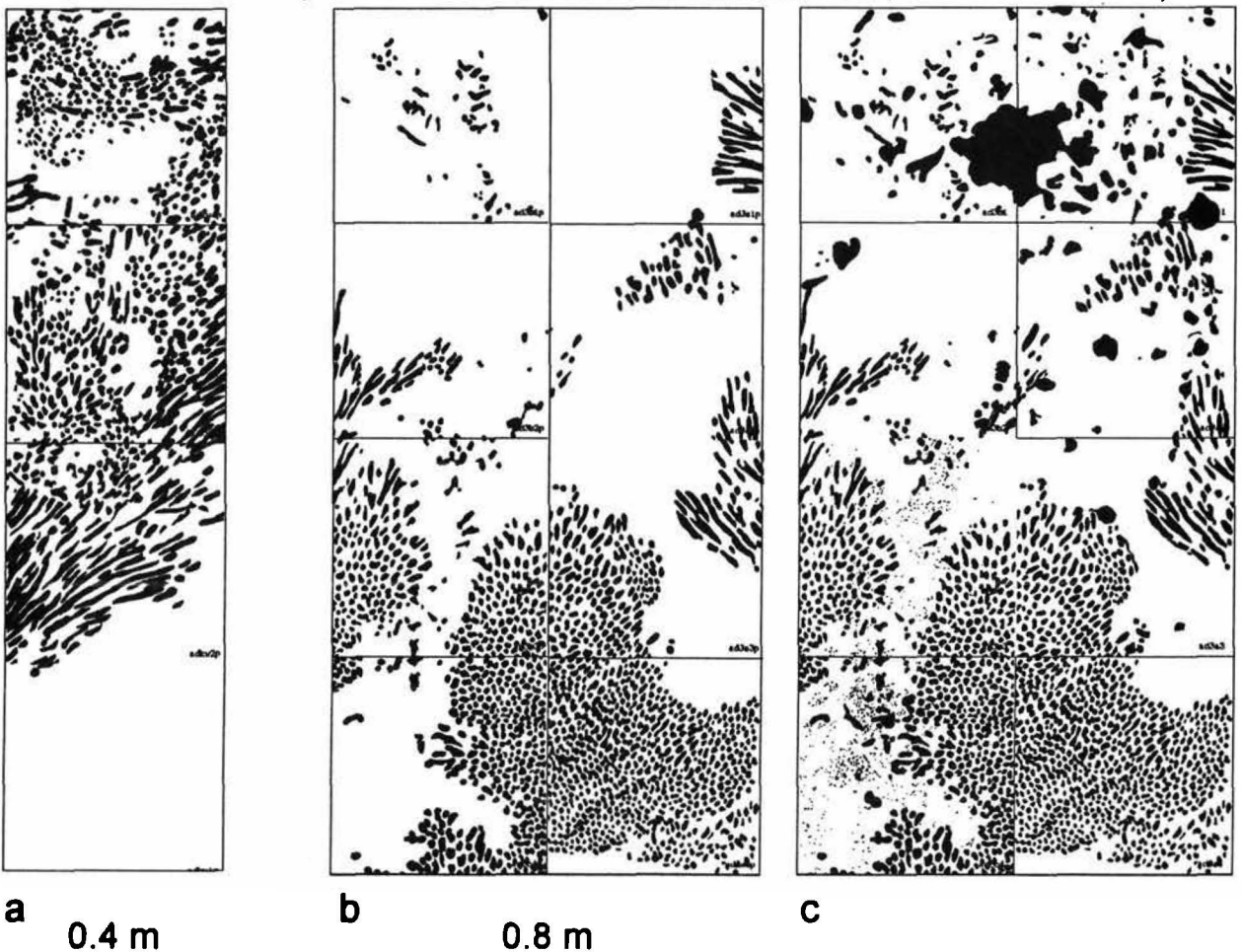


Abb. 22: Wandansichten im Tropfbruch. a: Stöcke von *Retiophyllia* bilden ein dichtes Gerüst in der mittleren Wand im Tropfbruch. b: Horizontalschnitt eines großen *Retiophyllia*-Stockes (untere Bildhälfte) darüber Stock-Fragmente. c: Selbe Ansicht wie b, zusätzlich sind auch andere Organismen dargestellt. Oben eine Fossilenschuttlage 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.

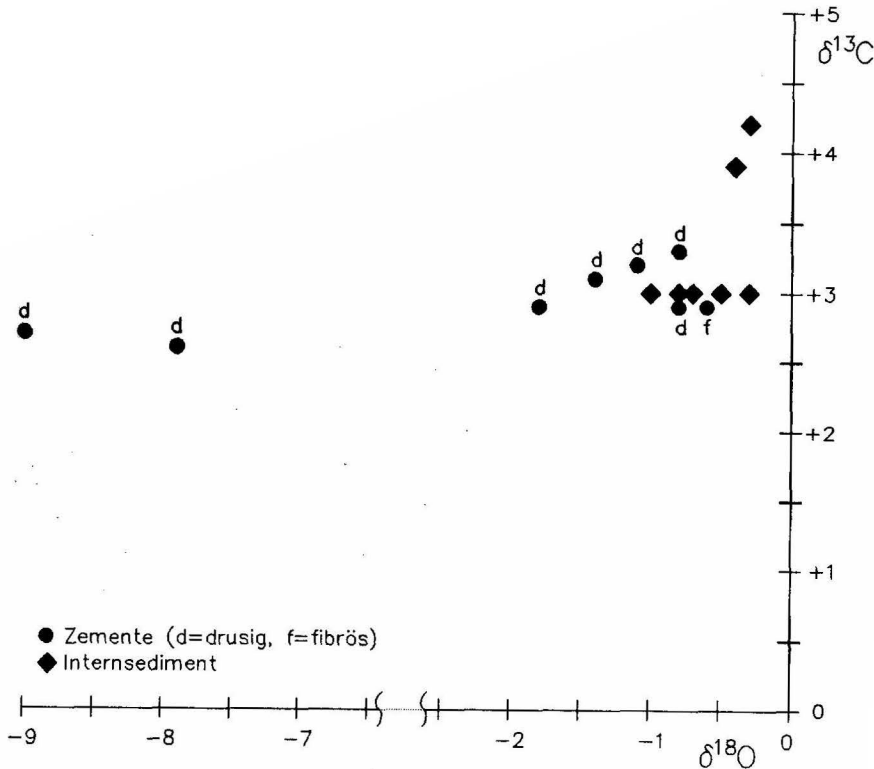


Abb 23: Stabile Isotopen von Zementen und Internsedimenten in Porenräumen (Riffhohlräume und gelöste Korallenäste) im Tropfbruch. Internsedimente und Zemente zeigen typisch marine Werte bei Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopen. Die Sauerstoffwerte sind sehr schwer für ein normalmarines Milieu, wie es 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 *Thallasinoides/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 Profilabschnitten 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 Transgressions sediment 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 Oberkreideseimente 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).

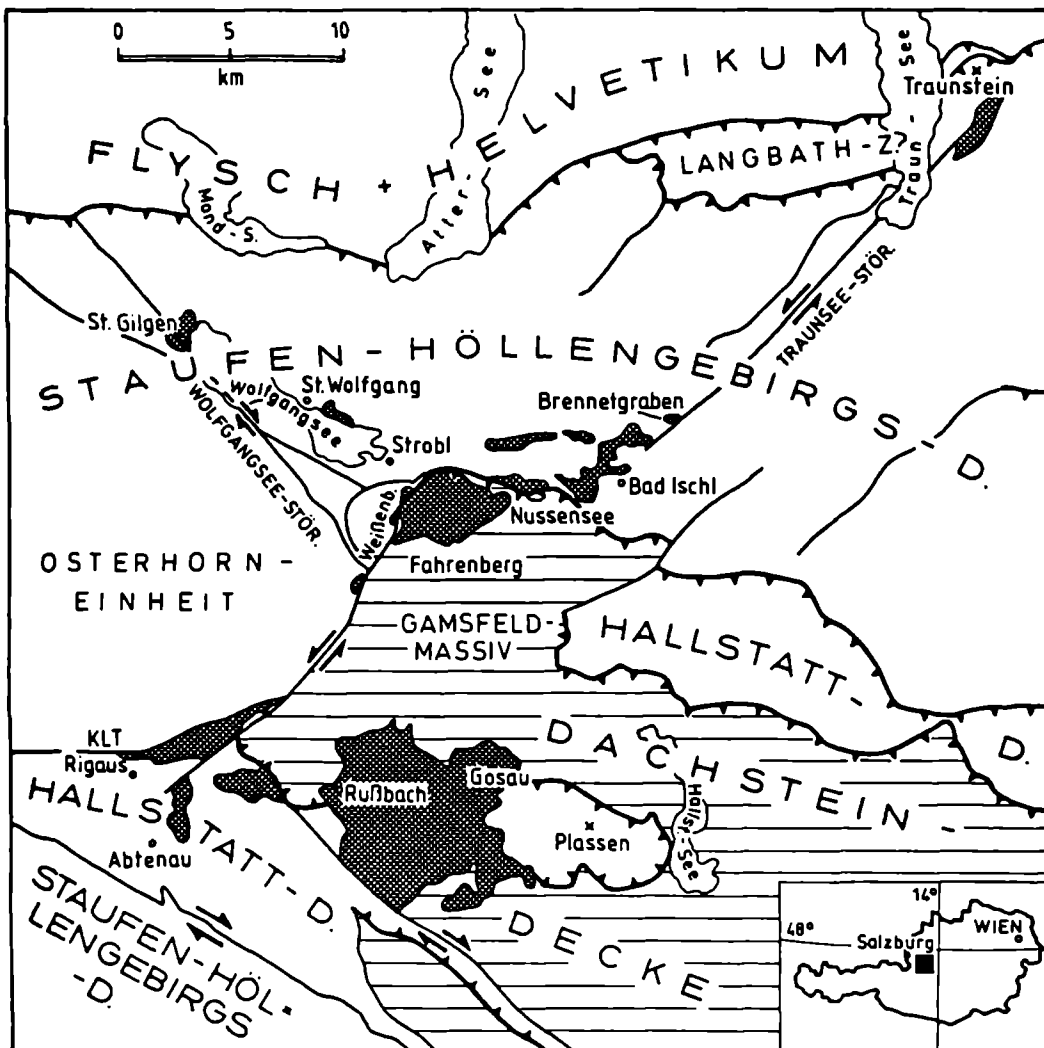


Abb. 24: Tektonische Übersichtskarte des Salzammerguts modifiziert nach DECKER & JARNIK (1992) und DECKER et al. (1994). Oberkreide-Alttertiär der Gosau Gruppe hervorgehoben.

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-Forststraße 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 Dachsteindecke-Gamsfeldmasse.

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.

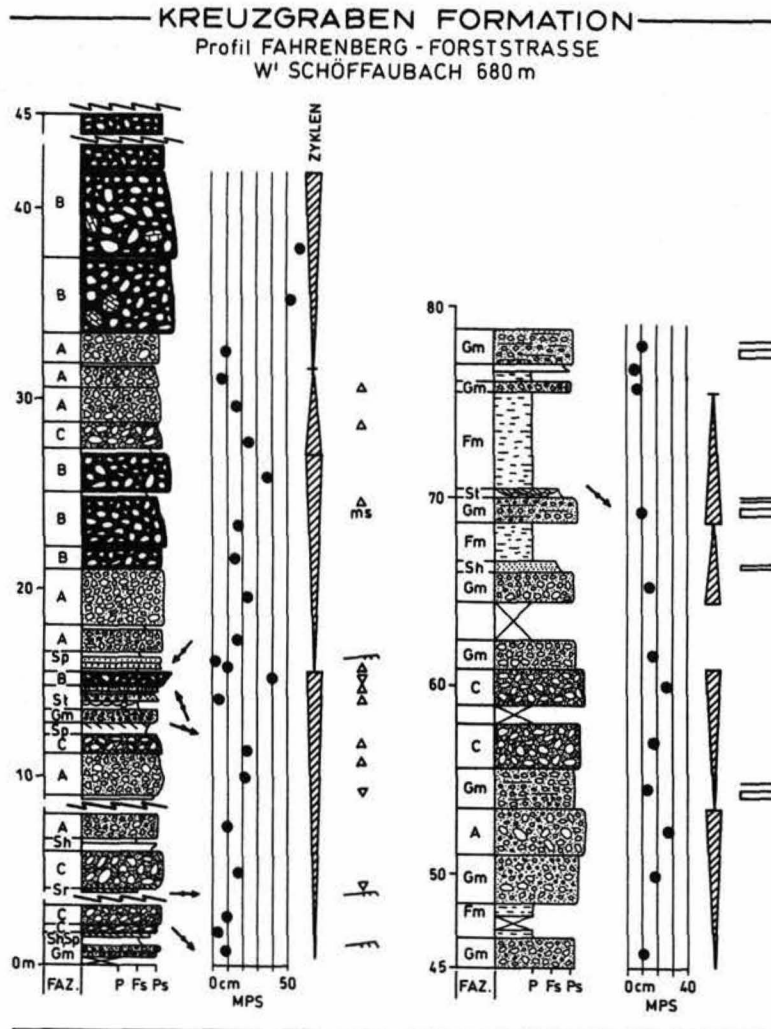


Abb. 25: Kreuzgraben Formation, Fahrenberg-Forststraße, Schöffau bei Strobl. Coarsening-Fining-Upward Zyklus. MPS = mittlerer Korndurchmesser der 10 größten Komponenten. Schuttströme mit Pelitmatrix (Fazies B, C) dominieren bis zu mächtiger Blocklage.

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 **syndimentär 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.

FAHRENBERG / STROBL

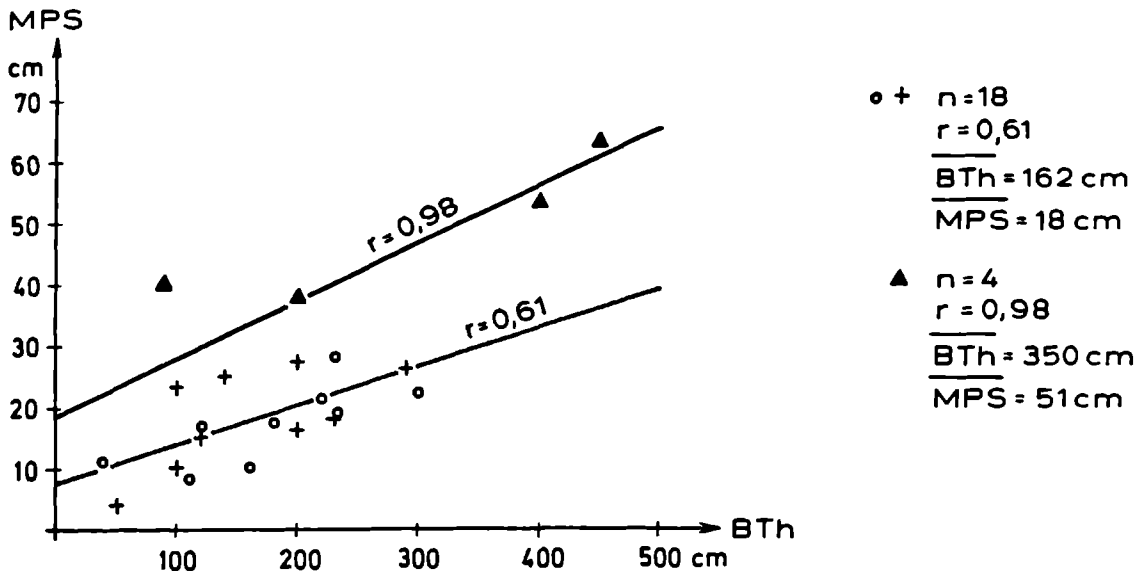


Abb. 26: MPS-BTh-Diagramm (NEMEC & STEEL 1984) der Konglomeratabfolge an der Fahrenberg-Forststraße; Kreuze = komponentengestützte Schuttstromfazies; Dreiecke = Pelitmatrixgestützte Schuttstromfazies.

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

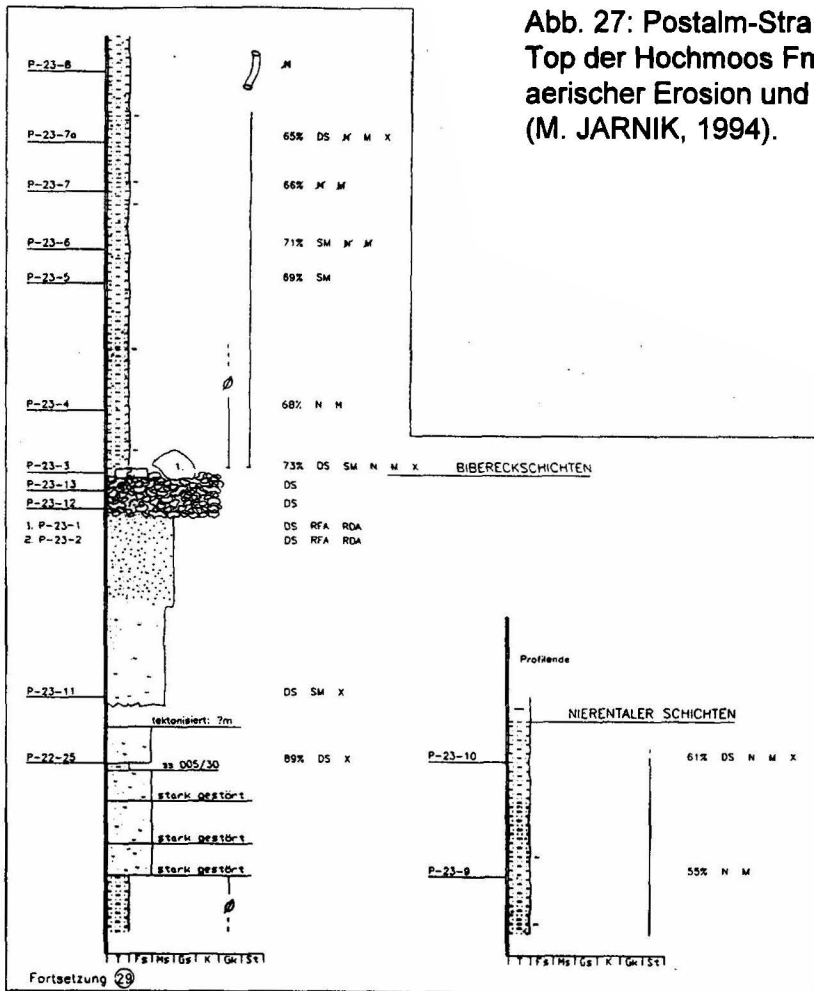


Abb. 27: Postalm-Straße bei Abtenau. Top der Hochmoos Fm. mit sub-aerischer Erosion und Geröllage. (M. JARNIK, 1994).

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 1/2 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

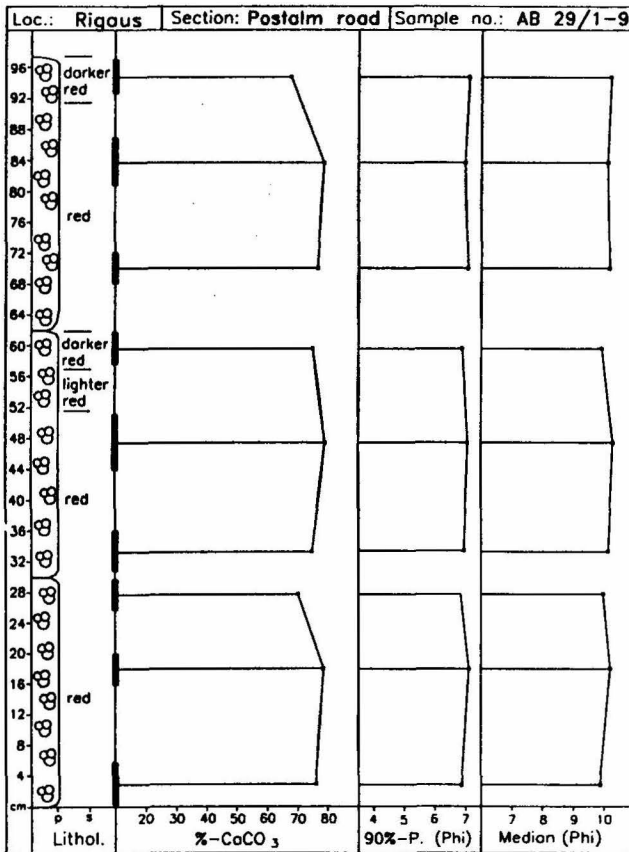


Abb. 28: Postalmstraße, Nierental Fm.; Detailprofil von Karbonatgehalten und Korngrößenuntersuchungen in der roten Hemipelagifazies. Das Fehlen eindeutiger Korngrößentrends spricht gegen eine Interpretation als Schlammturbidite (aus KRENMAYR 1995).

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 Oberkreidesedimenten 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 Verstellungen, 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

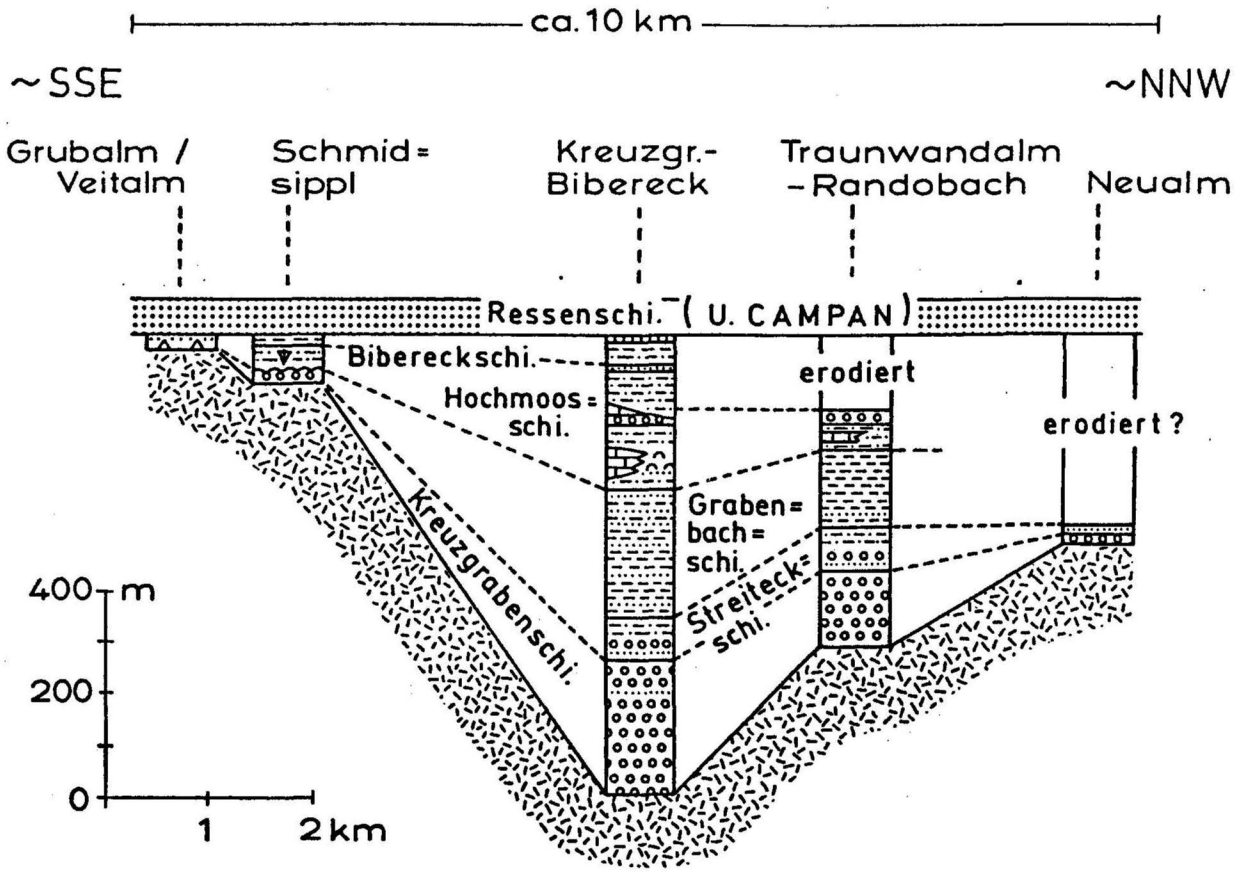


Abb. 29: Rekonstruierter Beckenquerschnitt des Oberkreidebeckens im Gebiet von Gosau-Rußbach. Starke Mächtigkeitsunterschiede weisen auf synsedimentär aktive Abschiebungen hin (WAGREICH 1988)

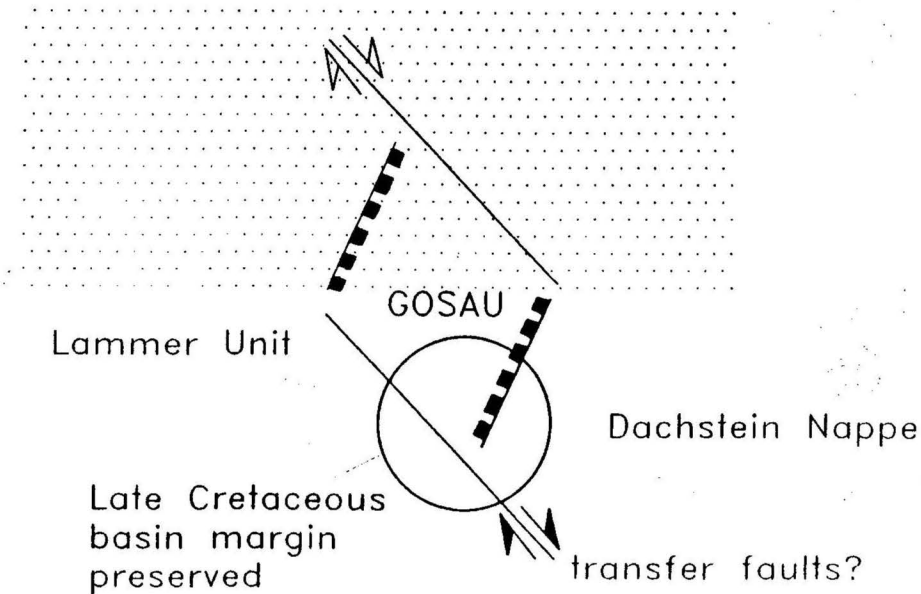


Abb. 30: Pull-Apart-Beckenmodell für die Tiefere Gosau von Gosau-Rußbach. Die Abschiebung im NW entspricht der Brunnbach-Taborberg-Störung

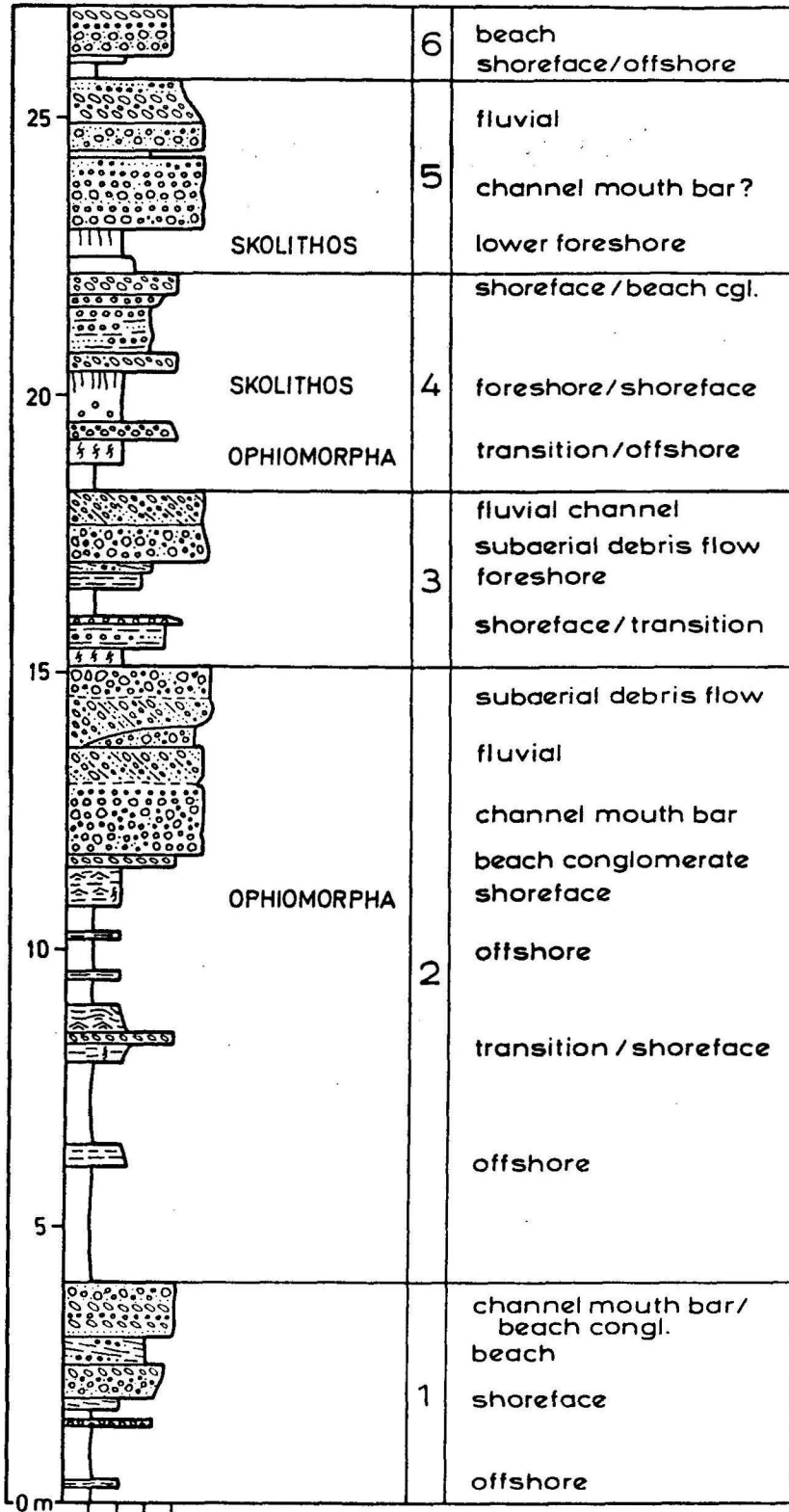


Abb. 31: Profil der Streiteckschichten des Aufschlusses an der Paß Gschütt-Bundes-straße. Coarsening-Upward-Zyklen dominieren (WAGREICH 1989)

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 massive Rifffazies des Dachsteinkalkes (Nor) im Bereich des Gosaukammes von der gebankten Fazies des Dachsteinmassivs unterscheiden.

Trias (L. KRISTYN 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 Seenfurche getrennt werden. Der Südwestblock wird vom Gosaukamm eingenommen, dessen Fazies und - größtenteils umgelagerte - Fauna schon Gegenstand zahlreicher Untersuchungen war.

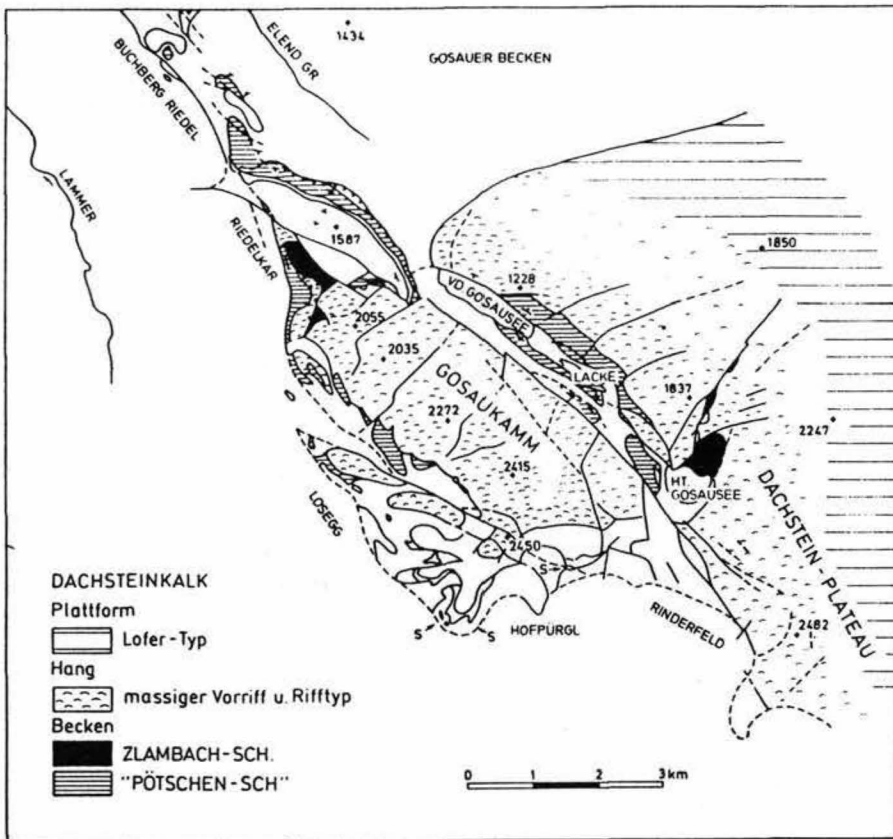


Abb. 32: Fazies der oberen Trias im Gosauseegebiet, modifiziert nach MANDL (1984).

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 obemorische Plattform wird von einem, sich mindestens 500 m über das Pötschen-

Becken vorbauenden Hang begrenzt, der aus 20-30° gegen Südwest einfallenden, undeutlichen Klinoförmigkeiten im Zehnermeter-Bereich besteht. Auf dieser Böschung wachsen weit verbreitet teils einzelne oder auch flächenhaft angereicherte build ups, die mikrofazial 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. KRYSZYN in NAGEL & RABEDER, 1991; WAGREICH & KRENMAYR, 1993; KRENMAYR in Vorb.

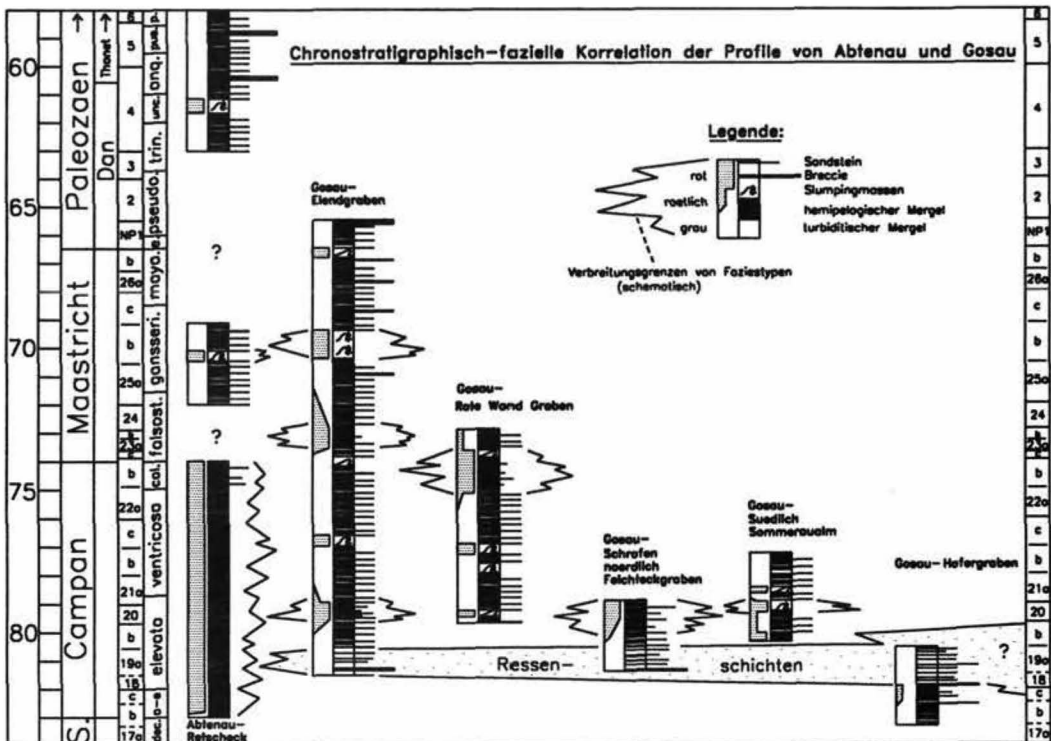


Abb. 33: Fazieskorrelation der Nierental Fm. (Campan-Maastricht) im Gebiet Gosau-Abtenau. Rote Hemipelagitintervalle wie sie in der Roten Wand aufgeschlossen sind, treten diachron auf (KRENMAYR, unveröff.)

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 Suture (Tethys-Vardar-Suture) 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.

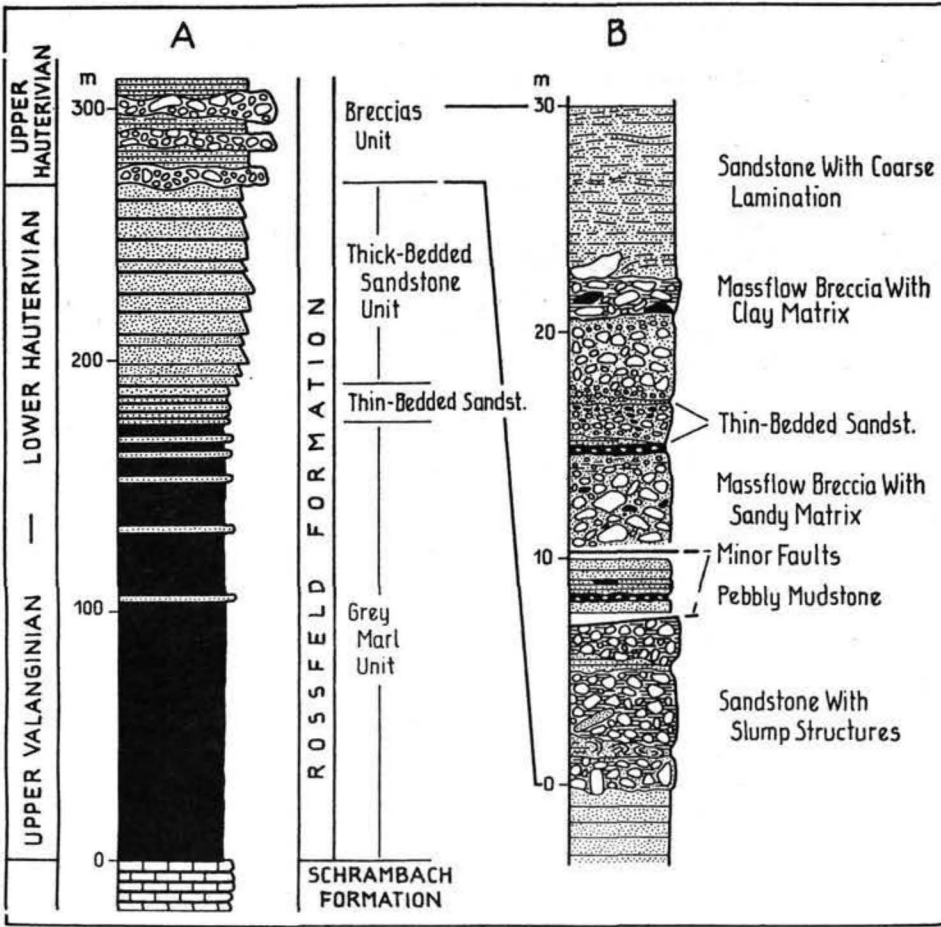


Abb. 34: Schematisches Profil der Rossfeldschichten des Rossfeldes (aus DECKER et al., 1987)

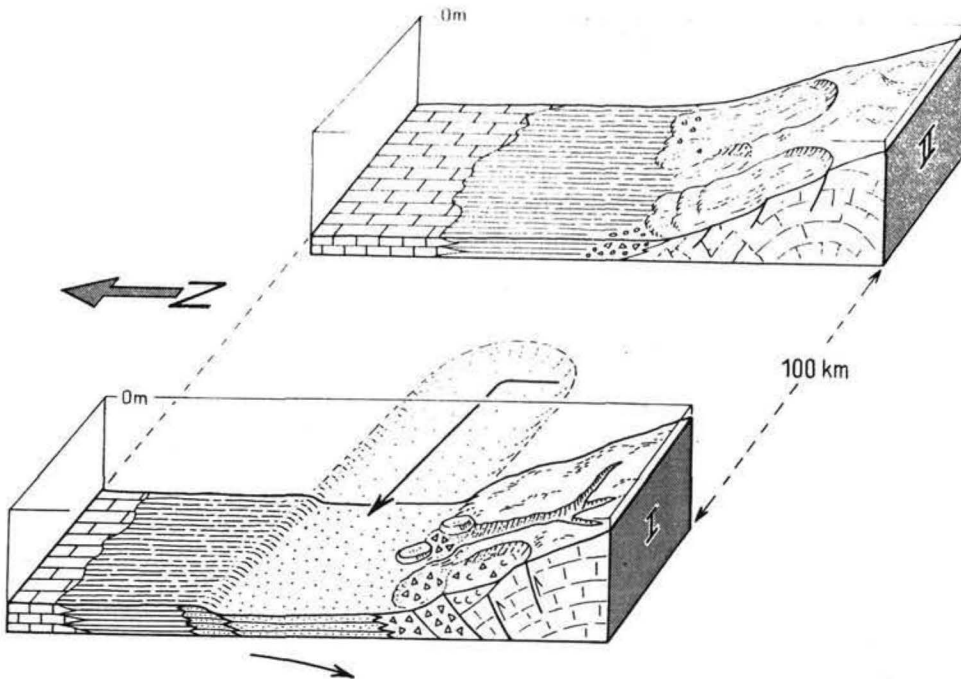


Abb. 35: Ablagerungsmodell der Rossfeldschichten in einem Piggyback-Becken mit einer Tiefwasserrinne und eine Hang.

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 Glaserbach 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., EBEL, O., KRYSZYN, 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 "Oberrätalkalk" 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): Paleocology 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. & JENKYNS, 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. Formal- 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. Formal- 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 Adneten 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., LOUIT, 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., POSAMENTIER, 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 Intembreccien 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 nanofossil 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

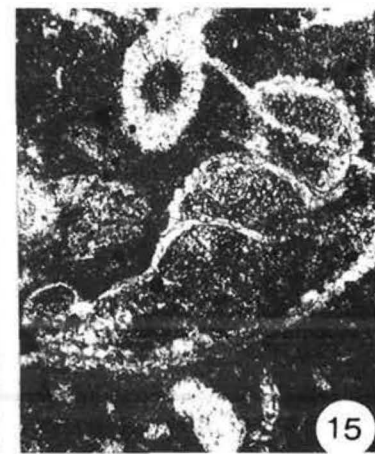
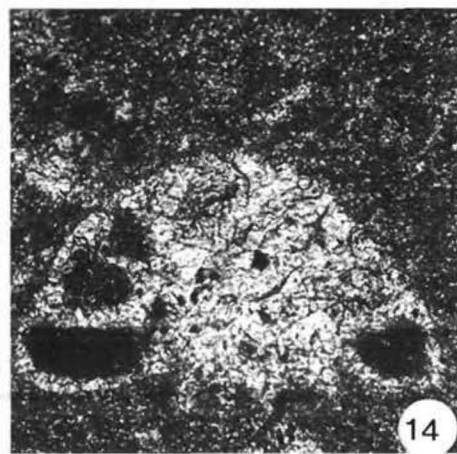
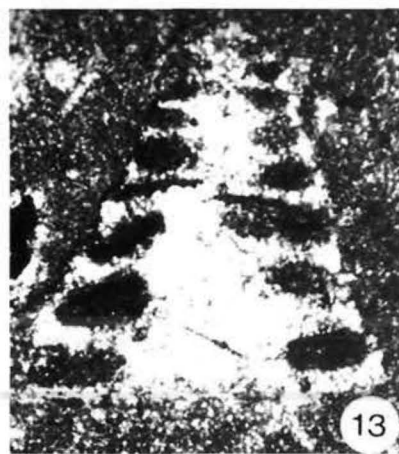
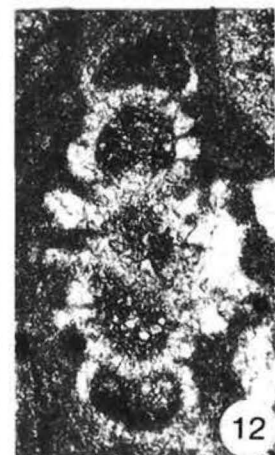
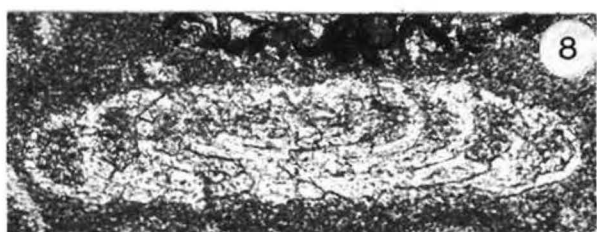
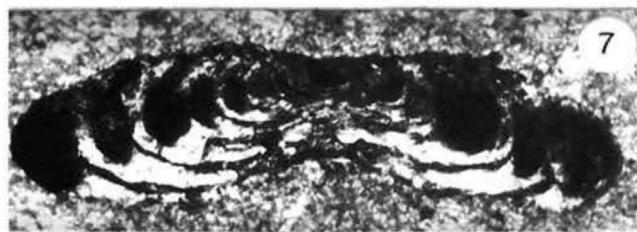
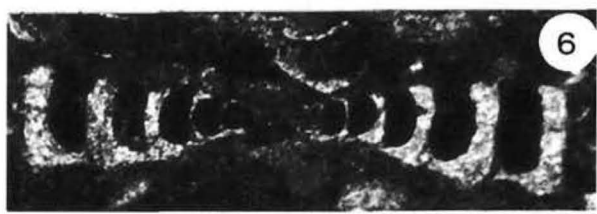
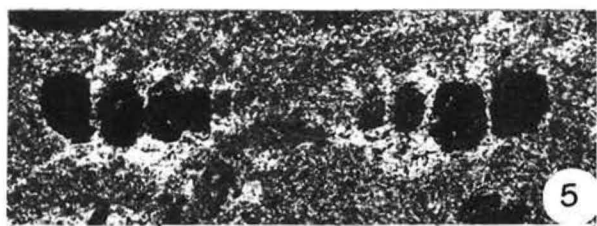
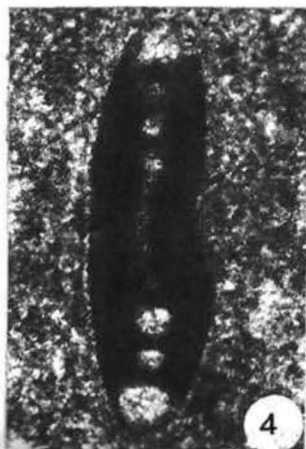
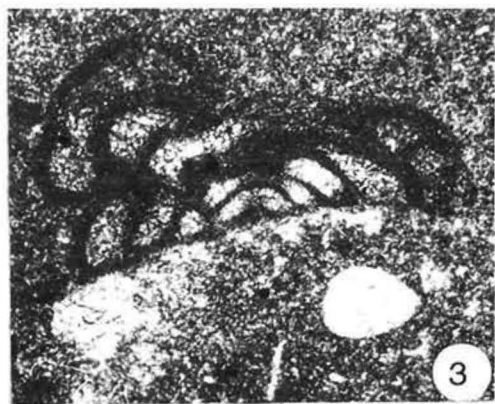
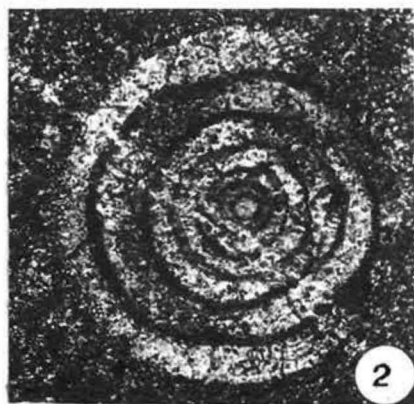
Leo KRYSTYN
Institut für Paläontologie
Geozentrum der Universität Wien
Althanstraße 14, A-1090 Wien, Österreich

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.





Exkursion B2

**Oligozäne und miozäne Becken- und Gezeitensedimente
in der Molassezone Oberösterreichs**

Exkursionsführer SEDIMENT'96
11. Sedimentologentreffen, Wien, 1996

Hans Georg KRENMAYR & Reinhard ROETZEL
mit Beiträgen von
Peter PERVESLER, Christian RUPP, Ortwin SCHULTZ,
Fritz F.STEININGER, Franz STOJASPAL und Irene ZORN

43 S., 17 Abb.

Wien, Mai 1996

Programmübersicht

Sonntag, 12. Mai. 1996: Anreise

**Abendessen und Nächtigung im Gasthof Schillerhof
Gmundnerstraße 66, A-4840 Vöcklabruck, Tel. 07672/72 6 35**

Montag, 13. Mai 1996

- Stop 1: Timelkam: Vöcklaschichten**
- Stop 2: Puchkirchen-Berg: Submarine Sandwellenfazies Atzbacher Sande**
- Stop 3: Haslau: Hochenergiefazies der Atzbacher Sande**
- Stop 4: Aussichtswarte Rothauptberg: Ausblick Molassezone**
- Stop 5: Ottnang-Fischer: Sandwellenfazies der Atzbacher Sande, Bündelstrukturen**
- Stop 6: Ottnang-Schanze: Holostratotypus des Ottnangium im Ottnanger Schlier**
- Stop 7: Oberepfenhofen: Hochenergiefazies der Atzbacher Sande, Slumping-Masse.**
- Stop 8: Attnang: Hochbioturbate pelitische Fazies der Vöcklaschichten**

**Abendessen und Nächtigung im Gasthof Schillerhof
Gmundnerstraße 66, A-4840 Vöcklabruck, Tel. 07672/72 6 35**

Dienstag, 14. Mai 1996

- Stop 9: Strass-Eberschwang: Rieder Schichten, Diskordanz zu Süßwasserschichten**
- Stop 10: Seifriedsedt: Flachmarine Fazies der Enzenkirchener Sande**
- Stop 11: Raab: Rinnensande und Pelitklastenbrekzien der Enzenkirchener Sande**
- Stop 12: Weinzierlbruck, Sandgrube Hellmayr: Linzer Sande, Phosphoritsande**
- Stop 13: Hundswies, Sandgrube Schätz: Linzer Sande und Älterer Schlier**

**Abendessen und Nächtigung im Gasthof Kreuzmayr
Schmiedstraße 29, A-4070 Eferding, Tel. 07272/4247**

Mittwoch, 15. Mai 1996

- Stop 14: Ziegelgrube Graben, bei Finklham: Älterer Schlier, Robulusschlier**
- Stop 15: Ziegelgrube Hartberg, bei Buchkirchen: Beckenfazies des Robulusschlier**
- Stop 16: Humplberg: Atzbacher Sande**

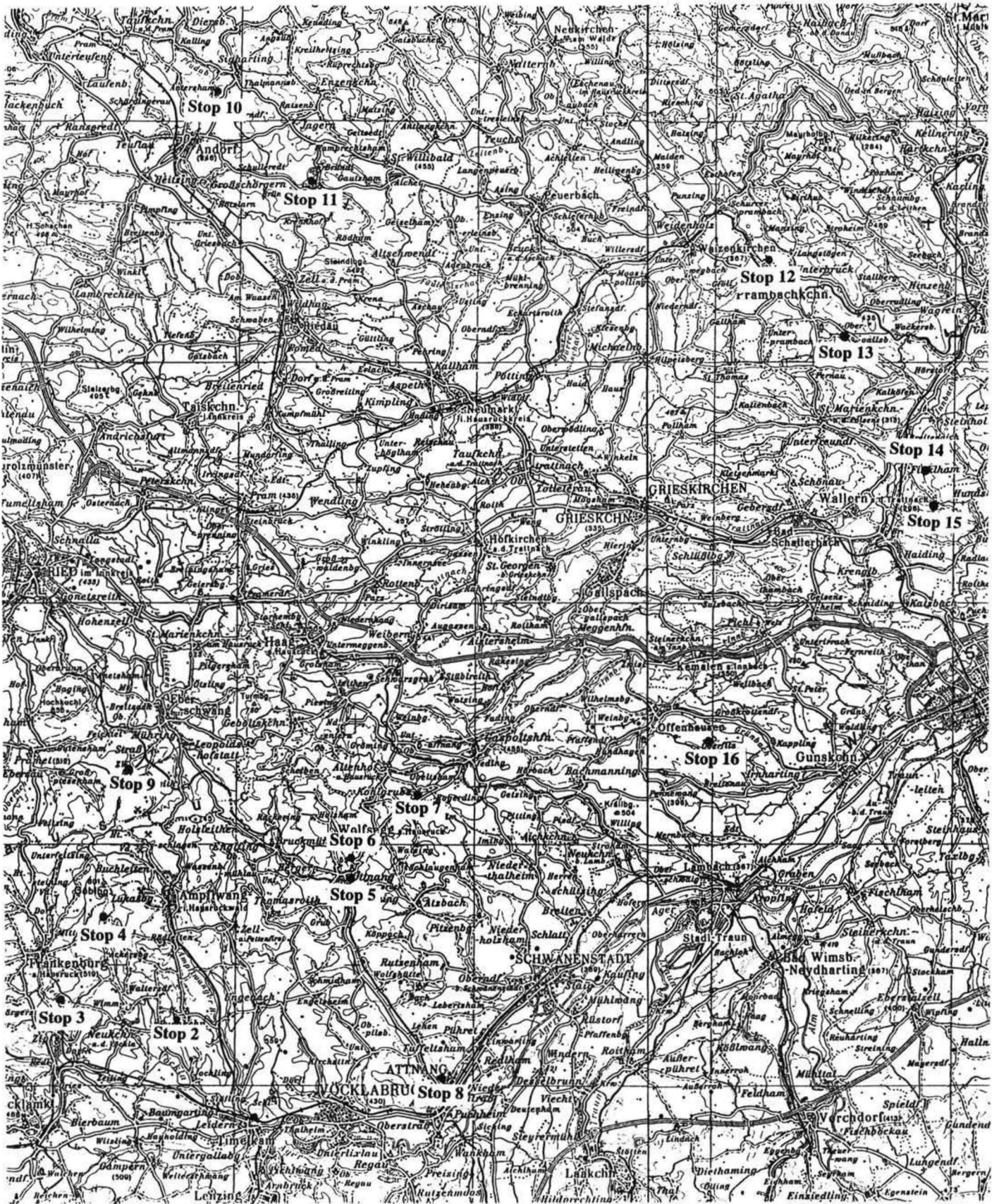


Abb. 1: Die Exkursionspunkte in der Molasse von Oberösterreich. Maßstab 1: 100.000.

DIE MOLASSEZONE IN OBERÖSTERREICH UND SALZBURG

(R.ROETZEL und H.G. KRENMAYR)

In Oberösterreich und Salzburg erstreckt sich die Molassezone zwischen dem Kristallin der Böhmisches Masse im Norden und der Überschiebungslinie von Helvetikum und Flysch im Süden als ein gegen Westen stetig breiter werdender, weitgehend aus klastischen Sedimenten aufgebauter Bereich.

Dieses asymmetrisch gebaute, gegen Süden rasch tiefer werdende orogene **Vorlandbecken** besteht über der kristallinen Basis und autochthonen paläozoischen bis mesozoischen Sedimentresten aus einer bis über 3500 m mächtigen tertiären Sedimentfolge des **Obereozän bis Pliozän** (vgl. Abb. 3, 4 und 5; FUCHS, 1980; KOLLMANN, 1977; MALZER, 1981; MALZER, et al., 1993; POLESNY, 1983; STEININGER, 1991; STEININGER et al., 1986; TOLLMANN, 1985; WAGNER, 1980). Die Molassezone in Oberösterreich und Salzburg umfaßt großteils die **autochthone Molasse**, die sich im Süden, unter den alpinen Decken der Flyschzone und des Helvetikum und unter der **allochthonen Molasse** fortsetzt (vgl. STEININGER et al., 1986; Abb. 5).

Die tektonische Entwicklung dieses Teiles der Molassezone ist neben syndimentärer Bruchtektonik vorwiegend von intensiver, mehrphasiger Überschiebung und Verschuppung entlang der, bis zum Untermiozän (Eggenburgium-Ottnangium) vorrückenden, alpinen Deckenfront geprägt (vgl. STEININGER et al., 1986; WAGNER et al., 1986).

Die Sedimentationsgeschichte der Molassezone beginnt im **Obereozän** mit der Transgression des Meeres aus dem helvetischen Trog nach Norden in das sich absenkende Molassebecken. Beeinflußt von einer Zentralen Schwellenzone und rascherem Absinken im Südwesten erfolgt schon sehr früh eine Faziesdifferenzierung. So stehen transgressive Sedimente der Linnischen Serie und der seichtmarinen Sandsteinstufe im Norden einer Lithothamnienkalkserie im Bereich der Schwellenzone gegenüber (WAGNER, 1980). Südlich dieser Hochzone leitet eine neritische Fazies von Discocyclusmergel und Globigerinenkalken zur Tiefwasserfazies des Helvetikum über.

Mit dem Beginn des **Oligozän** setzt eine **eigenständige Beckenentwicklung** der Molassezone ein. Über der teilweise anoxischen Fischechiefer-Fazies des unteren Oligozän werden in der Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs im mittleren Oligozän Heller Mergelkalk und Bändermergel in marin-pelagischer Fazies abgelagert. Die darüber folgende Tonmergelstufe des oberen Kiscellium leitet im Beckeninneren die bis ins Ottnangium andauernde Schliersedimentation ein. Gleichzeitig setzt die Anlieferung des Sedimentmaterials aus dem alpinen Raum im Süden ein, während bisher vorwiegend vom Kristallin der Böhmisches Masse aus dem Norden geschüttet wurde (KURZWEIL, 1973).

In Folge der Heraushebung der Alpen wird im **oberen Oligozän** in der Westlichen Paratethys die marine Sedimentation mit der Unteren Süßwassermolasse unterbrochen. In Ostbayern und Österreich setzt sich die marine Fazies im Oberoligozän fort, ist jedoch faziell stark differenziert. Am nördlichen Molasserand entwickelt sich über den limnisch-brackischen Pielacher Tegeln die klastische Litoralfazies der Linzer Sande, in die fluviatile Schüttungen aus der Böhmisches Masse, wie die des Käfermarkter und Freistädter Tertiärs, eingreifen. Gegen Süden verzahnen die Linzer Sande mit der pelitischen Beckenfazies des Ältern Schlier. Am Südrand gelangen aus den Alpen grobklastische, submarine Schuttfächer der Unteren und Oberen Puchkirchener Serie in das Becken

(MALZER, 1981; MALZER et al. 1993). Die Konglomerate, die mit turbiditischen Sanden und Tonen wechsellagern, ver-zahnen ebenfalls gegen Norden mit der pelitischen Beckenfazies.

M. A.	EPOCH	AGE	CENTRAL PARATETHYS STAGES	EASTERN PARATETHYS STAGES	BIOZONES Berggren & al. 1995	
					Planktonic Foraminifera	Calcareous Nannoplankton
5	PLIO-CENE 5.3	ZANCLEAN	DACIAN	KIMMERIAN	PL1	NN13
		MESSINIAN	PONTIAN	PONTIAN	M14	NN12
10	Late MIOCENE 11.6	TORTONIAN	PANNONIAN	MAEOTIAN	M13	b NN11
		SERRAVALLIAN	SARMATIAN	SAR-MATIAN Khersonian Bess-arabian Volhynian		a NN10
					M12	NN9a/8
		M11-M8	NN7			
15	Middle MIOCENE 16.4	LANGHIAN	BADENIAN	Konkian Karaganian Tshokrakian	M7	NN9b
		BURDIGALIAN	KARPATIAN	TARKHANIAN	M6	NN5
			OTTNANGIAN	KOTSAKHURIAN	M5	M4
20	Early MIOCENE 23.8	EGGENBURGIAN	SAKARAULIAN		M3	NN3
		AQUITANIAN	EGERIAN	CAUCASIAN	M2	NN2
					M1	b NN1
25	OLIGOCENE	CHATTIAN			P22	NP25
		RUPELIAN	KISCELLIAN	SOLENOVIAN	P21	b NP24
						a
					P20	NP23
P19	NP22					
30	Late EOCENE	PRIABONIAN	PRIABONIAN	BELOGLINIAN	P18	NP21
					P17	NP19-20
					P16	NP18
35					P15	

Abb. 2: Stratigraphische Tabelle des Obereozän bis Pliozän mit der Standard-Stufengliederung und den Stufen für die Zentrale und Östliche Paratethys. Nach F. RÖGL, in Vorbereitung.

Zu Beginn des **Miozän** setzt von Osten her die **Transgression des Eggenburgium** ein. Ablagerungen dieser Zeitstufe in der oberösterreichischen Molassezone sind vor allem die Sedimente der **Haller Serie**, die mit einer grobklastischen Basis über der **Puchkirchener Serie** folgen. Bei der **Haller Serie** handelt es sich vorwiegend um eine pelitische Beckenfazies mit turbiditartigen, sandigen Einschaltungen, die jedoch in etwas seichterer, mariner Fazies abgelagert wurden als die der **Puchkirchener Serie** (POLESNY, 1983). Die **Haller Serie** greift nach Norden weit über den kristallinen Untergrund aus, wobei es auch zu submariner Erosion der älteren Molassesedimente des **Egerium** kommt. Diese Sedimente werden im **Ottnangium** allerdings selbst wieder erodiert (MALZER et al., 1993).

Im oberen **Eggenburgium** wird schließlich die seit dem **Oberoligozän** unterbrochene Meeres-Verbindung zur Rhonesenke und zum Westmediterrän wiederhergestellt (RÖGL & STEININGER, 1983).

Ablagerungen dieser untermiozänen Meerestransgression, die sich im **Ottnangium** weiter fortsetzt, bilden die, in der oberösterreichischen Molassezone weit verbreiteten, marinen Sedimente der **Innviertler Gruppe** des unteren **Ottnangium**, die dem mittleren Teil der Oberen Meeresmolasse in Bayern und der Schweiz entsprechen und im Beckeninneren konkordant über der **Haller Serie** folgen.

Es sind dies Ablagerungen eines sandreichen, subtidalen Flachmeerbereiches mit starker Gezeitenaktivität, die mit dem Zyklus 3. Ordnung Tejas B 2.1 der eustatischen Meeresspiegelkurve (nach HAQ, 1987) korreliert werden können (FAUPL & ROETZEL, 1987, 1990; SZTANO, 1994).

Während im östlichen Teil der oberösterreichischen Molassezone relativ einheitliche pelitische Sedimente des unteren **Ottnangium** vorherrschen, treten im gleichen Zeitabschnitt im Westen und am nördlichen Massivrand vielfältig faziell und stratigraphisch gegliederte Pelite, Sande und Schotter mit starker vertikaler und lateraler Verzahnung auf (ABERER, 1958, 1960, 1962; ABERER & BRAUMÜLLER, 1949; BRAUMÜLLER, 1959, 1961; FUCHS, 1968).

Dem unteren **Ottnangium** gehört der vorwiegend im Osten aufgeschlossene **Robulusschlier s.str.** an, der gegen Westen im Bereich von **Lambach** in die **Vöcklaschichten** übergeht. Beide Schichtglieder sind an der Oberfläche nur in ihren hangenden Anteilen erschlossen.

Darüber folgen die aus den **Vöcklaschichten** durch einen stetigen Übergang hervorgehenden **Atzbacher Sande**, die aber in ihrem östlichen Verbreitungsgebiet auch den **Robulus Schlier s.str.** überlagern, zu dem möglicherweise ein erosiver Kontakt besteht.

Die **Vöcklaschichten** werden mit den darüber folgenden, etwa 60-80 m mächtigen **Atzbacher Sanden** und dem **Ottnanger Schlier** (80-100 m mächtig) zum **Robulusschlier s.l.** zusammengefaßt (der Begriff "Schlier", eigentlich eine Bezeichnung für sandig-mergelige Silte, ist dabei nur z.T. gerechtfertigt). Innerhalb dieser Schichtglieder des unteren **Ottnangium** bestehen auch laterale Verzahnungen.

Auch die am Nordrand der Molassezone aufgeschlossenen **Phosphoritsande** und **Fossilreichen Grobsande** sind Ablagerungen des unteren **Ottnangium**. Der breite, lithologisch gut charakterisierbare Übergangsbereich dieser Sande in die südliche Beckenfazies des **Robulusschliers s. str.** (im Westen auch in den **Robulusschlier s.l.**) wurde kürzlich mit dem Namen "**Kletzenmarkt Glaukonitsand Formation**" belegt (KRENMAYR, 1994). Außerdem tritt im Bereich des Massivrandes, innerhalb der **Schlierfazies**, mit den **Enzenkirchener Sanden** noch eine den **Atzbacher Sanden** äquivalente Sandeinschaltung auf.

Über dem **Robulusschlier s.l.** folgen die **Rieder Schichten** (**Rotalienschiefer**) und die **Glaukonitische Serie** mit **Mehrnbacher Sanden**, **Braunauer Schlier** und **Traubacher Sanden** des mittleren **Ottnangium**. Auch in den **Mehrnbacher Sanden** ist noch der Einfluß von Gezeitenaktivität nachweisbar.

Im Raum nördlich Salzburg treten in den Fan-Delta-Sedimenten der Sand-Schottergruppe vom oberen Eggenburgium bis zum mittleren Ottnangium mächtige, grobklastische Einschaltungen in feinkörnigen Sanden auf. Diese Ablagerungen verzahnen gegen Norden und Osten mit dem Robulusschlier s.l., dem Rotalienschlier und der Glaukonitischen Serie.

Während des oberen Ottnangium wird die Westverbindung der Paratethys zum Mediterran wieder unterbrochen. Diese regressive Phase ist durch die brackischen Oncophora-Schichten des oberen Ottnangium gekennzeichnet. Die limnisch-fluviatilen Rittsteiger Schichten am Südrand der Böhmisches Masse sind vermutlich ebenfalls in das oberste Ottnangium (? bis Karpatium) einzustufen.

Nach der Verlandung des Molassemeeres folgt im **Karpatium** eine Erosionsphase und Bildung eines Oberflächenreliefs.

Im unteren **Badenium**, vielleicht auch schon im oberen Karpatium, setzt in der oberösterreichischen Molassezone mit den klastischen Ablagerungen der limnisch-fluvioterrestrischen Serie Kohleführender Süßwasserschichten, in Zusammenhang mit einer kontinuierlichen Absenkung gegen Osten, die Obere Süßwassermolasse ein.

Die ältesten Sedimente dieser bunten Folge von Tonen und Sanden mit Kohleflözen sowie Schottern finden sich im Trimmelkammer Kohlerevier aus dem oberen Karpatium(?), Badenium und Sarmatium (CZURDA, 1978). Ebenfalls in den Zeitabschnitt **Badenium-Sarmatium** wurden bislang die am Südrand der Böhmisches Masse auftretenden Pitzenbergschotter gestellt, wobei sie mit den Quarzrestschottern bzw. Nördlichen Vollschottern in Bayern in Beziehung gebracht wurden. Gleiches gilt für die Steinbergschotter (FUCHS, 1980). Zur Zeit wird aber auch eine Korrelation der Pitzenbergschotter und der Steinbergschotter mit den bayerischen Ortenburger Schottern des oberen Ottnangiums bis Karpatiums diskutiert (mündl. Mitt. H. UNGER, 1996).

Im südlichen Molassebereich sind die Schotter, Kohletone und Kohlen von Radegund-Höring-Munderfing Ablagerungen des oberen Sarmatium.

Im **Pannonium** verlagert sich der Ablagerungsraum des aus den Alpen angelieferten Sedimentmaterials noch weiter gegen Osten, in das Gebiet des heutigen Hausruck und Kobernaußer Waldes. In dieser Zeit ist deutlich eine Rinnenfazies mit den Schottern des Kobernaußer Waldes und eine damit gegen Osten verzahnende Stillwasserfazies mit Kohletonen und Kohlen des Hausruck zu unterscheiden. Mit der Sedimentation der Schotter des Kobernaußer Waldes zeichnet sich erstmals eine Schüttung gegen Nord bis Nordnordost ab (MACKENBACH, 1984).

Schließlich werden im oberen Pannonium, wahrscheinlich in Zusammenhang mit starken Hebungen im Westen, die Hausruckschotter erstmals nach Nordosten geschüttet und leiten damit zur Entwässerungsrichtung einer Paläo-Donau über.

Ab dem **Pliozän** beginnt die Abtragung der Molassesedimente und die Gestaltung der heutigen Oberflächenmorphologie.



Abb. 5: Geologischer Nord-Süd-Schnitt durch das oberösterreichische Molassebecken (WAGNER et al., 1986).

		AUTOCHTHONE MOLASSE		ALLOCHTHONE MOLASSE	
		NORD	SÜD		
PLIOZ. PLEIS.	HOLOZÄN - - O. PLIOZÄN	Schotter	Moränen - Terrassenschotter Schotter		
	M I O Z Ä N	PANNONIUM		Hausruckschotter Kobernauber Wald - Schotter & Hausruck - Kohletonserie	
SARMATIUM		Steinbergschotter ?	Schichten von Radegund - Höring - Munderfing		
BADENIUM		Pitzenbergschotter ?	Schichten von Trimmelkam		
KARPATIUM			Rittsteiger Schichten		
OTTNANGIUM			Oncaphora -Schichten		
			Enzenkirch.Sande Phosphoritsande Fossilr.Grobsande	Traubacher Sande Braunauer Schlier Mehrbacher Sande Rieder Schichten (Rotalienschlier) Ottnanger Schlier Atzbacher Sande	Sand - Schottergruppe Robulusschlier s. l.
			Kletzen- markt Glaukonit- sand Fm.		
				Osten: Robulus- schlier s.str.	
EGGENBURG.			Haller Serie Grobklastische Haller Basissschichten		
OLIGOZÄN	EGERIUM	Älterer Schlier Linzer Sande		Obere Puchkirchener Serie Untere	
	KISCELLIUM	Pielacher Tegel		Tonmergelstufe Bändermergel Heller Mergelkalk Fischschiefer	
EOZÄN	O. EOZÄN	Sandsteinstufe Limnische Serie	Lithothamnienkalk - Serie	Discocyclusmergel Globigerinenkalk	

Abb. 3: Die Schichtfolge der autochthonen und allochthonen Molasse in Oberösterreich und Salzburg (nach ROETZEL & RUPP, 1991, mit Ergänzungen).

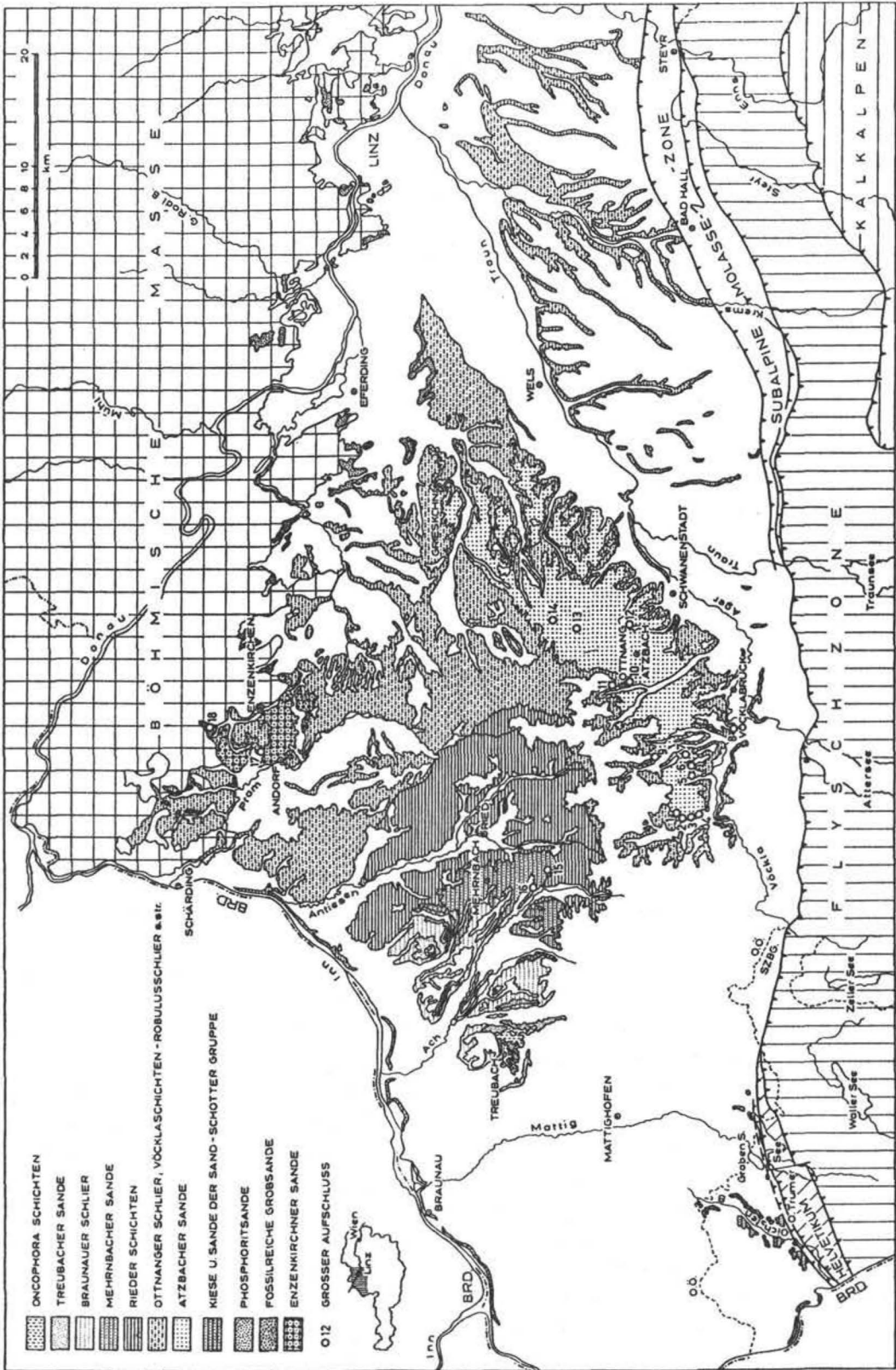


Abb. 4: Geologische Übersichtskarte der westlichen Molassezone Österreichs mit besonderer Berücksichtigung der Ablagerungen des Otnangiums, zusammengestellt nach geologischen Karten von F. ABERER & E. BRAUMÜLLER (1949), J. SCHADLER (1952, 1964) und unveröffentlichten geologischen Karten von E. BRAUMÜLLER und W. FUCHS. Aus FAUPL & ROETZEL, 1987.

EXKURSIONSPUNKTE

Sonntag 12. Mai:

15.00: Abfahrt vom Universitätszentrum Althanstraße,
ca. 3 Stunden Fahrt über die Westautobahn nach Vöcklabruck,
Abendessen und Nächtigung im Gasthof Schillerhof
Gmundnerstraße 66, A-4840 Vöcklabruck
Tel. 07672/72 6 35

Montag 13. Mai:

Stop Nr. 1: Timelkam

(H.G.KRENMAYR, R. ROETZEL, Ch. RUPP)

Thema: Sedimentologie und Spurenfossilien der flachmarinen, gezeitenbeeinflussten Vöcklaschichten. (Oder: "Reichte das Wasser bis zu den Knien oder bis weit über den Kopf?").

Lithostratigraphische Einheit: Vöcklaschichten, hangender Abschnitt.

Alter: Untermiozän, tieferes Otnangium (mittleres Burdigal).

Ortsangabe: ÖK 50/ Blatt 48 Vöcklabruck, natürlicher Aufschluß in ehemaliger Prallhangsituation des Vöckla-Flusses, ca. 200 m ENE' vom Bahnübergang der Straße Richtung Ungenach - Zell am Pettenfirst über die Westbahn.

Beschreibung:

Der Aufschluß erschließt im liegenden Teil (etwa 14 m) eine lebhafte Abfolge von im Zentimeter- bis Dezimeterbereich wechsellagernden Fein- bis Mittelsandpaketen und feinsandig-siltigen Mergeln (Abb. 6). Die Schichtungstypen umfassen Linsenschichtung, wellige Wechschichtung und Flaserschichtung, laminierte Pelite, Schrägschichtungskörper, z.T. mit Pelitklasten und mud drapes sowie intensiv bioturbate Sandpakete. Die Sandkörper zeigen häufig kräftig erosive Lateral- und Liegendgrenzen und bilden zum Teil die Füllung flacher (bis 1,5m) Rinnenstrukturen.

Die Messung der Orientierung von foresets in diesem Aufschluß ergibt eine stark streuende, aber unimodale Verteilung, mit einem Mittelwert in NE' Richtung.

Die Ichnofauna umfaßt *Planolithes ?beveryensis* BILLINGS 1862, *Rosselia socialis* DAHMER 1937, *Skolithos* isp., *Ophiomorpha annulata* KSIASKIEWICZ 1977, wahrscheinlich auch *Cylindrichnus concentricus* TOOTS in HOWARD 1966. Vor allem in pelitischen Partien treten außerdem zahlreiche unspezifische, sandgefüllte Grabgänge ohne Wandstruktur und mit unterschiedlichen Querschnittsgrößen auf. Es gibt, z.T. in Nestern angereicherte Molluskenreste.

Der hangende, etwa 7 m mächtige Abschnitt zeigt eine einheitlich pelitreiche, intensiv bioturbate Fazies in der feine Sandlinsen und Laminae zum Teil noch reliktsch zu erkennen sind. Das Sediment ist in 5-30 cm dicke Bänke gegliedert. Spezifische Ichnotaxa sind aufgrund der starken Durchwühlung kaum zu bestimmen. Dünnschalige Bivalven, z.T. doppelklappig und in Lebensstellung, sind häufig.

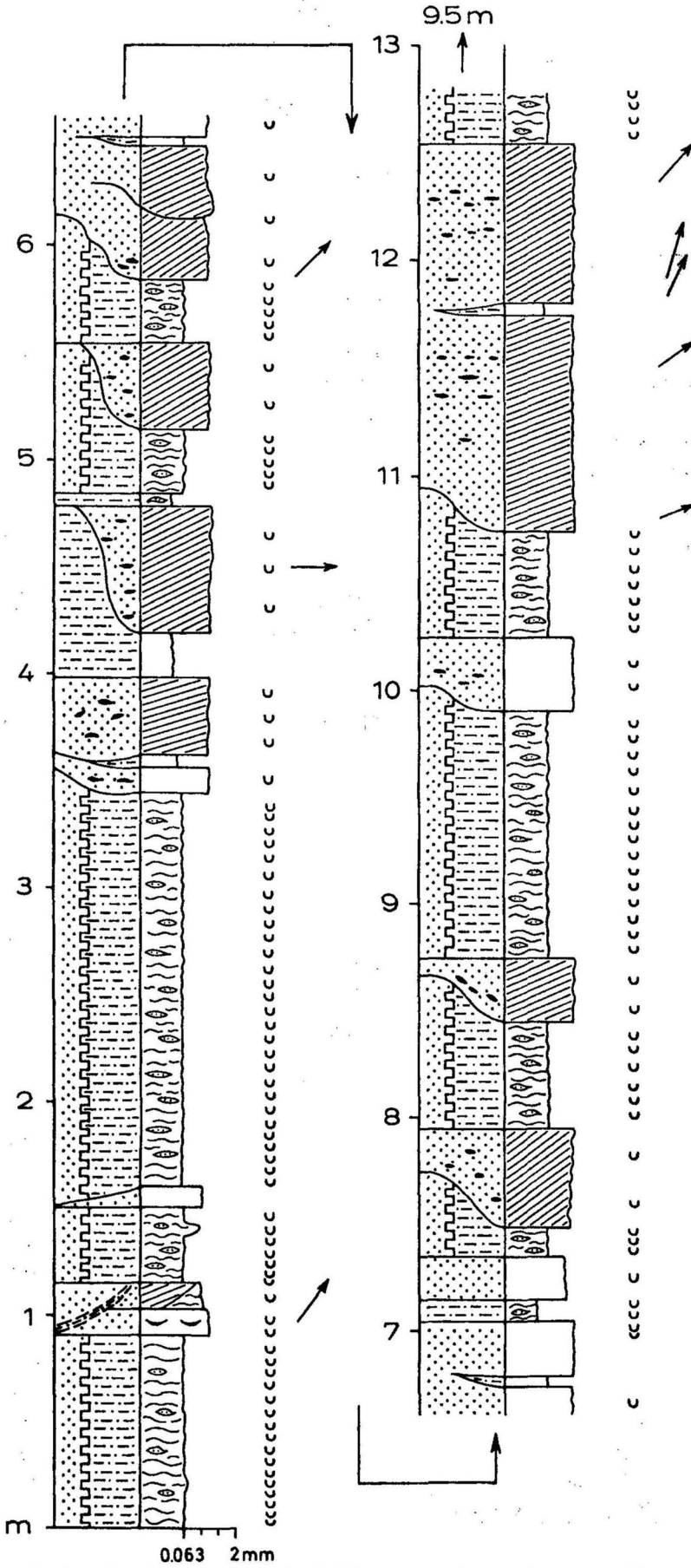


Abb. 6: Schematisches Profil vom Aufschluß Timelkam. Legende siehe Abb. 7. Aus FAUPL & ROETZEL (1987).

Es existiert keine moderne Bearbeitung der Makrofauna. ABERER (1958) erwähnt folgende Formen: Scaphopoda: *Dentalium bouei intermedium* HOERN., *Dentalina tetragona karreri* HOERN.; Bivalvia: *Nucula nuculeus* LIN., *Leda (Ledina) subfragilis* HOERN., *Spisula triangula* (REN.), *Macoma elliptica ottnangensis* (HOERN.), *Laternula fuchsi* (HOERN.), *Corbula carinata* DESH.; Gastropoda: *Calliostoma ottnangensis* (HOERN.), *Polynices catena helicina* (BROCC.), *Nassa subquadrangularis* (MITCH.), *Pleurotoma* sp.; Cephalopoda : *Aturia aturi* BAST.; Sonstige: *Discotrochus ottnangensis* PROCH. (Anthozoa), *Scapellum pfeifferi* WEITH. (Cirripedia). BÜRGL (1946) erwähnt folgende Bivlaven: *Lucina dujardini* DESH., *Lucina wolffi* HOERN., *Solenomya* sp.

Mikrofaunen (>125µ, det. Ch. RUPP) aus den pelitischen Partien des Aufschlusses sind durchwegs sehr reich an planktonischen Foraminiferen (53% bis über 70% der Gesamtf fauna), vertreten durch *Globigerina praebulloides* BLOW, *G. ottnangiensis* RÖGL, *Tenuitellinata angustiumbilicata* (BOLLI), *Paragloborotalia ? acrostoma* (WEZEL), *Globoquadrina langhiana* CITA & GELATI, *Globigerinoides trilobus* (REUSS) und *Cassigerinella* div. sp. Die benthonischen Foraminiferenfaunen werden stark von der Arten-gruppe *Cibicidoides-Lobatula* (*Cibicidoides pseudoungerianus* CUSHMAN, *Lobatula lobatula* (WALKER & JAKOB)) dominiert (um die 40%), häufig bis gängig sind weiters die Gattungen *Ammonia* (*A. parkinsonia* (d'ORB.)), *A. tepida* (CUSHMAN)), *Elphidium* (*E. crispum* (L.), *E. macellum* (F.&M.), *Bolivina* (*B. concinna* (KNIPSCHEER & MARTIN)). Elemente wie *Melonis pompilioides* (F.&M.) und *Charltonina tangentialis* (CLODIUS) dagegen sind selten, aber beständig vertreten. Ostracoden kommen sehr selten vor.

Interpretation:

Hinweise zur regionale Stellung der Vöcklaschichten innerhalb der Innviertler Gruppe sind dem einleitenden Kapitel zu entnehmen. Lithologisch vermittelt dieses Schichtglied (im Rang einer Formation entsprechend, aber noch nicht formal als solche definiert) zwischen der pelitreichen Beckenfazies des Robulusschliers s.str. und den noch sandreicheren Atzbacher Sanden. Die Vöcklaschichten sind durch einen raschen vertikalen und lateralen Wechsel von verschiedenen pelit- bzw. sandreichen Subfaziestypen charakterisiert, wobei zahlreiche, erosiv begrenzte kleine Rinnenstrukturen besonders auffallen. Daraus läßt sich auf einen kleinräumig strukturierten Sedimentationsraum in einem vermutlich recht seichten Flach-meerbereich schließen.

Die überaus wechselhafte, von zahlreichen erosiven Flächen geprägte Fazies im liegenden Abschnitt des Aufschlusses dokumentiert ein sehr dynamisches Sedimentationsgeschehen. Unterschiedliche Energieniveaus existierten in kleinräumiger Verteilung in unmittelbarer zeitlicher und räumlicher Nachbarschaft. Pelitbeläge auf den Leeblättern und die vor allem im Bereich der tosets angehäuften Pelitklasten sind Belege für den Einfluß von Gezeiten-strömungen. Die regionale Bearbeitung von Aufschlüssen in den Vöcklaschichten und Atzbacher Sanden ergibt hinsichtlich der Schrägschichtungsmessungen eine stark streuende, stark asymmetrisch-bipolare Verteilung, die als Ausdruck von Flut- und Ebbstrom gedeutet werden kann. Im Aufschluß Timelkam bildet sich der dominante, NE-gerichtete Flutstrom ab. Bei den mit schräggeschichteten Sandkörpern verfüllten, und vergleichsweise kleinen (wenige Meter bis max. 12m breit) Rinnenstrukturen handelt es sich möglicherweise um Prielsysteme. Sedimentologische Hinweise auf das Intertidal fehlen.

Die Spurenfossilassoziatio n umfaßt sedimentfressende und filtrierende Organismen, und ist insgesamt der Cruziana Ichnofazies zuzuordnen (UCHMAN & KRENMAYR, 1995). Diese Ichnofazies kann vom Intertidal bis in den Bereich der Sturmwellenbasis auftreten. Die im Hangenden aufgeschlossene, pelitreiche Fazies zeigt die Platznahme einer räumlich und zeitlich vergleichsweise stabilen Fazies mit niedrigem Energieniveau an.

Die dichte Verwühlung ist vermutlich eher auf die hohe Aktivität der spurenerzeugenden Organismen als auf eine niedrige Sedimentationsrate zurückzuführen.

Eine schwerwiegende Problematik in der Beurteilung der bathymetrischen Verhältnisse ergibt sich aus der Analyse der Mikrofauna. Zwar sprechen die häufigen Gattungen *Lobatula*, *Ammonia* und *Elphidium* für einen flachen Ablagerungsraum, deren Erhaltung ist jedoch in einem hohen Prozentsatz mäßig bis schlecht. Besonders auffällig ist dieser Umstand im Vergleich mit den eher gut erhaltenen planktonischen Foraminiferen, welche in erstaunlich hohen Prozentsätzen vorliegen und durch juvenile und adulte Gehäuse (bis 0,35mm Durchmesser) vertreten sind, also nicht einer Frachtsonderung unworfen wurden. Diese hohen Planktonanteile, die gute Erhaltung des zum Teil großwüchsigen Planktons sowie dessen hohe Diversität (s. o.) sind nicht vereinbar mit einem intertidalen oder flachst subtidalen Ablagerungsbereich. Das gilt auch für das konstante Auftreten von *Melonis* und *Charltonina*. Der häufig schlechtere Erhaltungszustand der Flachwasserarten von *Lobatula*, *Ammonia* und *Elphidium* wiederum deutet auf Umlagerung hin. Aus mikropaläontologischer Sicht erscheint eine Ablagerung dieser Sedimente zumindest in einem tiefen Schelfbereich als wahrscheinlich.

Literatur: FAUPL & ROETZEL (1987), KRENMAYR (1991), UCHMAN & KRENMAYR (1995), KRENMAYR & UCHMAN (1996).

Stop 2: Puchkirchen-Berg

(H.G.KRENMAYR, R. ROETZEL, Ch. RUPP)

Thema: Submarine Sandwellenfazies und Spurenfossilien der gezeitenbeeinflussten Atzbacher Sande. (Oder: Seeigel mögen sandwaves!).

Lithostratigraphische Einheit: Atzbacher Sande, liegender Abschnitt des westlichen Verbreitungsgebietes.

Alter: Untermiozän, tieferes Ottnangium (mittleres Burdigal).

Ortsangabe: ÖK 50/ Blatt 47 Ried, aufgelassene Sandgrube, ca. 700m WSW' der Kirche von Puchkirchen, am Karrenweg S' der Ortschaft Berg.






Beschreibung:








Die Sandgrube zeigt eine einheitliche, stark von Fein- Mittelsanden dominierte Fazies (Abb.7), bestehend aus 5-30 cm dicken, meist keilförmigen, manchmal trogförmigen Schräg-schichtungssets, die häufig von Zentimeter- bis Dezimeter-mächtigen, laminierten und rippel-geschichteten Pelitintervallen begrenzt sind. Mud drapes und Pelitklasten auf den Leeblättern sind häufig. Es treten Entwässerungsstrukturen auf. Die Sandpakete zeigen z.T. einen komplizierten Internaufbau mit Reaktivationsflächen und Pelitfasern. Die Messung der Schrägschichtungsblätter ergibt, analog zum Aufschluß Timelkam, einen breit streuenden Mittelwert gegen NE, und eine stark untergeordnete, gegenläufige Richtung nach SSW.



An Spurenfossilien sind vor allem Echinidenspuren (Abb. 8), nämlich *Scolicia* isp. und *Bichordites monastiriensis* PLAZIAT & MAHMOUDI 1988 in lokal hoher Dichte vertreten, weiters gibt es *Rosselia socialis* DAHMER 1937, selten auch *Planolithes* isp. und *Ophiomorpha* isp.

Die Mikrofauna (>125µ) der pelitischen Intervalle (det. Chr. RUPP) ist durch einen hohen Planktonanteil (37% bis 44%) gekennzeichnet, das Benthos wird stark von der Gruppe

Cibicoides-Lobatula (siehe Stop 1) dominiert, häufig bis gängig sind die *Ammonia parkinsonia-tepida* Gruppe, die *Elphidium crispum-macellum* Gruppe, *Elphidium subtypicum* PAPP, *Nonion commune* (d'ORB.), *Hanzawaia boueana* (d'ORB.) und *Bulimina elongata* d'ORB. Seltener, aber beständige Elemente sind *Lenticulina inornata* (d'ORB.), *Charltonina tangentialis* (CLODIUS) und *Melonis*.

- Legende:
-  Sand, überw. glaukonitisch
 -  siltige Mergel
 -  Mergel
 -  Wechsellagerung Sand /silt.Mergel
 -  Pelitklasten

 -  Schrägschichtung
 -  wellige Schichtung
 -  Linsenschichtung
 -  Flaserschichtung
 -  Strömungsrippeln
 -  Wellenrippeln
 -  Convolute Schichtung

 -  Bioturbation
 -  Paläoströmungswert

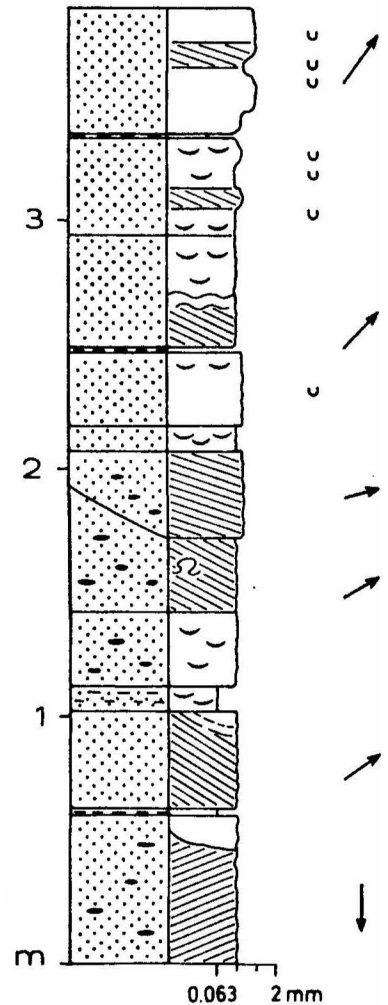


Abb. 7: Schematisches Profil vom Aufschluß Puchkirchen-Berg. Aus FAUPL & ROETZEL (1987).

Interpretation:

Die Atzbacher Sande sind Ablagerungen eines sandreichen, subtidalen, stark gezeitenbeeinflussten Flachmeerbereiches (FAUPL & ROETZEL, 1987). Innerhalb der Atzbacher Sande ist, zumindest in ihrem westlichen Verbreitungsgebiet, eine Unterscheidung von drei, sich lateral verzahnenden Lithofaziesgruppen möglich.

Die erste, hochenergetische Faziesgruppe, die den hangenden Abschnitt der Atzbacher Sande einnimmt, wird als subtidale Rinnenfazies mit (?) longitudinalen Sandbänken und dazwischen auftretenden subtidalen Sandwellenfeldern sowie pelitreichen Flächen interpretiert.

Die zweite Lithofaziesgruppe, mit niedrigerem Energieniveau, die den liegenden Abschnitt der Atzbacher Sande repräsentiert, scheint überwiegend von kleineren, subtidalen Sandwellen und Rippelfeldern aufgebaut zu sein, während die dritte Gruppe im unmittelbaren

Übergangsbereich zu den liegenden Vöcklaschichten, Hinweise auf ein seichtes subtidales Milieu zeigt.

Dieses Gesamtprofil der Atzbacher Sande läßt sich als transgressive Serie interpretieren, die von der tiefneritischen Schlammfazies des Ottnanger Schliers (siehe Stop 5) überlagert wird.

Bezügliche des Schwermineralspektrums der Atzbacher Sande siehe Stop 6.

Der vorliegende Aufschluß gehört zur zweiten Faziesgruppe, als deren sedimentäres Environment subtidale Sandflächen angenommen werden, die durch kleine Sandwellen gegliedert sind, zwischen denen sich Rippelfelder ausbreiten. Berechnungen anhand der Korngrößenanalysen und Rippelgeometrie einiger Wellenrippel aus dieser Fazies ergaben ein Stabilitätsfeld von max. 20 m Wassertiefe, bei maximalen Wellenperioden zwischen 4,5 und 5 Sekunden. Im Vergleich zu den anderen Faziestypen der Vöcklaschichten und Atzbacher Sande handelt es sich um ein mittleres Energieniveau. Während hoch-energetischer Ereignisse ist es aber wiederholt zu einer Einebnung und teilweisen Erosion der Sandwellen gekommen, woraus die z.T. geringen Sethöhen resultieren. Mud drapes und Pelitklasten auf den Leeblättern zeigen wiederum den Gezeiteinfluß an. Das seltene Auftreten von Kreuzschichtung weist dabei auf die starke Asymmetrie des Gezeitenregimes hin. Die dominante Richtung gegen NE (regionaler Durchschnitt ENE) wird dabei dem Flutstrom der sich aus der westlichen Paratethys fortpflanzenden Gezeitenwelle zugeschrieben. Der untergeordnete Ebbstrom, hier gegen SSW gerichtet, ist im regionalen Durchschnitt gegen WNW gerichtet.

Die Ichnofauna zeigt eine fleckenhafte Verteilung. *Bichordites* erreicht Häufigkeiten von 50-60 Einzelspuren pro m², *Scolicia* bis zu 10 pro m². Die vermutlich hohe Sedimenttransportrate, verbunden mit der relativ hohen Strömungsenergie erlaubten keine durchgehende Durchwühlung des Sediments. Auch das Auftreten von Entwässerungsstrukturen ist ein Hinweis auf die rasche Sedimentation der Sandkörper.

Die Foraminiferenfauna steht wiederum im Widerspruch zur durch die Sedimentologie ermittelten, geringen Ablagerungstiefe. Das Plankton ist häufig, divers (siehe Stop 1) und zum Teil groß (bis 0,37mm). Das konstante Auftreten der Gattungen *Lenticulina*, *Charltonina* und *Melonis* spricht ebenfalls gegen einen flach subtidalen Ablagerungsbereich.

Literatur: FAUPL & ROETZEL (1987), KRENMAYR (1991), UCHMAN & KRENMAYR (1995), KRENMAYR & UCHMAN (1996).

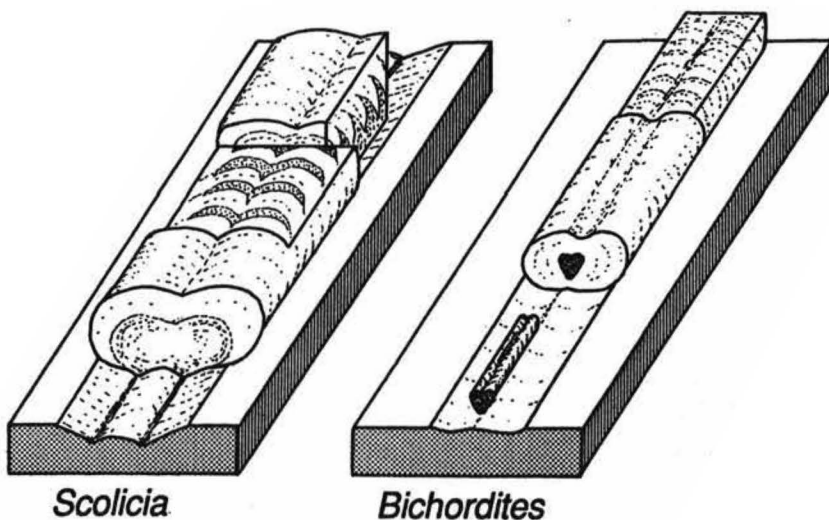


Abb. 8: Modell der Grabspuren von *Scolicia* isp. und *Bichordites monastiriensis* PLAZIAT & MAHMOUDI. Aus UCHMAN & KRENMAYR (1995).

Stop 3: Haslau

(H.G. KRENMAYR, R. ROETZEL)

Thema: Hochenergiefazies der Atzbacher Sande. (Oder: Nicht viel zu sehen und trotzdem interessant!).

Lithostratigraphische Einheit: Atzbacher Sande, hangender Abschnitt.

Alter: Untermiozän, unteres Ottnangium (mittleres Burdigal).

Ortsangabe: ÖK 50/ Blatt 47 Ried, Sandgrube N' Zipf, ca. 500 m W' Haslau.

Beschreibung:

Der Abbau erschließt glimmer- und glaukonitreiche, Fein- Mittelsande, die nur vereinzelt Pelitklasten führen. Das Sediment ist großteils massig, wird aber durch flachwellige, erosive Flächen und ebenflächig laminierte Intervalle, die reiche Pflanzenhäckselbelege zeigen und meist einige Dezimeter Dicke erreichen, gegliedert. Der Südabschnitt der Grube besteht aus ungegliederten massigen Sanden, gegen Norden stellen sich die erwähnten eben laminierten Partien ein.

Vereinzelte Hinweise auf intensive Bioturbation gibt es nur im südlichen Grubenareal.

Interpretation:

Diese Sedimente repräsentieren die höchstenergetische Fazies der Atzbacher Sande, die in ihrem westlichen Verbreitungsgebiet deren hangendsten Anteil aufbaut und über das gesamte Verbreitungsgebiet in Form einer von SW nach NE (also parallel zum dominanten Flutstrom des Gezeitenmeeres) verlaufenden, rund 2 km breiten Zone verfolgbar ist. Diese Zone erfährt gegen NE eine beträchtliche Eintiefung um einige Zehnermeter, wobei sich aufgrund der punktförmigen Aufschlußsituation nicht sicher sagen läßt, ob es sich dabei immer um dasselbe Niveau und einen zusammenhängenden Sedimentationsbereich, zum Beispiel eine breite Rinne, handelt.

Die einzelnen, mehrere Meter mächtigen Sedimentpakete zwischen den erosiven Flächen stellen möglicherweise longitudinale Sandbänke dar, die eventuell in breiten Rinnen zur Ablagerung gelangten. Die eben laminierten Partien dokumentieren die Strömungsbedingungen des upper plane bed und können als das Produkt abklingender Strömungsgeschwindigkeiten in der Folge hochenergetischer Sturmereignisse verstanden werden, die wohl für die Bildung der massigen Sandpartien verantwortlich sind. Der genaue Transport- und Sedimentationsmechanismus der massigen Sande ist nicht bekannt.

Literatur: FAUPL & ROETZEL (1987).

Stop 4: Aussichtswarte Rothauptberg

Thema: Ausblick über die Molassezone zu den nördlichen Einheiten des ostalpinen Orogens (Flyschzone und Kalkalpen).

Die Aussichtswarte selbst befindet sich auf einem südlichen Ausläufer des Hauptkammes von Hausruck- und Kobernaußerwald, der von den pannonen Hausruckschottern aufgebaut wird, die das höchste Schichtglied der Beckenfüllung darstellen.

Ortsangabe: ÖK 50/ Blatt 47 Ried, zwischen Ampfelwang und Frankenburg.

Mittagessen, Gasthof Angerbauer bei Ottnang

Stop 5: Ottnang-Fischer

(H.G. KRENMAYR, R.ROETZEL und CH.RUPP)

Thema: Hochenergetische Sandwellenfazies der Atzbacher Sande mit tidaler Bündelstruktur. (Oder: "Zähl' mich, wenn du kannst!").

Lithostratigraphische Einheit: Atzbacher Sande, hangender Anteil.

Alter: Untermiozän, unteres Ottnangium (mittleres Burdigal).

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 48 Vöcklabruck (Lageskizze Abb.9).
Sandgrube Fischer, ca. 600 m SW der Kirche von Ottnang.

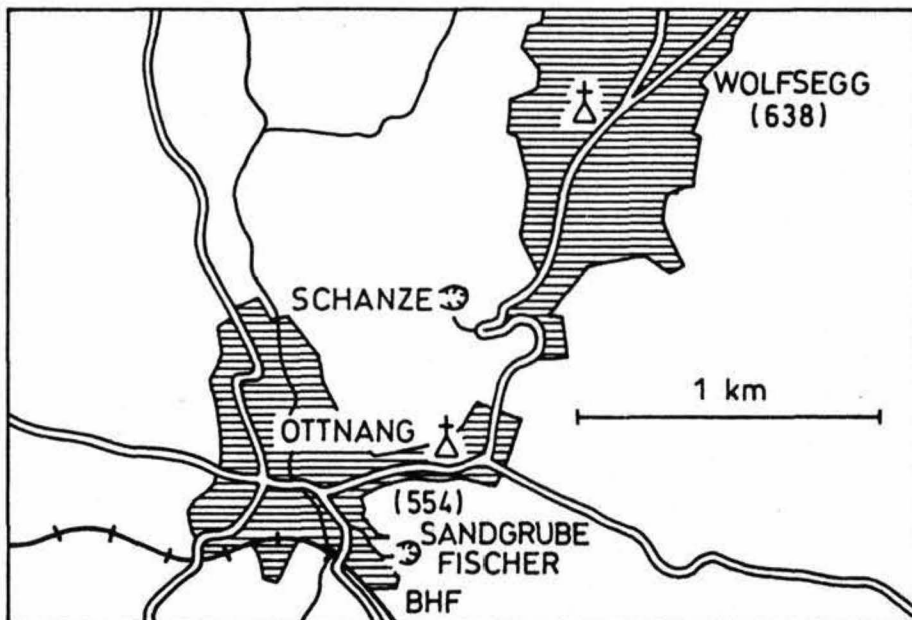


Abb. 9: Lageskizze der Aufschlüsse Ottnang-Fischer und Ottnang-Schanze.

Beschreibung:

Die Sandgrube erschließt glimmerreiche Mittel- bis Feinsande, die von cm- bis mm-dünnen Pelitlagen unterbrochen werden. Der liegende Abschnitt ist aus tafelförmigen und keilförmigen, teilweise auch trogförmig ausgebildeten Schrägschichtungskörpern, von 30-70 cm Mächtigkeit aufgebaut. Neben den pelitreichen Bottomsets mit welliger Schichtung, Rippelschichtung und Linsenschichtung sind auch mud drapes und Pelitklasten auf den Leeblättern auffallend. In einzelnen Schrägschichtungssets ist ein systematisches laterales An- und wieder Abschwollen der Leeblattstärken zwischen den mud drapes zu erkennen (tidale Bündelstrukturen). Zählungen solcher Zyklen ergaben etwa 26 Leeblätter.

Während Reaktivationsflächen innerhalb der Schrägschichtungseinheiten häufig zu beobachten sind, tritt Kreuzschichtung (herring bone bedding) eher selten auf. Die Messwerte der Schrägschichtungsblätter entsprechen dem regionalen Durchschnitt (vgl. Stop 2).

Diese Fazies wird gegen Hangend durch ein ca. 10 cm dickes ebenflächig laminiertes Pelit-paket begrenzt. Darüber folgt ein 1,6 m mächtiges eben laminiertes Sandpaket mit Pelit-klastenlage, sodann 1,2 m massiger Sand und am Top nochmals ca. 1 m eben laminierte Sande mit Pelitklastenlagen.

Die weitgehend makrofossilfreien Sedimente führen in den Peliten eine für das untere Ottnangium typische Foraminiferenfauna. In der benthonischen Mikrofauna sind *Cibicidoides pseudoungerianus* (CUSHMAN), *Nonion commune* (d'ORB.) und *Hanzawaia boueana* (d'ORB.) die dominanten Arten. Ebenfalls häufig sind *Lenticulina inornata* (d'ORB.), *Ammonia* div. sp., *Elphidiella* div. sp. und *Charltonina tangentialis* (CLODIUS). Die planktonische Foraminiferenfauna wird von *Globigerina praebulloides* (BLOW), *G. ottnangensis* RÖGL, *Tenuitellinata angustumbilicata* BOLLI, *Globigerinoides trilobus* (REUSS) etc. geprägt.

Lebensspuren sind selten und beschränken sich auf dünne Grabgänge im Bereich der Pelit-intervalle, mögliche Kriechspuren auf pelitischen Oberflächen, sowie vereinzelte Exemplare von *Rosselia socialis*.

Interpretation:

Die hochenergetische Sandwellenfazies mit z.T. erhaltener Bündelstruktur steht in engem Zusammenhang mit der SW-NE ziehenden Fazieszone der massigen und eben laminierten Sande (vgl. Stop 3). Diese Faziestypen konnten in anderen Aufschlüssen nebeneinander beobachtet werden, wobei Setzmächtigkeiten von Sandwellen mit Bündelstruktur bis 1,5m beobachtet wurden. Es treten dann auch vermehrt feinkiesige Grobsande auf.

Für eine derart starke tidale Prägung der Sedimente muß zumindest ein mesotidales Regime (Tidenhub 2 bis 4 m) angenommen werden. Eine als Schätzwert zu verstehende Berechnung der Strömungsgeschwindigkeit während des dominanten Flutstroms, aufgrund von Korn-größendaten und geometrischer Parameter einzelner Sandwellen ergab 0,5m/sec (FAUPL & ROETZEL, 1987).

Die Bündelstruktur der Leebblattabfolgen ist zwar immer wieder klar zu erkennen, die einzelnen Bündel sind im Bereich der Nipptiden aber häufig "amalgamiert" und daher nicht mehr getrennt zu zählen. Daher gibt es bislang keine erfolgreichen Untersuchungen zur genaueren Charakterisierung der tidalen Zyklizität.

Die eben laminierten Sande mit den Pelitklastenlagen im hangenden Aufschlußabschnitt entsprechen dem noch höheren Energieniveau des upper plane bed.

Die Seltenheit von Lebensspuren ist ein Ausdruck der durch die hohe Strömungsenergie und die vermutlich beachtliche Sedimentumlagerungsrate gekennzeichneten Stressbedingungen des Environments.

Schwerminerale:

Da sich diese Lokalität ca. in der Mitte des Molassebeckens befindet ist hier die Frage nach dem Liefergebiet des Sedimentmaterials von Interesse. Das Schwermineralspektrum wird von Granat, Epidot/Zoisit und Hornblenden dominiert. Die Minerale Turmalin, Rutil, Apatit, Staurolith und Disthen treten hingegen völlig untergeordnet auf.

Die Schwermineralzusammensetzung weist damit auf eine großteils alpine Herkunft des Sedimentmaterials hin (FAUPL, ROHRLICH & ROETZEL (1988).

Literatur: ABERER (1958); FAUPL & ROETZEL (1987); FAUPL, ROHRLICH & ROETZEL (1988), KRENMAYR & UCHMAN (1996)

Stop 6: Ottnang-Schanze

(CH.RUPP, R.ROETZEL & F.STOJASPAL)

Thema: Holostratotypus des Ottnangium im Ottnanger Schlier bei Ottnang. (Oder: Wenn nicht hier dann nirgends!).

Lithostratigraphische Einheit: Ottnanger Schlier.

Alter: Untermiozän, unteres Ottnangium (mittleres Burdigal).

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 48 Vöcklabruck (Lageskizze Abb.9).

Lokalität "Schanze" (aufgelassene Schliergrube), ca. 800 m SSW Wolfsegg, ca. 500 m N Ottnang, Naturdenkmal Ottnangium.

Beschreibung:

Die Schliergrube auf der "Schanze" bei Ottnang ist bei Geologen und Paläontologen durch ihren Fossilreichtum bereits seit mehr als hundert Jahren bekannt (GÜMBEL, 1888; HOERNES, 1875; PETERS, 1936; REUSS, 1864; SIEBER, 1956). Im Zuge der Neugliederung der Paratethys wurde die Schanze bei Ottnang als Holostratotypus für die Stufe des Ottnangium gewählt (RÖGL, SCHULTZ & HÖLZL, 1973). 1989 wurde der Aufschluß durch die Bemühungen von E.REITER und P.POHN zum Naturdenkmal erklärt (REITER, 1989).

In der Schliergrube sind mittelgraue bis blaugraue, glimmerreiche tonig-sandige Silte mit Feinsandlagen aufgeschlossen. Die undeutlich geschichteten Pelite sind durch starke Durchwühlung teilweise vollständig entschichtet. Auf den Schichtflächen mit Feinsandbestegen treten häufig Pflanzenhäcksel auf.

Die Sedimente führen eine reiche Makro- und Mikrofauna.

Anthozoa: *Discotrochus ottnangensis* PROCHAZKA, *Discotrochus hoelzli* KÜHN.

Gastropoda: häufige Arten: *Lunatia catena helicina* BROCCCHI, *Semicassis neumayri* HOERNES, *Hinia (Uzita) pauli* HOERNES, *Hinia (Uzita) subquadrangularis* MICHELOTTI, *Ancilla austriaca* HOERNES, *Marginella (Glabella) sturi* HOERNES, *Gemmula (Hemipleurotoma) annae* HOERNES & AUINGER (= *Pleurotoma rotata* BROCCCHI); weitere Arten: *Calliostoma ottnangensis* HOERNES, *Calliostoma sturi* HOERNES, *Solariorbis woodi* HÖRNES, *Littorina sulcata* PILKINGTON, *Amaea (Acrilla) hoernesii* PANTANELLI, *Xenophora deshayesi* MICHELOTTI, *Aporrhais cf. alata* EICHWALD (= *Chenopus pespelicani* PHILIPPI), *Natica millepunctata* LAMARCK, *Sconsia striatula ottnangensis* SACCO, *Ficus conditus* BRONGNIART, *Acamptochetus cf. mitraeformis* BROCCCHI, *Scalaspira haueri* HOERNES, *Latirus valenciennesi* GRATELOUP, *Narona (Sveltia) suessi* HOERNES, *Turricula (Surcula) recticosta* BELLARDI, *Turricula (Surcula) dimidiata* BROCCCHI, *Clavus (Drillia) spinescens* PARTSCH, *Clavus (Drillia) brusinae* HOERNES, *Clavus (Drillia) auingeri* HOERNES, *Gemmula (Hemipleurotoma) inermis* PARTSCH, *Crassispira crispata* JAN, *Asthenotoma festiva* HÖRNES, *Epalxis (Bathytoma) cataphracta dertogranosa* SACCO, *Conus (Lithoconus) dujardini* DESHAYES, *Conus (Conolithus) antediluvianus* BRUGUIERE, *Terebra fuchsi* HOERNES, *Turbonilla costellata* GRATELOUP, *Actaeon inflatus* BORSO (= *Actaeon pinguis* d'ORBIGNY).

Bivalvia: häufige Arten: *Nucula ehrlichii* HOERNES, *Yoldia longa* BELLARDI (= *Leda pellucidaeformis* HOERNES), *Solemya doderteini* MAYER, *Lentipecten corneum denudatum* REUSS, "*Lucina*" *mojsvari* HOERNES, "*Lucina*" *wolffi* HOERNES, *Loripes dujardini* DESHAYES, *Myrtea spinifera* MONTAGU (= *Astarte neumayri* HOERNES), *Lucinoma borealis* LINNE (= *Lucina ottnangensis* HOERNES), *Macoma elliptica ottnangensis* HOERNES, *Laternula fuchsi* HOERNES; weitere Arten: *Nucula mayeri*

HOERNES, *Nucula* cf. *placentina* LAMARCK, *Nuculana hoernesii* BELLARDI (= *Leda clavata* CALCARA), *Nuculana subfragilis* HOERNES, *Anadara diluvii* LAMARCK, *Modiolus foetterlei* HOERNES, *Atrina pectinata brocchi* d'ORBIGNY, *Ostrea digitalina* DUBOIS, *Thyasira subnagulata* HOERNES, *Spisula subtruncata triangula* RENIERI, *Corbula (Varicorbula) gibba* OLIVI, *Cuspidaria cuspidata* OLIVI, *Cuspidaria elegantissima* HOERNES.

Scaphopoda: *Dentalium bouei intermedium* HOERNES, *Dentalium (Antalis) tetragona karreri* HOERNES.

Cephalopoda: *Aturia* cf. *aturi* BASTEROT (häufig).

Decapoda: *Randallia strouhali* BACHMAYER, *Geryon ottnangensis* BACHMAYER.

Echinoidea: *Brissopsis ottnangensis* HOERNES (häufig), *Schizaster laubei* HOERNES, *Schizaster grateloupi* SISMONDA.

Asteroidea: *Goniaster scrobiculatus* HELLER.

Pisces (Otolithi): *Myctophum debile* KOKEN, *Myctophum splendidum* PROCHAZKA, *Otolithus (Myctophidarum) cf. mediterraneus* KOKEN, *Otolithus (Myctophidarum) kokeni* PROCHAZKA, *Sciaena (?) compacta* SCHUBERT, *Coelorhynchus toulai* SCHUBERT.

Die Mikrofaunen enthalten vor allem benthonische Foraminiferen, häufige Elemente sind dabei: *Semivulvulina pectinata* (REUSS), *Sigmoilopsis ottnangensis* CICHA, CTYROKA & ZAPLETALOVA, *Lenticulina inomata* (d'ORB.), *Amphicoryna ottnangensis* (TOULA), *Bulimina elongata* d'ORB., *Oridorsalis umbonatus* (REUSS), *Gyroidina parva* CUSHMAN & RENZ und *Valvulineria complanata* (d'ORB.). Gängige Arten sind *Fursenkoina acuta* (d'ORB.), *Nonion communis* (d'ORB.), *Astrononion perfossum* (CLODIUS), *Charltonina tangentialis* (CLODIUS), *Hanzawaia boueana* (d'ORB.) und *Globocassidulina oblonga* (REUSS). Die häufigste planktonische Art ist *Globigerina ottnangensis* RÖGL.

Zur Unterscheidung der einzelnen untermiozänen Stufen werden in der oberösterreichischen Molasse vor allem benthonische Foraminiferen herangezogen. Stratigraphischen Leitwert für das Ottnangium haben *Amphicoryna ottnangensis* (TOULA), *Bolivina matejkai* CICHA & ZAPLETALOVA, *Bolivina scitula* HOFMANN und (mit Einschränkung) *Elphidiella cryptostoma semiincisa* WENGER (WENGER, 1987).

Ostracoden kommen relativ häufig vor und sind vor allem durch *Cytheridea ottnangensis* (TOULA), *Carinivalva neuhofenensis* (WITT), *Olimfalunia* sp., *Pterygocythereis ceratoptera* (BOSQUET) und *Cytherella vulgata* RUGGIERI vertreten. Charakteristisch sind weiters die Gattungen *Costa*, *Cytheropteron*, *Propontocypris* und *Loxoconcha*. Das Vorkommen von *Cytheridea ottnangensis* (TOULA) und *Carinivalva neuhofenensis* (WITT) ist stratigraphisch auf das Ottnangium beschränkt.

Schwammspikel und actinomide Radiolarien sind häufig. Diatomeen (hauptsächlich *Coscinodiscus* sp.) und Silicoflagellaten kommen seltener vor.

Abgesehen von der generell überaus dichten Verwühlung ist das Auftreten von *Rosselia socialis* DAHMER 1937 hervorzuheben.

Interpretation:

Der Ottnanger Schlier tritt meist im Hangenden der Atzbacher Sande auf, verzahnt aber auch lateral mit diesem.

Die Pelite können als tiefneritische, abschnittsweise stark durchwühlte Schlammfazies im flachmarinen, euhalinen Beckenbereich interpretiert werden.

Für diese Faziesinterpretation sprechen nicht nur die Lithofazies sondern auch der Faunen-inhalt mit vorwiegend grabenden Mollusken und vorherrschend benthonischer Foraminiferen-fauna (RÖGL, SCHULTZ & HÖLZL, 1973).

Von den spezifisch bestimmbareren Mollusken treten fast 70 % erstmals im Ottnangium auf. Etwa 40 % sind ausschließlich auf diese Stufe beschränkt (darunter rund 10 Endemiten) und können daher als leitend für das Ottnangium gelten. Die Verbreitung der restlichen Arten reicht zumeist bis in das Badenium (v. a. Neogastropoden). Etwa 30 % sind aus dem Unter-miozän kommende Durchläuferformen.

In Gegensatz zur Haller Serie des Eggenburgium, in der zeitweise noch auffällige turbiditische Sedimentationsbedingungen herrschten und dadurch auch die Fauna negativ beeinflussten (viele allochthone Elemente, verdünnte Mikrofauna, spezialisierte Sandschaler etc.), läßt im Ottnanger Schlier sowohl die Makro- als auch die Mikrofauna durch gut entwickelte und diverse Assoziationen auf stabilere und verbesserte, palökologische Bedingungen schließen.

Literatur: ABERER (1958); GÜMBEL (1888); HOERNES (1875); PETTERS (1936); REITER (1989); REUSS (1864); RÖGL, SCHULTZ & HÖLZL (1973); SIEBER (1956); ZORN (1995).

Stop 7: Oberepfenhofen

(H.G. KRENMAYR)

Thema: Hochenergiefazies der Atzbacher Sande, kombiniert mit pelitischer slumping-Masse.

(Oder: "Ober- Unter- Mitter- Hinternepfenhofen.....?.....slump!!").

Lithostratigraphische Einheit: Atzbacher Sande, hangender Anteil.

Alter: Untermiozän, unteres Ottnangium (mittleres Burdigal)

Ortsangabe: ÖK 50/ Blatt 48 Vöcklabruck, NE' Wolfsegg am Hausruck, kleine Grube, ca. 300m SSE' Kote 491, bei Oberepfenhofen.

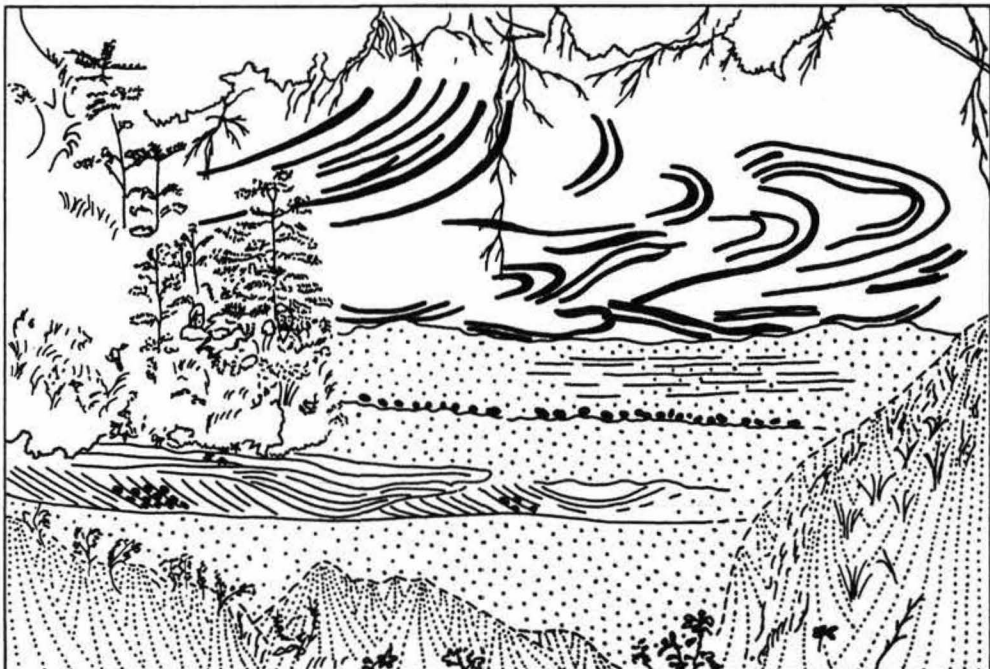


Abb. 10: Skizze vom Aufschluß Oberepfenhofen. Balken ist 1 Meter.

Beschreibung:

Über massigem Sand an der Basis (vgl. Abb.10), der stellenweise regellos verteilte kleine Pelitklasten führt, folgt ein Horizont mit schräggeschichteten Sanden und einer scour-and-fill-structure, mit etwas größerem, konkretionärem Sand. Nach einem Abschnitt mit eben laminierten Sanden mit Pflanzenhäckesellagen und Entwässerungsstrukturen folgt über einer erosiven Fläche ein basal Pelitklasten-führendes diffus-ebenlaminiertes Sandpaket. Diese Abfolge wird von einem etwa drei Meter mächtig aufgeschlossenen, intensiv verfalteten slumping-Paket mit deutlich erosiver Unterkante überlagert. Das pelitische Material des slumps ist im Zentimeter-Bereich gut geschichtet und kaum bioturbat. Sandige Lagen und Laminae sind selten. Die Mikrofauna ist sehr schlecht erhalten.

Interpretation:

Das Auftreten von eingeglittenen slumping-Massen in pelitreicher Fazies in den Sedimenten der Hochenergiefazies beweist, daß diese in wahrscheinlich breiten und wohl auch einigermaßen tiefen Rinnen abgelagert wurden, außerhalb derer z.T. extrem gegensätzliche Strömungsverhältnisse, nämlich jene der niedrigerenergetischen Fazies der slumping-Massen, herrschten. Die Eingleitvorgänge wurden möglicherweise durch die Unterschneidung der Rinnenränder in langgezogenen Prallhangsituationen ausgelöst. Die Auswertung von slump-Achsen weiterer Aufschlüsse ergab eine mögliche Eingleitrichtung aus NNW bzw. SSE. Dies paßt exakt zum Verlauf der hochenergetischen Fazieszone von SW gegen NE, wie dies durch die Kartierungsergebnisse nahegelegt wird.

Es stellt sich die Frage warum die eingeglittenen Sedimente (auch in Fällen wo diese in einer sandreicheren Fazies vorliegen), von Ausnahmen abgesehen, kaum bioturbat sind. Weiters ist anzumerken, daß eine so extrem pelitreiche Fazies wie am Top des vorliegend Aufschlusses in ungestörter (nicht geslumpter) Position bislang nicht in den Atzbacher Sanden beobachtet wurde!

Stop 8: Attnang

(H.G. KRENMAYR)

Thema: Hochbioturbate pelitische Fazies der Vöcklaschichten. (Oder: "Aufschluß Schnitzelwirt").

Lithostratigraphische Einheit: Vöcklaschichten.

Alter: Untermiozän, unteres Ottnangium (mittleres Burdigal).

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 48 Vöcklabruck, Hangabgrabung hinter Gasthof, 250 m westlich der Bergkirche im Ortsteil Attnang.

Beschreibung: Die knapp 10 m mächtig erschlossenen Abfolge (Abb. 11) wird zu ca. 70% aus generell sehr pelitreichen Sedimentpaketen aufgebaut, die eine gefügeauflösende, nahezu monospezifische Verwühlung durch *Cylindrichnus concentricus* TOOTS in HOWARD 1966 zeigen. Diese Pakete sind zwischen wenigen Zentimetern bis zu 1,5m (nahe der Aufschlußbasis) dick.

Eingeschaltet sind mäßig bis schwach bioturbate, ebenfalls pelitreiche Pakete mit Linsenschichtung und welliger Wechselschichtung, selten auch 3-20 cm mächtige Sandpakete mit intensiver Bioturbation durch *Macaronichnus* sp., die nur reliktsch Schrägschichtung erkennen lassen.

An weiteren Spurenfossilien wurde *Ophiomorpha* sp. und *Rosselia socialis* vereinzelt beobachtet.

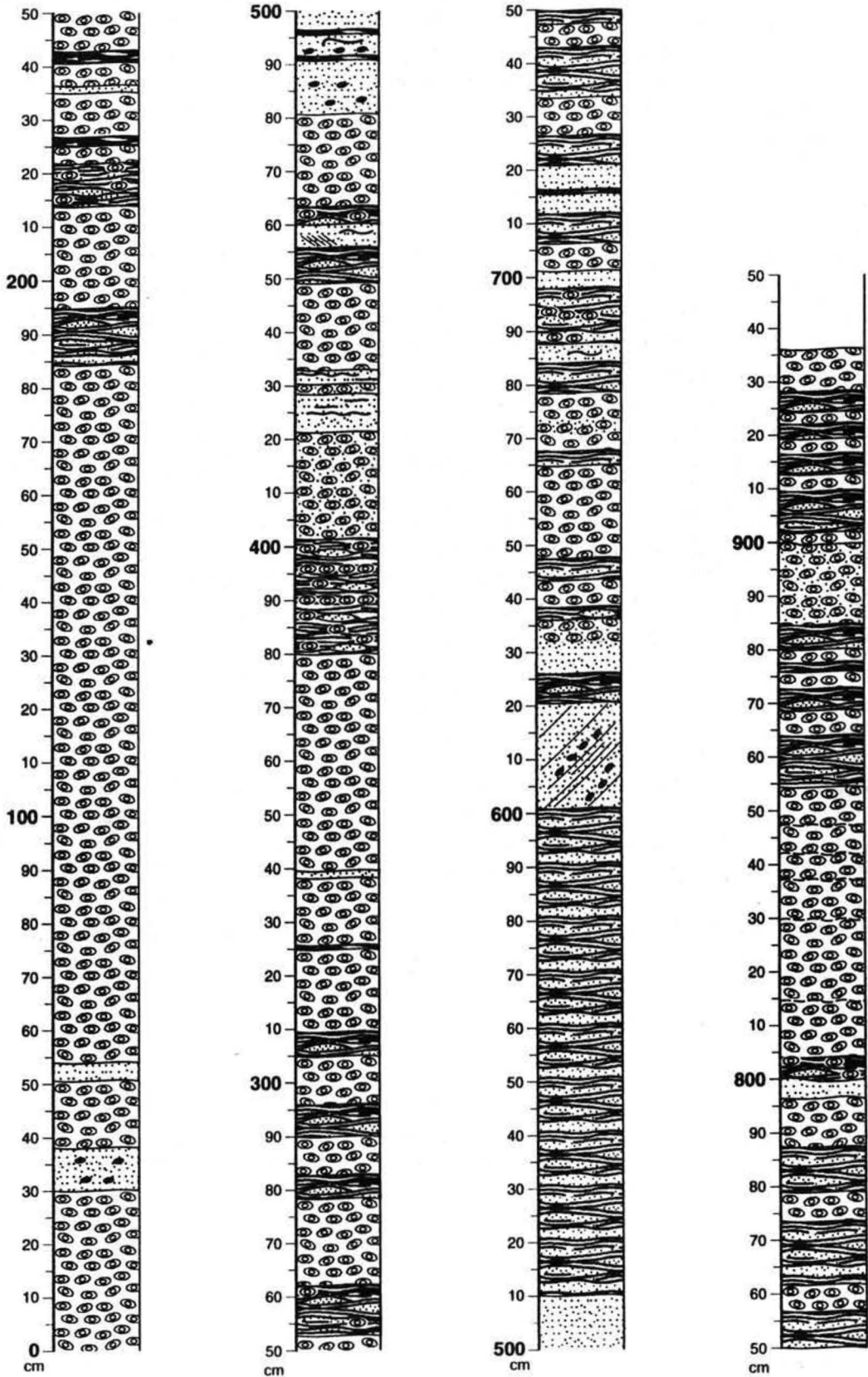


Abb. 11: Detailprofil vom Aufschluß Attnang.

Die Mikrofauna (>125 μ) der pelitischen Aufschlußbasis besteht zu rund 75% aus benthonischen Foraminiferen. Sie wird stark von der Gruppe *Cibicidoides-Lobatula* dominiert (siehe Stop 1), weiters häufig ist *Ammonia*, die Gattungen *Elphidium* und *Bulimina* sind von untergeordneter Bedeutung. Die Fraktion >250 μ dagegen zeigt ein völlig anderes Bild: sie wird von der Tiefwasserart *Melonis pompilioides* (F.&M.) dominiert, gefolgt von *Heterolepa dutemplei* (d'ORB.), der Gruppe *Ammonia parkinsonia-tepida* und *Lenticulina inornata* (d'ORB.).

Interpretation: Der relative Pelitreichtum in den meisten "Cylindrichnus-Paketen" läßt darauf

schließen, daß das Ausgangssediment dieser Pakete den im Aufschluß beobachtbaren Intervallen mit Linsenschichtung und welliger Wechselschichtung entsprochen hat. Eine Zyklizität zwischen solchen intensiv- und gering-bioturbaten Sedimentpaketen ist nicht feststellbar. Als Ursache für die wechselnde Bioturbationsdichte kommen vor allem Änderungen in der Sedimentationsrate in Frage.

Idente "Cylindrichnus-Pakete" treten auch in Verbindung mit wesentlich höher-energetischen Faziestypen in den Atzbacher Sanden auf (vgl. Stop 16: Humplberg). Im vorliegenden Aufschluß ist ein 20 cm mächtiges Sandpaket mit reliktsch zu erkennender Schräg-schichtung das höchstenergetische Fazieselement. Insgesamt dokumentiert dieser Auf-schluß aber einen für die Vöcklaschichten ungewöhnlich stabilen, relativ niedrig-energetischen Sedimentationsbereich.

Die Mikrofauna >125 μ würde die sedimentologische Interpretation der Vöcklaschichten (KRENMAYR, 1991; intertidal bis flach subtidal) nicht ins Wanken bringen können, die Fauna der Fraktion > 250 μ jedoch läßt diese Interpretation auf Grund der dominanten Tiefwasser-elemente *Melonis* aber auch *Lenticulina* nicht zu! Die Individuen sind bis auf etliche Exemplare der Gattung *Ammonia* gut erhalten, ganz im Gegensatz zu den Individuen der Fraktion > 125 μ , welche zu einem sehr großen Prozentsatz schlecht erhalten sind (besonders *Ammonia*, *Elphidium*, *Cibicidoides*). Ferner sind *Melonis* und *Lenticulina* der gröberen Fraktion optimal entwickelt (bis rund 0,5mm), was auch auf die seltenen planktonischen Foraminiferen (6%) dieser Fraktion zutrifft. Das erhärtet die Annahme, die Flachwasserelemente *Ammonia*, *Elphidium* etc. seien in tiefere Ablagerungsbereiche transportiert worden (siehe Stop 1).

Literatur: KRENMAYR (1991), UCHMAN & KRENMAYR (1995), KRENMAYR & UCHMAN (1996).

Aberndessen und Übernachtung in Vöcklabruck

Dienstag, 14. Mai 1996

Stop 9: Strass-Eberschwang

(CH.RUPP, R.ROETZEL & F.STOJASPAL)

Thema: Rieder Schichten der Innviertler Gruppe diskordant überlagert von Sedimenten der Kohleführenden Süßwasserschichten mit Liegendschichten, Kohleton und Kohle der Kohletonserie s.l.

Lithostratigraphische Einheit: Rieder Schichten, Kohleführende Süßwasserschichten.

Alter: Rieder Schichten: Untermiozän, mittleres Ottnangium (mittleres Burdigal), Kohleführende Süßwasserschichten: Obermiozän, Pannonium (oberstes Serravall - Torton).

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 47 Ried im Innkreis (Lageskizze Abb.12).
Ziegelwerk Eberschwang, ca. 2,5 km SW Eberschwang, ca. 700 m SSW Straß.

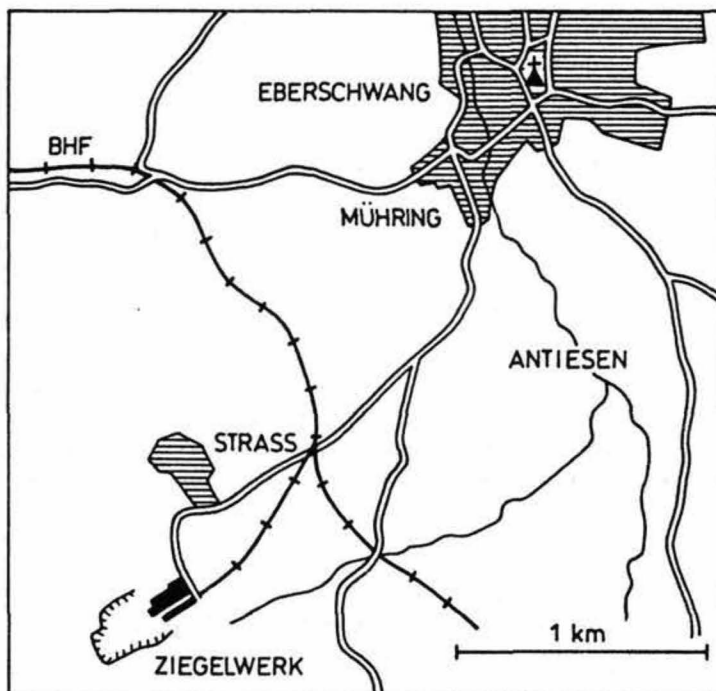


Abb. 12: Lageskizze von Aufschluß Straß-Eberschwang.

Beschreibung:

Im unteren Teil der Grube sind die Rieder Schichten des mittleren Ottnangium mit ca. 20 bis 30 m blaugrauen bis olivgraubraunen Tonsilten bis tonigen Silten aufgeschlossen. Die Pelite sind ebenflächig bis leicht wellig und mm-dünn geschichtet. Feinsandbestege auf den Schichtflächen und damit verbundene Linsenschichtung sind häufig. Starke Verwühlung tritt besonders im liegenden Teil vermehrt auf. Hervorzuheben sind dabei

Stopfstrukturen von Seeiegeln und vor allem Spuren vom Typ ?*Tisoa*, deren Verursacher vermutlich von der Gruppe der Maldaniden (*Polychaeta*) stammen.

Spärlich vorkommende Mollusken sind meist in Linsen angereichert. Die Makrofauna der Rieder Schichten setzt sich aus *Lunatia catena helicina* BROCCHI, *Natica millepunctata* LAMARCK, *Hinia (Uzita) pauli* HOERNES, *Nuculana fragilis* CHEMNITZ ssp?, *Nuculana subfragilis* HOERNES, *Laternula fuchsi* HOERNES, *Dentalium (Antalis) tetragona karreri* HOERNES und Annelidenröhren zusammen. Weiters treten auf den Schichtflächen Fischschuppen auf.

Bei den benthonischen Foraminiferen ist *Ammonia parkinsonia* (d'ORB.) die dominante Art. Daneben sind *Nonion commune* (d'ORB.), *Aubignyna perlucida* (HERON-ALLEN & EARLAND) und *Bulimina elongata* d'ORB. häufig. Bei den planktonischen Foraminiferen überwiegen *Globigerina praebulloides* (BLOW) und *G. ottnangensis* RÖGL.

Von stratigraphischem Wert sind neben dem Plankton *Amphicoryna ottnangensis* (TOULA), *Bolivina concinna* (KNIPSCHER & MARTIN) und *Bolivina scitula* HOFMANN.

Ostracoden sind seltener, vor allem vertreten durch *Loxoconcha* cf. *eggeriana* LIENENKLAUS, *Loxoconcha* aff. *delemontensis* OERTLI und *Cytheridea ottnangensis* (TOULA).

Sehr häufig sind Schwammspikel. Ebenso häufig sind actinomide Radiolarien; spongodiscide Radiolarien jedoch seltener.

Auffällig ist eine diverse, großwüchsige Diatomeenflora mit *Coscinodiscus* div. sp., *Actinoptychus* div. sp. und *Triceratium* sp.

Diskordant über einer scharf ausgebildeten Grenze mit schwachem Relief folgen über den marinen Rieder Schichten die limnisch-fluviatilen Ablagerungen der Kohleführenden Süß-wasserschichten des Pannonium.

Die 8-12 m mächtigen Liegendschichten bestehen aus hellgrauen, rostrot fleckigen, äußerst schlecht sortierten und massigen, silt- und tonreichen Mittel- bis Feinsanden. Die Lithologie der teilweise undeutlich im m-Bereich geschichteten Sedimente ist im Aufschluß lateral stark wechselnd. Die Ablagerungen sind reich an Illit und Kaolinit.

Über den Liegendschichten folgt die Kohletonserie s.str. mit ca. 5-6 m Mächtigkeit. Sie beginnt mit einem ca. 1 m mächtigen Braunkohleflöz und setzt sich mit einer Wechselagerung von Tonen, glimmerreichen, feinsandigen Silten und siltigen, mit unter kleindimensional schräggeschichteten Mittelsanden fort. Die Tone und Silte sind reich an inkohlten Pflanzenhäckseln.

Interpretation:

Die Rieder Schichten des mittleren Ottnangium unterscheiden sich mikrofaunistisch von dem unterlagernden Teil der Innviertler Gruppe des unteren Ottnangium deutlich durch das Überwiegen der Gattung *Ammonia* ("Rotalien"-Fauna). Dieses daher als Rotalienschlier bezeichnete Schichtglied enthält im Süden eine erst neuerdings (durch Ch. RUPP) auskartierte sandige Einschaltung ("Fofelsande"), in der ebenfalls der Nachweis von Gezeitenströmungen zu erwarten ist. Gegen Norden zu bestehen die Rieder Schichten, so wie im Aufschluß Straß, vorwiegend aus gut geschichteten tonigen Silten mit dünnen, glimmerreichen Feinsandzwischenlagen und Feinsandlinsen. Durch Abnahme des Sand-anteiles entwickelt sich weiter gegen Norden ein gut gebankter, schwach sandig-glimmeriger Tonsilt mit nur wenigen Feinsandlagen und -bestegen.

Die Rieder Schichten sind Ablagerungen eines tieferen, flachmarinen Bereiches. Die Abnahme des Sandanteiles gegen Norden ist wahrscheinlich auf die zunehmende Entfernung von der Sand-Schottergruppe, dem Haupteinspeisungspunkt des Sedimentmaterials, zurückzuführen.

Die diskordant über den marinen Sedimenten des Ottnangium folgenden Kohleführenden Süßwasserschichten des Pannonium beginnen oft mit dem Sedimentpaket der

sogenannten Liegendschichten. Diese Basissedimente der Kohletonserie s.l. bestehen vorwiegend aus aufgearbeitetem und umgelagertem Sedimentmaterial der Schlierbasis. Kohleton und Kohle der Kohletonserie s.str. sind Ablagerungen des Stillwasserbereiches eines limnisch-fluviatilen Ablagerungsraumes.

Literatur: ABERER (1958); ARETIN (1988); MAYERHOFER (1985); ZORN (1995).

Stop 10: Seifriedsedt

(H.G. KRENMAYR & R. ROETZEL)

Thema: Unterschiedliche flachmarine Fazies in enger Verzahnung. (Oder: Der fotogene Traumaufschluß!)

Lithostratigraphische Einheit: Enzenkirchener Sande.

Alter: Untermiozän, unteres Otnangium (mittleres Burdigal).

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 30 Neumarkt im Hausruckkreis, kleine Sandgrube bei Seifriedsedt, E' des Baches, N' von Andorf, ca. 1000 m SW der Kirche von Sigharting.

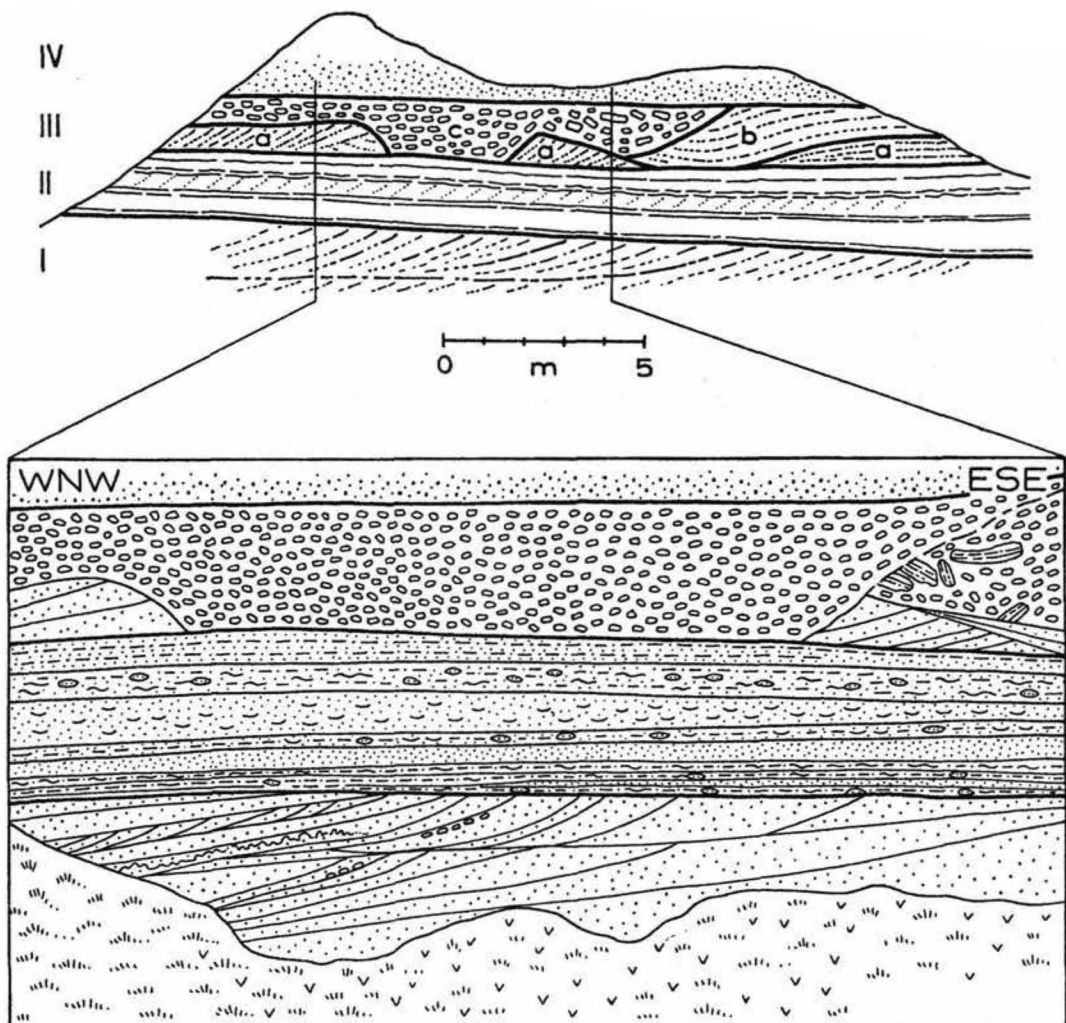


Abb. 13: Skizze der Sandgrube Seifriedsedt bei Sigharting.

Beschreibung:

Die Sandgrube (vgl. Abb.13) erschließt an der Basis trogförmige Schrägschichtungskörper, mit mud drapes und Pelitklasten. Diskordant darüber folgt eine pelitreiche Fazies mit welliger Schichtung, Linsenschichtung und Flaserschichtung. In manchen der z.T. bis 3 cm dicken, homogenen Pelitlagen sind durch das Einsinken von ursprünglich darüber liegenden sandigen Rippeln ball-and-pillow Strukturen entstanden. Diese pelitreiche Fazies gibt sich durch ein deutliches Ansteigen der Schichtflächen im rechten Aufschlußbereich als Teil eines großen, flach trogförmigen Schrägschichtungskörpers, und damit als Abfolge von sandigen und pelitischen Leebblättern zu erkennen. Darüber liegen wiederum Erosinsreste von schräggeschichteten Sandkörpern. Diese Abfolge wird von zwei kräftig erosiv eingreifenden, komponentengestützten Pelitklasten-Brekzienkörpern mit sandiger Matrix abgeschnitten. Der Brekzienkörper im rechten Aufschlußteil führt einige im Verband erhaltene, linsengeschichtete Schlierklasten und ist durch den weiter links liegenden Brekzienkörper wiederum selbst erosiv begrenzt. Die Pelitklasten sind allgemein kantengerundet, oft verbogen und aufgespalten. Es gibt Hinweise auf a-Achsen Imbrikation.

Darüber liegt ein massig wirkenden Sandkörper mit erosiver Basis und z.T. in Lagen angeordneten Pelitklasten. Den Aufschlußtop bildet eine weitere Pelitklastenberkzie.

Lebensspuren sind im gesamten Aufschluß sehr selten.

Aus den Enzenkirchener Sanden liegen keine mikropaläontologischen Daten vor.

Interpretation:

Generell dokumentiert dieser Aufschluß besonders eindrucksvoll den (vermutlich raschen) Wechsel von sehr unterschiedlichen sedimentären Fazies auf engstem Raum. Die Produkte sehr energiereicher Sedimentationsprozesse wechseln mit solchen moderater Energie-niveaus ab. Die Grenzen zwischen den verschiedenen Fazies sind fast immer erosiv, was vermuten läßt, daß nur ein Bruchteil der ursprünglich gebildeten Sedimente nicht wieder der Erosion und Umlagerung anheim gefallen ist.

Im liegenden Abschnitt des Aufschlusses sind stellenweise entlang von Reaktivationsflächen in großdimensionalen Schrägschichtungseinheiten zwischen aufspaltenden mud drapes isolierte Rippelzüge mit gegenläufiger Orientierung der Leebblätter erhalten. Da die Bildung von mud drapes während der Wasserstillstandsphasen erfolgt, bedeutet dies, daß der Sedimentationsbereich sowohl vor als auch nach der untergeordneten Gezeitenströmung, während der die Rippelzüge sedimentiert wurden, unter Wasserbedeckung gewesen sein muß. Ein intertidaler Bildungsraum läßt sich damit ausschließen.

Pelitklasten-Brekzien wie sie im hangenden Abschnitt der Grube ausgebildet sind, geben sich in anderen Aufschlüssen als Rinnenfüllungen an der Basis größerer Erosionsflächen zu erkennen. Vergleichbare Sedimente sind rezent aus Rippströmungsrinnen sowie subtidalen Abschnitten großer Gezeitenrinnen bekannt und kommen vor allem in Folge schwerer Stürme zur Ablagerung.

Analoge Pelitklasten-Brekzien wurden kürzlich auch im Bereich der Hochenergiefazieszone der Atzbacher Sande angetroffen.

Literatur: FAUPL & ROETZEL (1987).

Mittagessen in Sigharting, Gasthof Berghammer

Stop 11: Raab

(H.G. KRENMAYR)

Thema: Rinnensande und Pelitklastenbrekzien. (Oder: Die Biersandkellergasse).

Lithostratigraphische Einheit: Enzenkirchener Sande.

Alter: Untermiozän, unteres Ottnangium (mittleres Burdigal).

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 30 Neumarkt im Hausruckkreis, Hohlweg in Raab, NW des Ortszentrums.

Beschreibung: Ein tiefer Hohlweg in dessen Flanken zahlreiche Keller (zur Reifung und Lagerung von Bier) gegraben sind, erschließt mit einer beachtlichen Mächtigkeit von ca. 20m die Rinnensandfazies der Enzenkirchener Sande. Es handelt sich um eben laminierte Fein- Mittelsande, die mehrfach von erosiven Flächen mit z.T. deutlichem Relief unterbrochen werden. Entlang dieser Erosionsflächen treten komponentengestützte Pelitklastenbrekzien mit Mächtigkeiten von z.T. > 1m auf. Ein fließender Übergang der Brekzien in die darüber-liegenden (eben laminierten) Sande kann wiederholt beobachtet werden.

Im oberen Drittel des Profils ist eine mehrere Meter mächtige und lateral aufschlußweit anhaltende, pelitreiche Fazies eingeschaltet, die wellige Wechselschichtung und Flaserschichtung zeigt. Dieselbe Fazies gibt sich im Aufschluß Seifriedsedt (Stop 10) als der flach auslaufende Anteil eines mächtigen Schrägschichtungskörpers zu erkennen.

Interpretation: Über die Orientierung der hochenergetischen Rinnenfazies in Bezug auf den Kristallinrand liegen keine Informationen vor. Die eben laminierten Sande können dem Stömungsregime des upper plane bed zugeordnet werden. Die Interpretation der Pelitklastenbrekzien entspricht den Angaben bei Stop 10.

Literatur: FAUPL & ROETZEL (1987).

Stop 12: Weinzierlbruck, Sandgrube Hellmayr

(R.ROETZEL, Ch.RUPP, P.PERVESLER & O.SCHULTZ)

Thema: Linzer Sande werden über einem Transgressionsrelief überlagert von Phosphoritsanden. (Oder: Zentrum der Schotter- und Sandkönige von Oberösterreich).

Lithostratigraphische Einheit: Linzer Sande, Phosphoritsande.

Alter: Linzer Sande: Oberoligozän, Egerium (Chatt); Phosphoritsande: Untermiozän, unteres Ottnangium (mittleres Burdigal).

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 31 Eferding (Lageskizze Abb.14).

Sandgruben der Firma Hellmayr, ca. 3,1 km ESE Waizenkirchen, ca. 1 km NNW Prambachkirchen, unmittelbar E der Brücke über den Prambach.

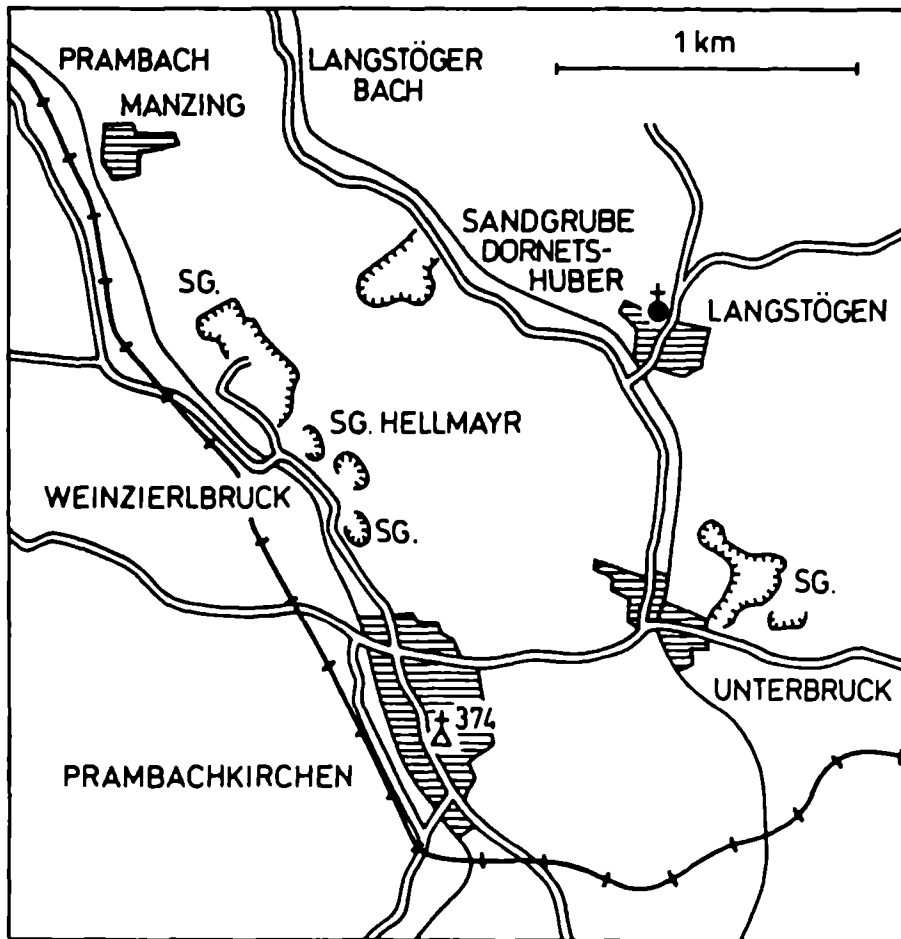


Abb. 14: Lageskizze der Aufschlüsse Weinzierlbruck, Sandgrube Hellmayr, und Langstögen, Sandgrube Dornetshuber.

Beschreibung: (Abb.15)

Die oberoligozänen Linzer Sande sind im Raum Weinzierlbruck als weißgraue bis graugelbe, teilweise feinkiesige Mittel- bis Grobsande aufgeschlossen. Die Sande zeigen innerhalb der meist 5-7 m, gegen N bis 20 m mächtigen Sedimenteinheiten oft deutliche planare Schrägschichtung, die mit 20° bis 30° ungefähr gegen Süden einfällt.

Auffallend sind in den Linzer Sanden die zahlreichen Lebensspuren vom Typ *Ophiomorpha*. Bei diesen Bauten haben sehr steile und sehr flache Bauabschnitte ungefähr je 50 % Anteil am Gesamtbau. Es treten drei bevorzugte Richtungen mit Mittelwerten im Abstand von jeweils 120° auf (HOHENEGGER & PERVESLER, 1985).

Über einem Relief folgen am Top der Linzer Sande die untermiozänen Phosphoritsande. Es sind dies gelbbraune bis grüngraue Grobsande bis Feinkiese, teilweise auch Grob- und Mittelkiese. Die durchwegs tafelförmigen und keilförmigen Schrägschichtungseinheiten mit schaufelförmigen Leebältern erreichen meist mehrere Meter Mächtigkeit (Abb.15, Abschnitte I-V). Im Fußbereich mancher Sets finden sich massenhaft Anreicherungen von sehr gut gerundeten Grobkomponenten, wie Phosphorit und Granit. Kennzeichnend für diese schrägschichtete Grobfazies sind die häufig auftretenden Pelitlagen auf den

Leeblättern, die auch als Pelitklasten aufgearbeitet sein können. Zwischen dieser schräggeschichteten Fazies treten mehrere Meter mächtige, pelitreiche Intervalle mit Grobsandzwischenlagen auf (Abb.15, Abschnitt VII). Neben ebenflächig-welliger Schichtung im mm-Bereich sind darin oft auch Linsen- und Flaserschichtung zu erkennen. Untergeordnet sind strukturlose, grobsandige Kiese, vor allem mit Phosphorit- und Kristallingeröllen, eingeschaltet (Abb.15, Abschnitt VI).

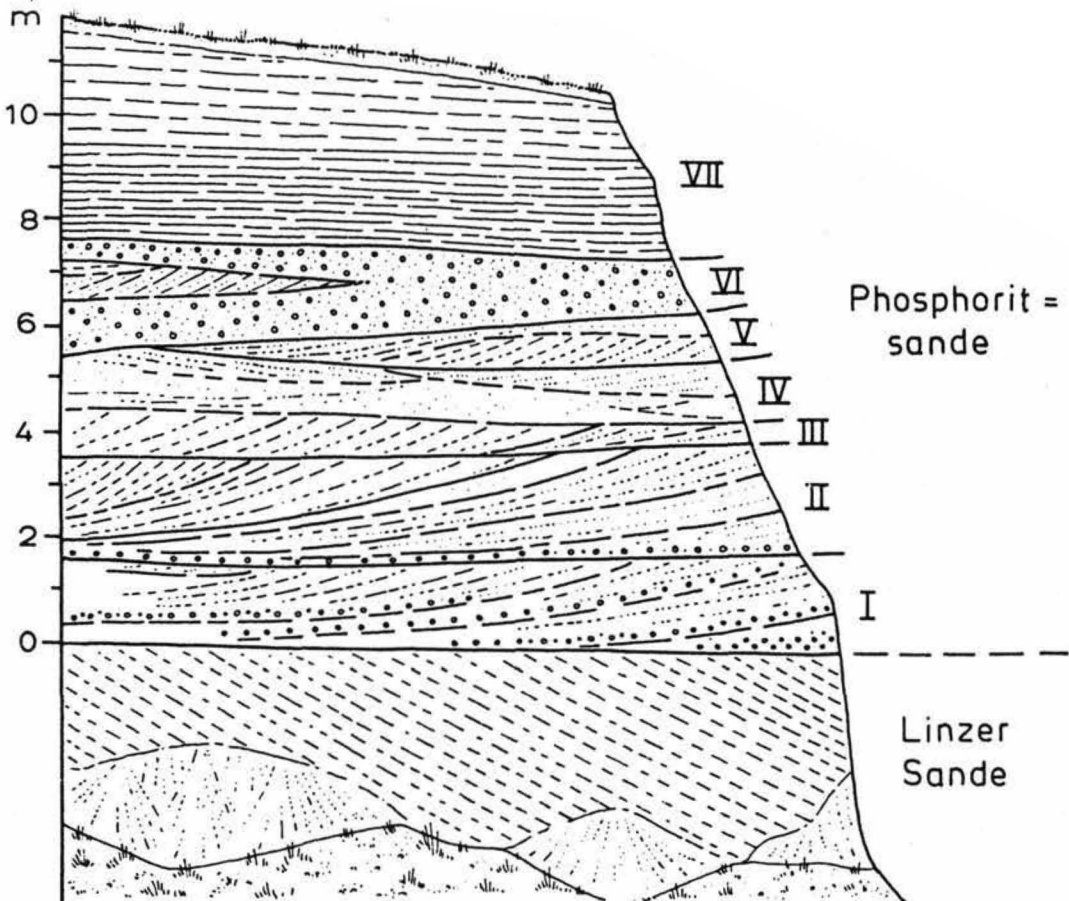


Abb. 15: Schematische Darstellung des Profils Sandgrube Hellmayr, Weinzierlbruck. Mehrere schräggeschichtete Einheiten (I-V) werden von massigen Kiesen (VI) und von einer pelitischen Wechschichtung von Grobsand und Silt (VII) überlagert.

Die Schwermineralspektren der Grobsande führen als Hauptkomponenten Granat, Apatit, Zirkon und Epidot. Untergeordnet treten Turmalin, Rutil, Staurolith und Amphibol auf. Ähnlich wie die aus dem oberoligozänen Schlier umgelagerten Phosphorite sind auch Teile des reichen Fossilinhaltes der Phosphoritsande allochthon. Besonders häufig treten in den Phosphoritsanden im Raum Prambachkirchen Holzreste auf (HOFMANN, 1944, 1952). Seltener sind Molluskenreste wie z.B. die Gastropoden *Patella*, *Scalaria*, *Protoma*, *Conus* und *Natica* und die Bivalven *Nuculana*, *Pecten*, *Chlamys* und *Ostrea* (vgl. STEININGER, 1969). Bei den Vertebratenresten ist vor allem eine reiche Selachierfauna, und zwar vorwiegend Chondrichthyes mit *Notorhynchus primigenius* (AGASSIZ), "*Odontaspis*" *molassica*

PROBST, *Synodontaspis acutissima* (AGASSIZ), *Synodontaspis cuspidata* (AGASSIZ), *Mitsukurina lineatas* (PROBST), *Isurus hastalis* (AGASSIZ), *Isurus desori* (AGASSIZ), *Isurus retroflexus* (AGASSIZ), *Carcharocles megalodon* AGASSIZ, *Alopias exigua* (PROBST), *Hemipristis serra* AGASSIZ, *Carcharhinus priscus* AGASSIZ, *Galeocerdo aduncus* AGASSIZ und Myliobatidae sowie Osteichthyes mit *Chrysophrys* sp. hervorzuheben.

Weiters treten Reste von Crocodylidae, *Brachyodus onoideus* (GERVAIS), *Patriocetus* und/oder *Squalodon* sp., *Tapirus* sp. und *Brachypotherium* sp. auf.

Die im Hangenden des Aufschlusses mit den Phosphoritsanden verzahnenden Pelite führen eine mäßig erhaltene Mikrofauna. Planktonische Foraminiferen (*Globigerina praebulloides* BLOW, *G. ottnangensis* RÖGL, *Tenuitellinata angustumbilicata* BOLLI, *Globorotalia scitula praescitula* BLOW, *Cassigerinella globulosa* (EGGER)) überwiegen gegenüber dem Benthos (*Lenticulina inomata* (D'ORB.), *Ammonia parkinsonia* (d'ORB.), *Nonion commune* (d'ORB.), *Cibicides lobatulus* (W. & J.) etc.). Seltener Elemente wie *Bolivina scitula* HOFMANN und *Elphidiella cryptostoma semiincisa* WENGER sprechen, wie das Erscheinungsbild der Gesamtafauna, für eine Einstufung in das Ottnangium.

Interpretation:

Über der marinen Litoralfazies der oberoligozänen Linzer Sande markieren die Phosphoritsande die marine Transgression des Ottnangium. So wie die Atzbacher Sande zeigen auch diese Grobsedimente deutliche Merkmale von starker Gezeitenaktivität. Bündelstrukturen sind zwar in Form an- und abschwelliger Leebblattfolgen mitunter zu erkennen, aber aufgrund der amalgamierten Leebblätter im Bereich der Nipptiden nicht genau zu zählen und daher nicht näher auswertbar. In manchen Schrägschichtungssets ist eine regelmäßige Wiederholung von Reaktivationsflächen zu beobachten, die durch dickere Pelit-beläge ausgezeichnet sind. Dies kann vermutlich mit dem Nipp-Spring-Nipp-Zyklus der Gezeitenströmungen erklärt werden, was bedeutet daß die Oberflächenform der Sandwellen zur Zeit um die Nipptide, als der Sandtransport zum Erliegen kam, nicht stabil geblieben ist, sondern leicht verflacht ist, was zur Ausbildung der pelitreichen Reaktivationsflächen führte. Die dominierende, schräggeschichtete Grobsandfazies, wie sie in den Sandgruben im Raum Weinzierlbruck aufgeschlossen ist, kann als subtidale Sandwellenfazies mit mehreren Meter mächtigen Sets interpretiert werden. Zwischen diesen Großrippelfeldern wurde eine pelitreiche Subfazies abgelagert. Untergeordnet tritt eine Feinkies- und Grobsandfazies auf, in der schräggeschichtete Partien nur sehr selten anzutreffen sind.

Die polymodale Verteilung der Paläoströmungsdaten läßt eine ausgeprägte Asymmetrie in der Intensität der Gezeitenströmung erkennen. Aus paläogeographischen Gründen kann angenommen werden, daß die gegen NE bis NNE gerichtete Hauptströmung dem Flutstrom entsprochen hat. Die Strömungsgeschwindigkeit in der Sandwellenfazies der Phosphorit-sande liegt schätzungsweise bei 0,7 m/sec.

Die Schwermineralspektren der Grobsande besitzen im Gegensatz zu den Atzbacher Sanden charakteristische Mischspektren von Mineralen des alpinen Liefergebietes und der Böhmisches Masse, wobei Aufarbeitungen älterer Sandserien aus dem Liegenden der Phosphoritsande möglich sind.

Diese Annahme wird durch die zahlreichen umgelagerten älteren Fossilreste, wie z.B. der Reptil- und Säugetier-Fragmente, die teilweise aus dem Egerium und/oder Eggenburgium (z.B. *Brachyodus onoideus* aus dem Eggenburgium) aufgearbeitet worden sind, bekräftigt.

Für die Zuordnung der Phosphoritsande zum Ottnangium sprechen die Foraminiferen-Fauna der Pelitzwischenlagen (vgl. RÖGL, 1969), die Mollusken-Fauna (STEININGER, 1969; CTYROKY et al., 1973) und die Selachier-Fauna (SCHULTZ, 1969; BRZOBOHATY & SCHULTZ, 1973).

Literatur: ABERER (1958); BRZOBOHATY & SCHULTZ (1973); FAUPL & ROETZEL (1990); HOFMANN (1944, 1952); HOHENEGGER & PERVESLER (1985); SCHADLER (1934a, b, 1944).

Stop 13: Hundswies, Sandgrube Schätz

(H.G. KRENMAYR & R. ROETZEL)

Thema: Sand- und Schlierfazies des Egerium

Lithostratigraphische Einheit: Linzer Sande und Älterer Schlier

Alter: Oberoligozän, Egerium (Chatt).

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 31 Eferding, Sandgrube SE' Prambachkirchen, ca. 500 m E' Hundswies.

Beschreibung: Die große Quarzsandgrube erschließt an der Basis ein ca. 5m mächtiges, einheitliches Schrägschichtungsset das von einer aufschlußweiten Erosionsfläche nach oben begrenzt wird. Diese Fläche ist durch einen transgressiven Aufarbeitungshorizont aus Kristallingeröllen markiert. Darüber folgt eine rund 10m mächtige Abfolge von tafel- bis flach keilförmigen Schrägschichtungssets von jeweils einigen Dezimetern Dicke.

Die beschriebenen hellen, zum Teil feinkiesigen Mittel-Grobsande gehen im oberen Aufschlußteil rasch in dunkelgefärbte, pelitreiche, äußerst schlecht sortierte Sande über, die gegen Hangend immer feinkörniger werden, wodurch sich schließlich der tonreiche, typisch dunkle Ältere Schlier entwickelt.

Interpretation: Die entlang des Südrandes der Böhmisches Masse in Oberösterreich weit verbreiteten Linzer Sande entsprechen stratigraphisch und z.T. auch faziell den Melker Sanden in Niederösterreich (vg. ROETZEL et al., 1983). Die Sande transgredieren entweder direkt auf das Kristallin der Böhmisches Masse oder gehen in Kristallinnähe aus den limnisch-brackischen Pielacher Tegeln hervor. Als Hauptliefergebiet des Sedimentmaterials kann aufgrund des Schwermineralspektrums die Böhmisches Masse angenommen werden. Auch der schlechte Rundungsgrad der Komponenten spricht für nicht sehr weiten Transport und rasche Ablagerung der Sedimente. Zu den Linzer Sande dieses Raumes existiert keine moderne Bearbeitung. So ist es nicht bekannt welche Art von marinen Strömungen für die Sedimentstrukturen verantwortlich sind.

Beckenwärts, gegen Süden, verzahnen die Linzer Sande mit der marine Beckenfazies des Älteren Schliers, der bei fortschreitender Transgression, so wie hier im Aufschluß Hundswies, auch über den Sanden abgelagert wird. Näheres zum Älteren Schlier siehe Stop 14.

Literatur: ROETZEL et al. (1983), FUCHS (1968), STEININGER (1969).

Abendessen und Übernachtung in Eferding

Mittwoch, 15.Mai 1996

Stop 14: Ziegelgrube Graben, bei Finklham

(H.G. KRENMAYR & Ch. RUPP)

Thema: Fazies und Fossilinhalt des Älteren Schliers im zentralen Beckenbereich, Bentonitlage, Robulusschlier s.str. mit diskordanter Auflagerung. (Oder: "Blättern wie im Bilderbuch").

Lithostratigraphische Einheit: Älterer Schlier, Robulusschlier s.str.

Alter: Älterer Schlier: Oberoligozän-Untermiozän, Egerium (Chatt-Aquitän); Robulusschlier s.str.: Untermiozän, unteres Otnangium (mittleres Burdigal).

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 49 Wels, Kleiner Abbau für Ziegelrohstoff N' der Gehöftgruppe Graben, 750m W vom Roithener Kogel.

Beschreibung:

Der liegende Anteil der Grube erschließt den Älteren Schlier. Dieses Sediment ist aufgrund seines hohen Montmorillonit-Gehalts stark rutschfähig und die Ursache zahlreicher, z.T. eindrucksvoller Massenbewegungen in seinem gesamten Verbreitungsgebiet. Im Grenz-bereich zum Robulusschlier s.str., der mit einem submarin gebildeten Erosionsrelief dem Älteren Schlier aufliegt, wird dieser häufig in die Hangbewegungen miteinbezogen. Im Auf-schluß sind intensive, z.T. an distinkte Gleitflächen gebundene Schichtverstellungen vor allem im Bereich der Geländeoberkante zu beobachten. Auch die diskordante Grenzfläche zum hangenden Robulusschlier s.str. ist von diesen Bewegungen überprägt.

Der Ältere Schlier ist hier extrem feinblättrig geschichtet, sehr feinkörnig (ca. je 50% Silt und Ton) und nur in wenigen, dünnen Horizonten verwühlt. Die im unverwitterten Zustand schwarze, oberflächennahe braune bis dunkelgraue Sedimentfarbe weist auf den hohen Gehalt an fein verteilter organischer Substanz hin. Der Karbonatgehalt liegt bei ca. 10%. Tonminerale sind mit rund 60% am Sedimentaufbau beteiligt, vor allem handelt es sich dabei um Muskovit-Illit (>40%) und Kaolinit-Smektit (>16%). (Analysedaten von vergleichbaren Ziegelgruben im Älteren Schlier bei Eferding, nach KURZWEIL, 1973). Die Fraktion <2m besteht zu >50% aus Smektit. Auch Pyrit ist in manchen Proben mit bis zu 2% enthalten.

Häufig finden sich im Aufschluß z.T. mehrere Dezimeter-mächtige Menilithlagen (harte, kieselige Lagen aus lithifizierten Diatomeenschiefern). Der Reichtum an Diatomeen macht sich aber auch durch feinste helle Laminae in dem feingeschichteten Muttersediment bemerkbar.

Eine wenige Zentimeter-dicke, wachsartige, gelbliche Lage in der rechten Aufschlußwand besteht neben geringen Mengen von Quarz und Feldspat fast ausschließlich aus Smektit. Es finden sich zahlreiche Makrofossilien verschiedenster Gruppen, die allesamt nicht bearbeitet sind: vor allem eine reiche Blattflora (unter anderem Stechpalme), Blasentange, Fische und zahlreiche Fischschuppen, Bivalven. Weiters wurde der Stiel eines Glas-schwamms und Koprolithen gefunden.

Von der Formaminiferenfauna sind Gehäuse von *Bathysiphon* bereits mit freiem Auge erkennbar, die Faunen der geschlämmten Proben (>125µ) sind sehr unterschiedlich in ihrer Zusammensetzung. Die Planktonrate variiert sehr stark (von 6% bis 67%), ebenso verhält es sich mit der Foraminiferen-Zahl (=Foraminiferen pro Gramm Sediment). Das Plankton ist durch *Globigerina praebulloides* BLOW, *G. officinalis* SUBBOTINA, *G. anguliofficialis* BLOW, *Tenuitellinata angustiumbilicata* (BOLLI) und *Tenuitella munda*

(JENKINS) vertreten. Häufige benthonische Arten sind *Bolivina crenulata* CUSHMAN, *Bulimina elongata* d.ORB., *Buliminella* sp., *Uvigerina mantaensis* CUSHMAN & EDWARDS. Stratigraphisch von Interesse ist neben dem Plankton die hier seltene Art *Uvigerina rudlingensis* PAPP.

Die Nannoflora (det. J. KRHOVSKY) umfaßt an autochthonen Arten *Zygrhablithus bijugatus*, *Coccolithus pelagicus*, *Pyrocyclus orangensis*, *Pontosphaera multipora*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Disctyococcites bisectus* und *Helicosphaera obliqua*; an umgelagerten Formen finden sich acht kretazische und elf paläogene Arten.

Der im hangenden geringmächtig und schlecht aufgeschlossenen Robulusschlier s.str. ist stark verwittert und verrutscht, siehe daher Stop 16.

Interpretation:

Zur Zeit der Sedimentation des Älteren Schliers existierte keine Verbindung zur westlichen Paratethys (Untere Süßwassermolasse in Bayern und weiter westlich). Dadurch war die Zirkulation im Meeresbecken stark eingeschränkt, sodaß es zur Ausbildung extrem ruhiger und sauerstoffverarmter Beckenbereiche, auch in relativer Nähe zum Festland (belegt durch die reiche Blattflora) kommen konnte.

Daß dieses Meeresbecken auch eine beachtliche Tiefe von mehreren hundert Metern hatte, wird durch die Mikrofauna (häufiges Auftreten der Gattungen *Bulimina* und *Uvigerina*, fallweise hohe Planktonrate) und auch durch den Fund eines Glasschwamms belegt.

Die hohen Anteile der Gattungen *Bolivina*, *Bulimina*, *Buliminella* und *Uvigerina* (Detritusfresser mit Toleranz für Sauerstoffreduktion) lassen wie auch die starken Schwankungen der Foraminiferen-Zahlen (s. o.) auf ein Milieu mit hohem Angebot an organischem Material und einem verminderten Sauerstoffgehalt schließen.

Die erwähnte Smektit-reiche Lage stellt eine Bentonitlage dar. Saure Vulkanite dieses Alters sind auch aus Ungarn und besonders der Slowakei bekannt, wo im Egerium Metermächtige Tuffhorizonte existieren. Dies erklärt möglicherweise auch den hohen Smektit-Gehalt des übrigen Sediments.

Literatur: H. KURZWEIL (1973).

Stop 15: Ziegelgrube Hartberg, bei Buchkirchen

(H.G. KRENMAYR & Ch. RUPP)

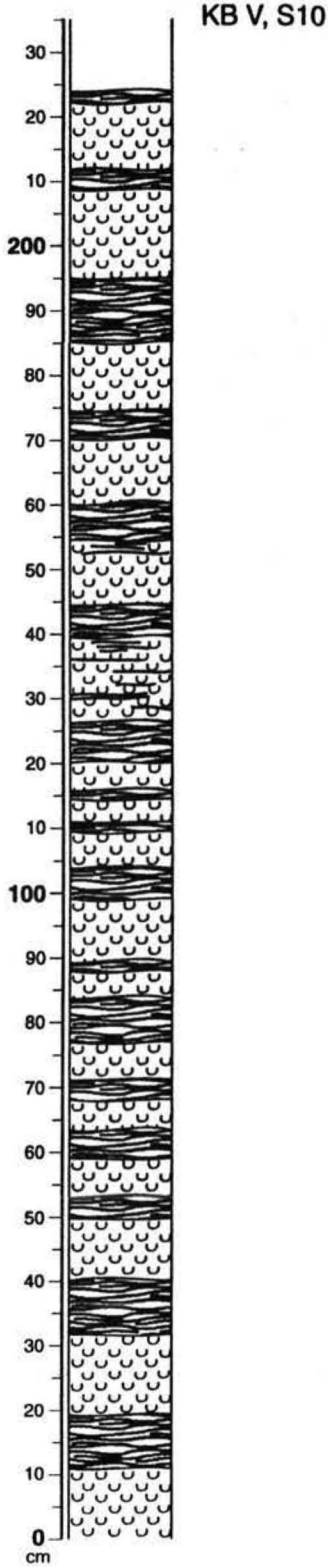
Thema: Beckenfazies der Innviertler Gruppe. (Oder: "Der klassischen Schlier").

Lithostratigraphische Einheit: Robulusschlier s.str.

Alter: Untermiozän, unteres Ottnangium (mittleres Burdigal).

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 49 Wels, Abbau für Ziegelrohstoff an der Straße nach Finklham 400m NW Hartberg.

Silbersberg - liegend:



Silbersberg - hangend:

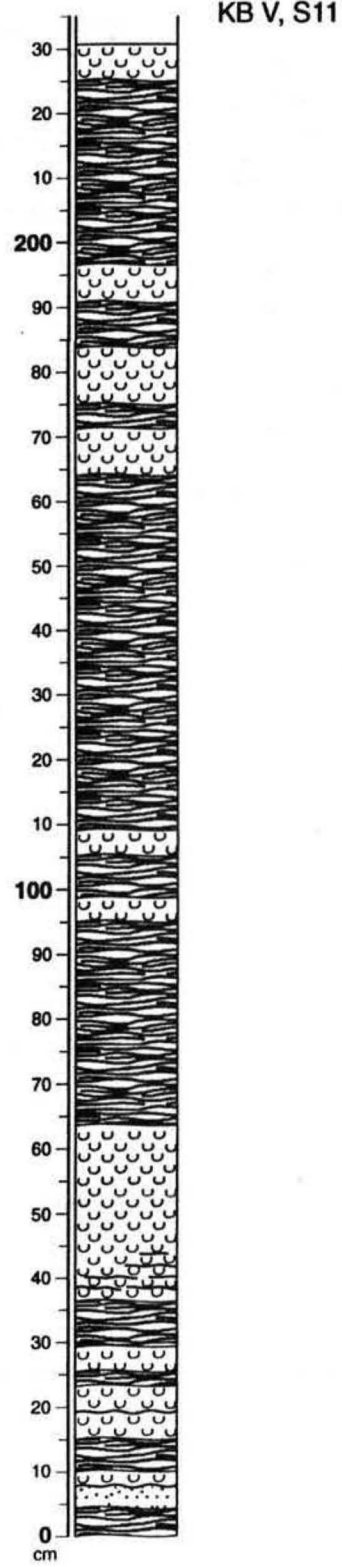


Abb. 16: Detailprofil aus dem Liegend- und Hangendabschnitt vom Aufschluß Silbersberg, als Beispiel für den Wechsel von niedrig- und hochbioturbaten Sedimentpaketen in vielen Aufschlüssen des Robulusschliers s.str.

Beschreibung:

Der Aufschluß zeigt einen einheitlichen, horizontal geschichteten, typischen Schlier, der in unverwittertem Zustand eine blaugraue Färbung zeigt. Es handelt sich um feinsandig, mergelige Pelite (>70% Silt, >20% Ton, wenige % Sand) mit einem Karbonatgehalt von 25-30%. Der Großteil des Sediments ist aus ebenflächig bis leicht wellig laminierten Peliten mit feinsandig-siltigen Bestegen und feinen Linsen aufgebaut. Die Bioturbation ist generell mäßig, dicht verwühlte Horizonte sind aber wiederholt eingeschaltet. Ein rythmischer Wechsel zwischen mäßig bis kaum verwühlten und sehr intensiv verwühlten Sediment-paketen im Dezimeter-Bereich, der in diesem Aufschluß nur undeutlich entwickelt ist, ist für andere Aufschlüsse im Robulusschlier s.str. kennzeichnend (Abb. 16).

Auffallend sind mehrfach zu beobachtende dünne Laminae bis Lagen von extrem glaukonit-reichem Mittel- bis Grobsand, in denen auch Molluskenschalen angereichert sind. Einzelne Glaukonitkörner können auch Zentimeter-Größe erreichen.

Die Molluskenfauna ist nicht bearbeitet. In einzelnen Horizonten häufig auftretende irreguläre Seeigel wurden als *Brissopsis ottnangensis* HOERNES bestimmt (det. J.H. NEBELSICK). Diese Horizonte sind auch durch den Spurentyp *Scolicia* isp. intensiv verwühlt. Weitere bestimmbare Ichnotaxa sind *Phycosiphon incertum* und *Arenicolites*, möglicherweise auch *Teichichnus*, *Planolithes* und *Cylindrichnus concentricus*.

Die Mikrofauna (>125µ) ist planktonreich (> 50%, mit *Globigerina praebulloides* BLOW, *G. ottnangiensis* RÖGL, *Paragloborotalia ? acrostoma* (WEZEL), *Globoquadrina*, *Globigerinoides* und *Cassigerinella*) das Benthos wird von der Gruppe *Cibicidoides-Lobatula* (*C. pseudoungerianus* (CUSHMAN), *L. lobatula* (WALKER & JACOB)) und der Gattung *Lenticulina* (*L. inornata* (d'ORB.), *L. melvilli* (CUSHMAN & RENZ)) dominiert, häufig sind *Charitonina tangentialis* (CLODIUS), die *Ammonia parkinsonisa - tepida* Gruppe und *Heterolepa dutemplei* (d'ORB.). Ostracoden kommen sehr selten vor.

Interpretation:

Der Robulusschlier s.str. stellt die vergleichsweise ruhige, tiefneritische bis flachbathyale Beckenfazies des Unteren Ottnangiums dar. Die glaukonitreichen Sandlagen können als das beckenwärtige Ausklingen, der zur grobklastischen Massivrandfazies (Fossilreiche Grobsande und Phosphoritsande) vermittelnden Kletzenmarkt Glaukonitsand Formation angesehen werden, die bei sehr seltenen, extrem hochenergetischen Ereignissen noch in diesen Beckenbereich gelangt sind.

Der in manchen Aufschlüssen entwickelte Wechsel zwischen hoch- und kaum-bioturbaten Sedimentpaketen könnte durch wechselnde Sedimentationsraten bedingt sein.

Die Mikrofauna spricht hier für einen tiefneritischen Ablagerungsbereich, viele Individuen der stark vertretenen Seichtwassergattung *Ammonia* sind schlecht erhalten, klein und möglicherweise größensortiert (zumeist zwischen 0,2 und 0,3mm), was für Umlagerung spricht.

Literatur: KRENMAYR (1994), KRENMAYR & UCHMANN (1996).

Stop 16: Humplberg

(H.G. KRENMAYR & Ch. RUPP)

Thema: Sedimentation, Erosion, Bioturbation und Faziesgegensätze in den Atzbacher Sanden. (Oder: "Finale: klein aber fein!").

Lithostratigraphische Einheit: Atzbacher Sande.

Alter: Untermiozän, unteres Ottnangium (mittleres Burdigal).

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 49 Wels, ESE Offenhausen, Straßenkehre 250 m W Humplberg.

Beschreibung:

Die kleine aufgelassene Sandgrube wird von lithologisch sehr unterschiedlichen Sedimenten aufgebaut. Die pelitreichen Sedimentkörper sind z.T. laminiert und nahezu unverwühlt, z.T. aber durch *Cylindrichnus concentricus* gefügeauflösend bioturbat. Diese pelitischen Körper "schwimmen" in teilweise trogförmig schräggeschichteten Sandkörpern, von denen sie allseits erosiv abgeschnitten werden (Abb.17). Pelitklastenanhäufungen, seltener mud drapes auf den Leebältern sind verbreitet. Die Sandpakete sind häufig durch pelitreiche Partien mit welliger Wechselschichtung und Linsenschichtung unterbrochen.

Die Messung der Schrägschichtungsblätter ergibt ein bipolares Strömungsmuster mit einer Richtung gegen E und einer etwas schwächer entwickelten Richtung gegen NW.

Die schön erhaltene Ichnofauna umfaßt ?*Alcyonidopsis*, *Planolithes* ? *beverlyensis* BILLINGS 1862, *Cylindrichnus concentricus* TOOTS in HOWARD 1966, *Rosselia socialis* DAHMER 1937, *Ophiomorpha annulata* (KSIAZKIEWICZ 1977), *Ophiomorpha nodosa* LUNDGREN 1891 und *Skolithos* isp.

Die Mikrofauna aus einer pelitischen Lage ist planktonreich (68%, hauptsächlich juvenile und adulte (bis 0,45mm) Globigerinen wie *G. praebulloides* BLOW, *G. ottnangiensis* RÖGL), das Benthos wird wiederum stark von der Gruppe *Cibicidoides-Lobatula* (s. o.) dominiert, häufigere Elemente sind neben *Ammonia* noch *Lenticulina inornata* (d'ORB.), *Melonis* und *Norion commune* (d'ORB.).



Abb. 17: Skizze von einem Ausschnitt des Aufschlusses Humplberg. Erklärung im Text.

Interpretation:

Der Aufschluß liegt im E' Verbreitungsgebiet der Atzbacher Sande, wo der weiter im Westen vorhandene "thickening and coarsening-upward-trend" (vgl. Stop 2) nicht mehr nachvollziehbar ist.

Der lebhafte Wechsel von Sedimentation und Erosion im Gezeitenmeer des Ottnangiums ist an dieser Lokalität besonders eindrucksvoll dokumentiert und erinnert damit an den Aufschluß in Timelkam (siehe Stop 1 - Vöcklaschichten). Abb. 17 zeigt, wie an den Rändern pelitischer Körper, die intern als Produkt einer ununterbrochenen feinkörnigen Sedimentation erscheinen, sandige Schrägschichtungskörper in vertikaler Abfolge mehrfach eingreifen. Zum Zeitpunkt der Ablagerung des jeweiligen Sandkörpers war aber sicher die pelitische Sedimentation unterbrochen, und die Erosionsflächen, die die verschiedenen Schräg-schichtungseinheiten voneinander trennen, verlaufen (meist unsichtbar) auch durch die pelitischen Sedimentpakete. Daraus ist ein vielfacher Wechsel von hoch- und niedrig-energetischen (Sub-)Faziestypen mit dazwischenliegenden Erosionsakten abzuleiten. Diese existierten offenbar zeitgleich in unmittelbarer Nachbarschaft, wobei die unterschiedlichen Energieniveaus wohl an die morphologischen Elemente des Meeresbodens wie Rinnen, Rinnenränder, pelitische "Hochzonen" oder Sandwellen- und Rippelfelder gebunden waren.

Möglicherweise steht der besonders kleinräumige Fazieswechsel mit der hier nur relativ schwachen Asymmetrie in der Stärke der Gezeitenströmungen im Zusammenhang. Durch die ständig wechselnden Strömungsrichtungen könnte die lokale Topographie des Meeresbodens besonders instabil gewesen sein.

Die Ichnofauna enthält sowohl Elemente der Skolithos- (*Ophiomorpha*, *Skolithos*) als auch der Cruziana-Ichnofazies (*Rosselia*, *Planolites*), das gemeinsame Auftreten von sediment-fressenden und filtrierenden Formen ist aber bezeichnend für die Curziana-Ichnofazies. Eine genaue Environmentinterpretation ist aufgrund der Spurengemeinschaft nicht möglich (vgl. Stop 1). Das Fehlen von Echinidenspuren in der Zusammensetzung der Ichnofauna läßt vermuten, daß sich grabende Seeigel und die Erzeuger ortsfester Wohnbauten wie *Rosselia* und vor allem *Ophiomorpha* weitgehend ausschließen. Die stellenweise besonders dichte Besiedlung des Sediments durch *Ophiomorpha* zeigt die fleckenartige Verbreitung derselben.

Die Mikrofauna zeigt wiederum durch das massenhafte Auftreten von juvenilem und adultem Plankton und durch die gut vertretenen Gattungen *Lenticulina*, *Melonis* aber auch durch die etwas selteneren Elemente wie *Spirorutilus*, *Pullenia* oder *Heterolepa* einen tieferen Ablagerungsbereich (? tiefneritisch) an.

Literatur: UCHMAN & KRENMAYR (1995), KRENMAYR & UCHMAN (1996).

Mittagessen in Gunskirchen, Gasthof Gruber

Rückreise nach Wien, bei Bedarf über Linz-Hbf.

LITERATUR

- ABERER, F., 1958: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg.- Mitt. Geol. Ges. Wien, **50** (1957), 23-93, 1 geol.Kt., Wien.
- ABERER, F., 1960: Das Miozän der westlichen Molassezone Österreichs mit besonderer Berücksichtigung der Untergrenze und seiner Gliederung.- Mitt. Geol. Ges. Wien, **52** (1959), 7-16, 1 Abb., 1 Beil., Wien.
- ABERER, F., 1962: Bau der Molassezone östlich der Salzach.- Z. dt. Geol. Ges., **113** (1961)/2.- 3.Tl., 266-279, 6 Abb., 1 Tab., Hannover.
- ABERER, F. & BRAUMÜLLER, E., 1949: Die miozäne Molasse am Alpennordrand im Oichten- und Mattigtal nördlich Salzburg.- Jb. Geol. Bundesanst., **92** (1947)/3-4, 129-145, 2 Fig., 1 Taf., Wien.
- ABERER, F. & BRAUMÜLLER, E., 1958: Ueber Helvetikum und Flysch im Raume nördlich Salzburg.- Mitt. Geol. Ges. Wien, **49** (1956), 1-39, 3 Taf., Wien.
- ARETIN, G., 1988: Schwermineral-Untersuchungen in den Liegendschichten der Kohlen-Ton-Serie im Hausruck, Oberösterreich.- Unveröff. Dipl. Arb. Univ. München, 79 S., 64 Abb., 3 Tab., München.
- BRAUMÜLLER, E., 1959: Der Südrand der Molassezone im Raume von Bad Hall.- Erdöl-Z., **75/5**, 122-130, 3 Taf., Wien-Hamburg.
- BRAUMÜLLER, E., 1961: Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg.- Erdöl-Z., **77/11**, 509-520, 2 Taf., Wien-Hamburg.
- BRZOBOHATY, R. & SCHULTZ, O., 1973: Die Fischfauna der Innviertler Schichtengruppe und der *Rzehakia* Formation.- In: PAPP, A., RÖGL, F. & SENES, J.: M₂ Ottnangien. Die Innviertler, Salgótarján, Bántapusztaer Schichtengruppe und die *Rzehakia* Formation.- Chronostratigraphie und Neostatotypen, **3**, 652-693, 5 Taf., Bratislava.
- BÜRGL, H., 1946: Zur Stratigraphie und Tektonik des oberösterreichischen Schliers. - Verh.Geol.Bundesanst., 1946/10-12, 123-151, Wien.
- CTYROKY, P., HÖLZL, O., KOKAY, J., SCHLICKUM, W.R., SCHULTZ, O., STRAUCH, F. & STEININGER, F., 1973: Die Molluskenfaunen des Ottnangiens. - In: PAPP, A., RÖGL, F. & SENES, J.: M₂ Ottnangien. Die Innviertler, Salgotarjaner, Bantapusztaer Schichtengruppe und die *Rzehakia* Formation. - Chronostratigraphie und Neostatotypen, **3**, 380-615, 30 Taf., Bratislava.
- CZURDA, K., 1978: Sedimentologische Analyse und Ablagerungsmodell der miozänen Kohlenmulden der oberösterreichischen Molasse.- Jb. Geol. Bundesanst., **121/1**, 123-154, 21 Abb., 2 Tab., Wien.
- FAUPL, P. & ROETZEL, R., 1987: Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottnangien) in der oberösterreichischen Molassezone.- Jb. Geol. Bundesanst., **130/4**, 415-447, 30 Abb., 3 Tab., Wien.
- FAUPL, P. & ROETZEL, R., 1990: Die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande: Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottnangien) in der oberösterreichischen Molassezone.- Jb. Geol. Bundesanst., **133/2**, 157-180, 18 Abb., 1 Tab., Wien.
- FAUPL, P., ROHRICH, V. & ROETZEL, R., 1988: Provenance of the Ottnangian Sands as Revealed by Statistical Analysis of their Heavy Mineral Content (Austrian Molasse Zone, Upper Austria and Salzburg).- Jb. Geol. Bundesanst., **131/1**, 11-20, 5 figs., 5 tabs., Wien.
- FUCHS, W., 1968: Die Sedimente am Südrande und auf dem kristallinen Grundgebirge des westlichen Mühlviertels und des Sawwaldes.- In: FUCHS, G. & THIELE, O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sawwald, Oberösterreich.- 43-58, 1 Taf. (Geol.Bundesanst.), Wien.
- FUCHS, W., 1980: Die Molasse und ihr nichthelvetischer Vorlandanteil am Untergrund einschließlich der Sedimente auf der Böhmisches Masse.- In: OBERHAUSER, R. [Hrsg.]: Der geologische Aufbau Österreichs.- 1. Aufl., 144-176, 11 Abb. (Springer), Wien-New York.
- GÜMBEL, C. W. v., 1888: Die miocänen Ablagerungen im oberen Donaugebiete und die Stellung des Schliers von Ottnang.- Sitz.-ber. bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Cl., **17** (1887), 221-325, Abb., München.
- HAQ, B.U. & HARDENBOL, J. & VAIL, P.R.: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. - Science, **235**, 1156-1167, 1987.

- HOERNES, R., 1875: Die Fauna des Schliers von Ottnang.- Jb. Geol. Reichsanst., **25/4**, 333-400, 6 Taf., Wien.
- HOFMANN, E., 1944: Pflanzenreste aus dem Phosphoritvorkommen von Prambachkirchen in Oberdonau. I. Teil.- Palaeontographica, **88**, Abt. B, 1-86, 14 Abb., 13 Taf., Stuttgart.
- HOFMANN, E., 1952: Pflanzenreste aus dem Phosphoritvorkommen von Prambachkirchen in Oberösterreich. II. Teil.- Palaeontographica, **92**, Abt. B, 121-183, 18 Abb., 5 Taf. (Taf. IX-XIII), Stuttgart.
- HOHENEGGER, J. & PERVESLER, P., 1985: Orientation of crustacean burrows.- Lethaia, **18**, 323-339, 11 figs., 6 tabs., Oslo.
- KOLLMANN, K., 1977: Die Öl- und Gasexploration der Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs aus regional-geologischer Sicht.- Erdöl Erdgas-Z., **93**, Sonderausg. 1977, 36-49, 19 Abb., Hamburg-Wien.
- KRENMAYR, H.G., 1991: Sedimentologische Untersuchungen der Vöcklaschichten (Innviertler Gruppe, Ottnangien) in der oberösterreichischen Molassezone im Gebiet der Vöckla und der Ager. - Jb. Geol. Bundesanst., **134/1**, 83-100, 14 Abb., 2. Tab., Wien.
- KRENMAYR, H.G., 1994: Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 49 Wels. - Jb. Geol. Bundesanst., **137/3**, 446-447, Wien.
- KRENMAYR, H.G. & UCHMANN, A. (1996). Spurenfossilien und Energieniveaus im Unteren Ottnangium der Molassezone von Oberösterreich. - Sediment '96, Kurzfassungen der Poster und Vorträge, Institut für Geologie der Universität Wien.
- KURZWEIL, H., 1973: Sedimentpetrologische Untersuchungen an den jungtertiären Tonmergelserien der Molassezone Oberösterreichs.- Tschermaks Min. Petr. Mitt., **20**, 169-215, 11 Abb., Wien.
- MACKENBACH, R., 1984: Jungtertiäre Entwässerungsrichtungen zwischen Passau und Hausruck (O.Österreich).- Geol. Inst. Univ. Köln, Sonderveröff. **55**, 175 S., 45 Abb., 2 Tab., Anhang (Tab. 1-5), Köln.
- MALZER, O., 1981: Geologische Charakteristik der wichtigsten Erdöl- und Erdgasträger der oberösterreichischen Molasse. Teil II: Die Konglomerate und Sandsteine des Oligozäns.- Erdöl Erdgas-Z., **97/1**, 20-28, 11 Abb., Hamburg-Wien.
- MALZER, O., RÖGL, F., SEIFERT, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & BRIX, F., 1993: Die Molassezone und deren Untergrund. - In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich. - 2. vollst. überarb. Aufl., 281-358, Naturhist. Mus. Wien und F. Berger-Horn, Wien.
- MAYERHOFER, D., 1985: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 47 Ried im Innkreis.- Jb. Geol. Bundesanst., **128/2**, 249, Wien.
- PETTERS, V., 1936: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen der Eurogasco im Schlier Oberösterreichs.- Petroleum, **32/5**, 10-12, Wien.
- POLESNY, H., 1983: Verteilung der Öl- und Gasvorkommen in der oberösterreichischen Molasse.- Erdöl Erdgas-Z., **99/3**, 90-102, 16 Abb., Hamburg-Wien.
- REITER, E., 1989: Das Naturdenkmal "Ottnangien" zwischen Wolfsegg und Ottnang am Hausruck.- OÖ. Heimatblätter, **43/3**, 262-270, 3 Abb., 1 Tab., Linz.
- REUSS, A.E., 1864: Foraminiferen des Schliers von Ottnang.- Verh. Geol. Reichsanst., **1864**, 20-21, In: Jb. Geol. Reichsanst., **14**, Wien.
- ROETZEL, R. mit Beiträgen von HOCHULI, P. & STEININGER, F., 1983: Die Faziesentwicklung des Oligozäns in der Molassezone zwischen Krems und Wieselburg (Niederösterreich). - Jb. Geol. Bundesanst., **126/1**, 129-179, 57 Abb., 9 Tab., Wien.
- ROETZEL, R. & RUPP, Ch., 1991: Die westliche Molassezone in Salzburg und Oberösterreich. - In: ROETZEL, R. & NAGL, D., 1991: Exkursionen im Tertiär Österreichs. Molassezone, Waschbergzone, Korneuburger Becken, Wiener Becken, Eisenstädter Becken. - 13-57, 13 Abb., (Österreichische Paläontologische Gesellschaft) Wien.
- RÖGL, F., 1969: Die Foraminiferenfauna aus den Phosphoritsanden von Plesching bei Linz (Oberösterreich) - Ottnangien (Untermiozän).- Naturk. Jb. Stadt Linz, **15** (1969), 213-234, 1 Tab., 4 Taf., Linz.
- RÖGL, F., SCHULTZ, O. & HÖLZL, O., 1973: Holostratotypus und Faziostratotypen der Innviertler Schichtengruppe.- In: PAPP, A., RÖGL, F. & SENES, J.: M₂ Ottnangien. Die Innviertler, Salgótarján, Bántapusztaer Schichtengruppe und die *Rzehakia* Formation.- Chronostratigraphie und Neostratotypen, **3**, 140-196, Abb. 19-23, Tab. 4, Bratislava.

- RÖGL, F. & STEININGER, F., 1970: *Miogypsina (Miogypsinoides) formosensis* YABE & HANZAWA, 1928 (Foraminiferida) aus den Linzer Sanden (Egerien-Oberoligozän) von Plesching bei Linz, Oberösterreich.- Mitt. Geol. Ges. Wien, **62** (1969), 46-54, 2 Taf., Wien.
- RÖGL, F. & STEININGER, F., 1983: Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys.- Ann. Naturhist. Mus. Wien, **85/A**, 135-163, 2 Abb., 14 Taf., Wien.
- SCHADLER, J., 1934a: Weitere Phosphoritfunde in Oberösterreich.- Verh. Geol. Bundesanst., **1934/4-5**, 58-60, Wien.
- SCHADLER, J., 1934b: Phosphoritvorkommen in Oberösterreich.- Min. Petrogr. Mitt., **45/5-6**, 466-469, 1 Abb., Leipzig.
- SCHADLER, J., 1944: Fundumstände und geologisches Alter der Pflanzenreste aus dem Phosphoritvorkommen von Prambachkirchen in Oberdonau.- In: HOFMANN, E.: Pflanzenreste aus dem Phosphoritvorkommen von Prambachkirchen in Oberdonau.- Palaeontographica, **88**, Abt. B, 3-10, Abb.1-2, Stuttgart.
- SCHULTZ, O. mit einem Beitrag von STEININGER, F., 1969: Die Selachierfauna (Pisces, Elasmobranchii) aus den Phosphoritsanden (Unter-Miozän) von Plesching bei Linz, Oberösterreich.- Naturk. Jb. Stadt Linz, **14** (1968), 61-102, 20 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Linz.
- SIEBER, R., 1956: Die faunengeschichtliche Stellung der Makrofossilien von Otnang bei Wolfsegg.- Jb. OÖ. Mus. Ver., **101**, 309-318, Linz.
- STEININGER, F., 1966: Über eine Fossilienammlung aus dem Stadtbereich von Linz.- Naturk. Jb. Stadt Linz, **12** (1966), 7-10, Taf.I-IV, Linz.
- STEININGER, F., 1969: Das Tertiär des Linzer Raumes.- In: PODZEIT, W. & STEININGER, F. [Red.], STADTMUSEUM LINZ UND OÖ.LANDESMUSEUM [Hrsg.]: Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes.- Kat.Nr.64, 35-53, 1 Tab., Taf.1-14, Linz.
- STEININGER, F., 1991: Das Tertiär in Österreich - ein Überblick. - In: ROETZEL, R. & NAGL, D. (Hrsg.): Exkursionen im Tertiär Österreichs. Molassezone, Waschbergzone, Korneuburger Becken, Wiener Becken, Eisenstädter Becken. - Österreichische Paläontologische Gesellschaft, 1-11, Wien.
- STEININGER, F.F., WESSELY, G., RÖGL, F. & WAGNER, L., 1986: Tertiary sedimentary history and tectonic evolution of the Eastern Alpine Foredeep.- Giorn. Geol., ser.3°, **48/1-2**, 285-297, 10 figs., Bologna.
- SZTANO, O., 1994: The tide-influenced Petervasara Sandstone, early Miocene, northern Hungary: sedimentology, paleogeography and basin development. - Geologica ultraiectina, No. 120, 155 p., Utrecht.
- TOLLMANN, A., 1985: Geologie von Österreich - Bd.2 (Außerzentralalpiner Anteil).- 1.Aufl., XV+710 S., 286 Abb., 27 Tab. (Deuticke), Wien.
- UCHMANN, A. & KRENMAYR, H.G., 1995: Trace fossils from Lower Miocene (Otnangian) molasse deposits of Upper Austria. - Paläont.Z., **69-3/4**, 503-524, 9 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- WAGNER, L., 1980: Geologische Charakteristik der wichtigsten Erdöl- und Erdgasträger der oberösterreichischen Molasse. Teil I: Die Sandsteine des Obereozän.- Erdöl Erdgas-Z., **96/9**, 338-346, 13 Abb., Hamburg-Wien.
- WAGNER, L., KUCKELKORN, K. & HILTMANN, W., 1986: Neue Ergebnisse zur alpinen Gebirgsbildung Oberösterreichs aus der Bohrung Oberhofen 1- Stratigraphie, Fazies, Maturität und Tektonik. - Erdöl Erdgas Kohle, **102/1**, 12-19, 10. Abb., Hamburg-Wien.
- WENGER, W.F., 1987: Die Foraminiferen des Miozäns der bayerischen Molasse und ihre stratigraphische sowie paläogeographische Auswertung.- Zitteliana, **16**, 173-340, 28 Abb., 22 Taf., München.
- ZORN, I., 1995: Preliminary report on the ostracodes from the Otnangian (Early Miocene) of Upper Austria. - In: RIHA, J. (Ed.): Ostracoda and Biostratigraphy, Proc. 12th Intern. Symp. Ostracoda Prague 1994: 237-243, 4 figs., Rotterdam (A.A.Balkema).

Verzeichnis der Autoren:

Mag. Hans Georg KRENMAYR
Geologische Bundesanstalt
Rasumofskygasse 23
A-1031 Wien

Univ.Ass.Dr.Peter PERVESLER
Institut für Paläontologie
Universität Wien
Althanstraße 14
A-1090 Wien

Dr.Reinhard ROETZEL
Geologische Bundesanstalt
Rasumofskygasse 23
A-1031 Wien

Dr.Christian RUPP
Geologische Bundesanstalt
Rasumofskygasse 23
A-1031 Wien

Dr.Ortwin SCHULTZ
Naturhistorisches Museum Wien
Burgring 7
A-1014 Wien

O.Univ.Prof.Dr.Fritz F.STEININGER
Forschungsinstitut des Naturmuseums Senckenberg
Senckenberganlage 25
D-60325 Frankfurt

Dr. Franz STOJASPAL
Geologische Bundesanstalt
Rasumofskygasse 23
A-1031 Wien

Mag. Irene ZORN
c/o Geologische Bundesanstalt
Rasumofskygasse 23
A-1031 Wien