

Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich

Band 39/40

Vorstand für das Studienjahr 1993/94 sowie das Wintersemester 1994/95

Obmann: Mag. Wolfgang MÜLLER

Vizeobfrau: Mag. Susanne GÖDEL

1. Kassierin: Marion JARNIK

2. Kassier: Mag. Gerd FRIK

Rechnungsprüfer: Dr. Wolfgang PAVLIK

Schriftführer: Martin JUNG

Schriftleitung:

Martin JUNG

(Institut für Geologie, Universität Wien)

Beirat:

Univ.-Doz. Dr. Richard LEIN

Zeichner:

Leo LEITNER

Alle Rechte vorbehalten.

Die Artikel stellen die Auffassungen der Autoren selbst dar.

Für Inhalt und Form sind die Verfasser verantwortlich.

Herausgeber, Eigentümer und Verleger:

Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich,

am Institut für Geologie der Universität Wien,

Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien

Druck:

Anton Riegelnik

Piaristengasse 19, A-1080 Wien

Förderer und Spender

Dipl.-Ing. A. Bilak
Prof. Dr. F. Brix
Dr. R. Dell'Mour
Prof. Dr. Ch. Exner
Prof. Dr. P. Faupl
Dr. W. Friedel
Dr. W. Furlinger
Dr. P. Gottschling
Dr. M. Götzinger
Mag. W. Grum
Dr. H. Halbmayer
Dr. W. Hamilton
Dr. E. Hejl
Dr. J. Hellerschmidt-Alber
Dr. K. Hösch
Dr. J. Kaiser
Prof. Dr. G. Kleinschmidt
Dr. E. Kupka
Prof. Dr. H. Kurzweil
Dr. K. Liegler

Mag. H. Pavlik
Dr. W. Pavlik
Prof. Dr. W. Pohl
Dr. K. Rauscher
Dr. G. Riehl-Herwirsch
Dr. R. Roetzel
Dr. A. Ruttner
Dr. R. Sauer
Dr. S. Scharbert
Dr. P. Slapansky
Dr. D.R. Sommer
Hon.-Prof. Dr. H. Stowasser
A. Strasser
Prof. Dr. M. Thöni
Dr. H. Traindl
Dr. F. Turinsky
Dr. L. Weber
Dr. H. Weinke
(+) Dr. F. Wurm
Prof. Dr. N. Vávra

In Memoriam Detlef Wurm

1947–1992

Am 28. Dezember 1992 verstarb plötzlich und unerwartet der Akademische Rat am Institut für Paläontologie der Universität Erlangen-Nürnberg, Dr. Detlef Wurm, an den Folgen eines Herzversagens. Gerade wegen seiner vielfältigen engen fachlichen und persönlichen Bezüge zu den österreichischen Kollegen und zur Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten scheint ein kurzer Nachruf in diesem Rahmen wünschenswert und angebracht (bezüglich einer detaillierteren Vita des Verstorbenen sei verwiesen auf E. FLÜGEL: Geol. Bl. NO-Bayern, 43(4):397–400, 1993).

Detlef wurde am 12.5.1947 in Schwarzach (Oberpfalz) geboren. Er war Schüler des Humanistischen Gymnasiums in Nürnberg, wo er sein Abitur absolvierte. Im Wintersemester 1969/70 schrieb er sich für das Jurastudium an der Friedrich-Alexander Universität in Erlangen ein, wechselte jedoch im Wintersemester 1972/73 zu den Fächern Geologie/Paläontologie über. Hier fand er seine geistige Heimat. Detlefs Liebe zur Geologie und Paläontologie, sowie zur Natur und Tieren begleiteten ihn auf seinem Lebensweg.

Als ich Detlef im Jahr 1974 bei der Familie Fuch in Mittendorf (Steiermark), wo er sich wegen einer Geländekartierung in Rötelstein aufhielt, zum erstenmal begegnete, fand ich in ihm einen freundlichen, hilfsbereiten und frohen Menschen, der immer mehr gab als er nahm. Es war zu bewundern, wie Detlef, trotz eines angeborenen Herzleidens, durch seinen starken Willen und unermüdlichen Fleiß seine beruflichen Erfolge erzielte. Seine Diplomarbeit, die sich mit den faziellen und paläontologischen Untersuchungen in den oberjurassischen Riffkalken des Rötelsteins (Steiermark) beschäftigte, beendete er im Jahre 1977.

Nach seiner Diplom-Prüfung begann Detlef im gleichen Jahr im Paläontologischen Institut in Erlangen als Wissenschaftlicher Assistent und promovierte 1982 zum Dr. rer. nat. Die von ihm in FACIES (Bd. 6) mit dem Titel „Mikrofazies, Paläontologie und Paläogeographie obertriadischer Dachsteinriffkalke des Gosaukammes (Österreich)“ publizierte Dissertation wurde Wegweiser für unzählige, den Gosaukamm besuchende Geologie-Studenten sowie für viele Naturfreunde.

Mit der Ernennung zum Akademischen Rat auf Zeit im Jahr 1982 erhielt Detlef neue Impulse, was er durch seine unermüdliche und aktive Teilnahme an den Lehrveranstaltungen bei der Grundausbildung der Geologie-Paläontologie- sowie Biologie- und Geographie-Studenten immer wieder unter Beweis stellte und sich so zu einer tragenden Säule bei der Bewältigung der Institutsaufgaben entwickelte. Es waren nicht nur die im Rahmen der Studienordnung vorgesehenen Lehr-



Detlef Wurm während einer geologischen Studenten-Exkursion.
Detlef Wurm during a geological excursion.

veranstaltungen, die er mit Begeisterung und Fleiß bewerkstellte, sondern auch mehrere, auf eigene Initiative entstandene Lehrangebote in Form von Kompaktkursen und Exkursionen, die die Studenten auf die aktuellen Fortschritte der Geologie und Paläontologie hinwiesen. 1987 wurde er zum Akademischen Rat auf Lebenszeit ernannt.

Detlef Wurm war beim Aufbau, der Gestaltung und bei der Durchführung des seit 1974 unter Leitung von Herrn Prof. Flügel als interuniversitäre, jährlich in Erlangen stattfindenden „Fazieskurses“, an dem bis jetzt mehr als 1.000 Studenten, Hochschullehrer und Industrie-Geologen aus dem In- und Ausland ihr Fachwissen vertieft haben, maßgebend beteiligt. Er verstand es, nicht nur den Erlanger Geologie-Paläontologie-Studenten, sondern auch den Studenten und Fachkollegen in den verschiedenen ausländischen Universitäten, Landesämtern und Industrieanstalten, wie z.B. in Österreich, Griechenland oder Ägypten sein Fachwissen bestmöglichst zu vermitteln. Es waren Detlefs Engagement, Fleiß und Können, die ihn zu einem angesehenen und beliebten Hochschullehrer machten und die Studenten mit großem Interesse und mit höchster Begeisterung an seinen Lehrveranstaltungen, Kursen und Exkursionen teilnehmen ließen. Es war sein

liebenswertes Wesen und die ihm eigene Art, die seinen Schülern, Freunden und Kollegen immer in Erinnerung bleiben wird.

Das Universitätsleben, verbunden mit Verpflichtungen gegenüber den Studenten und der Universität, vor allem während des zweijährigen Neubaus und der Renovierungsarbeiten des Institutes in den Jahren 1991–1992 ließen einem immer zur Verfügung stehenden und hilfsbereiten Menschen wie Detlef nicht allzuviel Zeit für die wissenschaftliche Tätigkeit. Die Abfassung eines kleinen Artikels mit mir über einen Schwamm aus „seinem Berg“ dem Gosaukamm, ist Beweis dafür, daß er seine Forschungsaktivitäten zu verstärken beabsichtigte. Man hätte ihm noch viele Jahre vergönnt, damit er der Fachwelt seine Kenntnisse, die er sich durch aktuo-paläontologische Exkursionen erworben hatte, weitergeben konnte. Dies war ihm ein spezielles Anliegen, wie er mir selbst kurz vor seinem Tod erzählte.

Der Tod am Abend des 28.12.1992 verhinderte den von Detlef ersehnten Neubeginn in seinem neu eingeräumten und mit Tier- und Naturbildern geschmückten Arbeitszimmer im renovierten Institutsgebäude. Für „sein“ Institut, seine Studenten und seine Freunde war es unfaßbar, daß er so plötzlich von uns gegangen war. Am 2.1.1993 mußten wir allzu früh und schmerzlich von ihm auf dem Friedhof in Helmbrechts (Oberfranken) Abschied nehmen. Es war ein Abschied von einem außergewöhnlich liebenswürdigen, hilfsbereiten und immer frohen Menschen: Detlef Wurm. Wir werden ihn nicht vergessen.

Baba Senowbari-Daryan

Liste der wissenschaftlichen Veröffentlichungen von Detlef Wurm

- WURM, D. (1981a): The Upper Triassic Gosaukamm Reef Complex (Dachstein Limestone, Austria). – Abstracts International Symposium on Triassic Reefs, Erlangen, 53–55, Erlangen.
- (1981b): Gosaukamm, Upper Austria. – [In:] FLÜGEL, E. (ed.): Guide Book International Symposium on Triassic Reefs, Erlangen, 86–104, Abb. 23–28, Erlangen.
- (1982): Mikrofazies, Paläontologie und Palökologie der Dachsteinriffkalke (Nor) des Gosaukammes (Österreich). – *Facies*, **6**, 203–296, 32 Abb., Taf. 27–41, Erlangen.
- FLÜGEL, E. & WURM, D. (1984): Triassic reefs – facts and problems. – 3ème Cycle Science Terre, 11.1.–11.2., Bern.
- SENOWBARI-DARYAN, B. & WURM, D. (1994): *Radiocella prima* n.g., n.sp., der erste segmentierte Schwamm mit tetracladinem Skelett aus den Dachstein-Riffkalke (Nor) des Gosaukammes (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Abh. Geol. B.-A.*, **50**, 463–468, 4 Abb., 1 Taf., Wien.
- STEIGER, T. & WURM, D. (1980): Faziesmuster oberjurassischer Plattformkarbonate (Plassen-Kalke, Nördliche Kalkalpen, Steirisches Salzkammergut, Österreich). – *Facies*, **2**, 241–284, 8 Abb., Taf. 25–30, Erlangen.

Franz Xaver Pausweg

1945–1994



Im Wintersemester 1963/64 begann F.X. Pausweg das Studium der Geologie an der Universität Wien. Finanzielle Schwierigkeiten zwangen ihn nach vier Semestern zu einer Unterbrechung, doch im Wintersemester 1968/69 nahm er sein Studium wieder auf. Lebhaft, redegewandt und engagiert, stand er der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten zeitweilig als Obmann vor. Professor Medwenitsch schlug ihm als Dissertationsthema die Mitterberger Kupfervererzung vor. Nach jahrelanger Arbeit an diesem Thema brach Pausweg trotz seiner allgemein anerkannten Begabung sein Studium ohne Abschluß ab, da zwischen ihm und seinem Dissertationsvater unüberbrückbare inhaltliche Meinungsverschiedenheiten entstanden waren.

Bis zum Jahre 1982 blieb seine Verbindung zur Geologie dadurch aufrecht, daß er für Projekte der Geologischen Bundesanstalt als Zeichner und Figurant tätig war, wie er es schon während seines Studiums getan hatte. Danach verschwand er aus unserem Gesichtsfeld.

Die Politik, für die er schon immer großes Interesse hatte, war in seinen letzten Jahren der Mittelpunkt seines Lebens. Aus einer im Dritten Reich verfolgten Arbeiterfamilie stammend, war und blieb er zeitlebens ein Linker. Die neuen politischen Auseinandersetzungen der siebziger und achtziger Jahre brachten ihn zur Ökologiebewegung, wo er sich intensiv engagierte.

Er vertrat von 1985–1987 die Alternative Liste Wien, von 1987 bis zu seinem Tode die Grüne Alternative im Bezirksrat von Favoriten bzw. Meidling. Sein kompromißloses Festhalten an unerwünschten Meinungen, das schon seinen Studienabschluß verhindert hatte, ließ auch keine politische Karriere zu.

Am 10. 2. 1994 starb er nach schwerer Krankheit.

Die ihn gekannt haben, werden sich seiner eigenwilligen Persönlichkeit stets erinnern.

Paul Herrmann

Literatur

- WEBER, L., PAUSWEG, F. & MEDWENITSCH, W. (1971): Zur Mitterberger Kupfervererzung im Südevier (Arthurstollen): ein Diskussionsbeitrag. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **64**, 209–218, 3 Abb., 1 Beil., Wien.
- (1973): Zur Mitterberger Kupfervererzung (Mühlbach/Hochkönig, Salzburg). — Mitt. Geol. Ges. Wien, **65**, 137–158, 2 Beil., 3 Fotos, Wien.
- PÜHRINGER, A., SEIBERL, W., TRAPP, E. & PAUSWEG, F. (1975): Die Verteilung der erdmagnetischen Elemente in Österreich zur Epoche 1970.0. — Zentralanst. f. Meteorol. u. Geodyn., 18 S., 2 Tab., 9 Beil., Wien.

Inhalt des Bandes Nummer 39/40, 1996

1.	SCHLAF, J.: Ein obertriadisches Intraplattformbecken aus den Südkarawanken (Kärnten, Österreich)	1 – 14
2.	HUBMANN, B.: Astogenese von <i>Catenipora micropora</i> (WHITFIELD, 1882), <i>Coelenterata</i> , Tabulata.	15– 28
3.	MÜLLER, H.W. & ROHATSCH, A.: Gesteinskundliche Untersuchungen an historischen Plastiken am Beispiel der „Blanche de Valois“	29– 33
4.	MÜLLER, W.H. & ROHATSCH, A.: Gesteinskundliche Aufnahmen an der Pfarrkirche St. Martin in Klosterneuburg	35– 43
5.	LEBER, D.: Die Einführung der Umweltverträglichkeitsprüfung (UVP) in Österreich – Auswirkungen auf den geowissenschaftlichen Fachbereich	45– 54
6.	ROHATSCH, A.: Ökologische Aspekte bei Foraminiferenfaunen der kalkigen Randfazies des Wiener Beckens	55– 63
7.	NAGEL, D.: Jungpleistozäne Arvicoliden (Rodentia, Mammalia) vom Gänsgraben bei Limberg/N.Ö.	65– 80
8.	HAAS, M.: Sedimentpetrologie und Environmentalanalyse der neogenen Sedimentabfolgen am Westhang des Leithagebirges (Hornstein/Wimpassing, Bgld., Österreich)	81 –118
9.	GAWLICK, H.-J.: Die früh-oberrjurassischen Brekzien der Strubberschichten im Lammertal – Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich)	119–186
10.	THÖNI, M.: Isotopengeologie und Geochronologie – Einsatzmöglichkeiten in der Geologie	187–209
11.	LANTSCHNER, M., LEIN, R. & THÖNI, M.: Kristallingerölle in Liasbuntkalken der Lechtaler Alpen	211–220
12.	HEBBELN, D., HENRICH, R., LACKSCHEWITZ, K.S. & RUHLAND, G.: Tektonische Struktur und fazielle Gliederung der Lechtaldecke am NW-Rand des Tirolischen Bogens in den Chiemgauer Alpen	221–235
	Diplomarbeiten/Dissertationen	237–257
	Buchbesprechungen	257–265

Contents of volume number 39/40, 1996

1.	SCHLAF, J.: An Upper Triassic intraplateau-basin from the Southern Karawanken Mountains (Carinthia, Austria)	1–14
2.	HUBMANN, B.: Astogenesis of <i>Catenipora micropora</i> (WHITFIELD, 1882) <i>Coelenterata</i> , Tabulata... 15–28	
3.	MÜLLER, H.W. & ROHATSCH, A.: Lithological investigations on historical sculptures on the example of “Blanche de Valois”	29–33
4.	MÜLLER, H.W. & ROHATSCH, A.: Mapping of the lithological composition on the facades of St. Martin in Klosterneuburg	35–43
5.	LEBER, D.: The introduction of the law on the Environmental Impact Statement (EIS) in Austria – Consequences for the geoscientific field	45–54
6.	ROHATSCH, A.: Ecological aspects of foraminiferid faunas of the marginal facies from the Vienna basin.	55–63
7.	NAGEL, D.: Upper Pleistocene Arvicolids (Rodentia, Mammalia) from Gänssgraben near Limberg/N.Ö.	65–80
8.	HAAS, M.: Sedimentpetrography and Environmental analysis of the neogene sedimentary sequences on the western slope of the Leithagebirge (Hornstein/Wimpassing, Bgld., Austria)	81–118
9.	GAWLICK, H.-J.: The Early Upper Jurassic Mass Flow Deposits of the Strubberg Formation (Lammer Valley) – Analysis and Tectonic Implications (Northern Calcareous Alps, Austria)	119–186
10.	THÖNI, M.: Isotope Geology and Geochronology – application to geological problems	187–209
11.	LANTSCHNER, M., LEIN, R. & THÖNI, M.: Exotic crystalline components in Liassic Cephalopod Limestones of the Northern Calcareous alps	211–220
12.	HEBBELN, D., HENRICH, R., LACKSCHEWITZ, K.S. & RUHLAND, G.: Tectonic structure and facies succession of the Lechtal Nappe at the northwestern rim of the Tirolian Arc (Chiemgau Alps)	221–235
	Thesis/Dissertations	237–256
	Bookreviews	257–265

Ein obertriadisches Intraplattformbecken aus den Südkarawanken (Kärnten, Österreich)

An Upper Triassic intraplateform-basin from the Southern Karawanken Mountains (Carinthia, Austria)

von

Jürgen SCHLAF

mit 13 Abbildungen
with 13 figures

Schlüsselwörter:

*Obertrias
Südkarawanken
Stratigraphie und Fazies
Norisches Intraplattformbecken
Pelagische Fazies*

Keywords:

*Upper Triassic
Southern Karawanken Mountains
Stratigraphy and Facies
Norian Intraplateform Basin
Pelagic Facies*

Adresse des Autors:

Address of the author:

Mag. Jürgen Schlaf

Institut für Geologie der Universität Wien

Geozentrum, Althanstraße 14

A-1091 Wien

Inhalt

Zusammenfassung,, Abstract	3
1. Einführung	3
2. Stratigraphie	4
2.1. Schlerndolomit	4
2.2. Raibl Gruppe	6
2.2.1. Hellgrauer Bankdolomit (Conzendolomit ?)	6
2.2.2. Terrigene Raibler Schichten	6
2.2.3. Flachmarine Dolomite der Raibl Gruppe	6
2.3. Carnitza Formation	7
2.4. Bača Formation	8
2.5. Frauenkogel Formation	9
2.5.1. Liegender Abschnitt der Frauenkogel Formation	9
2.5.2. Hangender Abschnitt der Frauenkogel Formation	10
2.6. Hahnkogel Formation	11
3. Diskussion	11
3.1. Geodynamische Entwicklung vom Karn bis in den Lias	11
3.2. Paläogeographie	12
3.3. Überregionale Vergleiche und Schlußfolgerung	12
4. Literatur	13

Contents

Abstract, Zusammenfassung	3
1. Introduction	3
2. Stratigraphy	4
2.1. Schlerndolomite	4
2.2. Raibl Group	6
2.2.1. Light-grey bedded dolomite (Conzendolomite ?)	6
2.2.2. Terrigenous Raibl Beds	6
2.2.3. Shallow-marine dolomites of the Raibl Group	6
2.3. Carnitza Formation	7
2.4. Bača Formation	8
2.5. Frauenkogel Formation	9
2.5.1. Basal part of the Frauenkogel Formation	9
2.5.2. Upper part of the Frauenkogel Formation	10
2.6. Hahnkogel Formation	11
3. Discussion	11
3.1. Geodynamic evolution from the Carnian to the Liassic	11
3.2. Paleogeography	12
3.3. Supra-regional comparisons and conclusion	12
4. References	13

Zusammenfassung

Die Obertriasentwicklung in den südalpinen Südkarawanken (Kärnten, Österreich) ist normalerweise durch Karbonatplattformsedimente (gebankter Dachsteinkalk) charakterisiert. Im Abschnitt zwischen Mittagskogel und Kahlkogel tritt jedoch eine von der üblichen flachmarinen Obertriasfazies abweichende Entwicklung auf. Diese Sedimentsequenz wurde litho- und biostratigraphisch gegliedert sowie faziell und sedimentologisch untersucht.

Nach der Sedimentation von flachmarinen, terrigenen Raibler Schichten des Karn, kam es kurzzeitig zur Entwicklung einer gezeitenbeeinflussten Karbonatplattform. Lac und Alaun sind durch 170 m mächtige Hornsteindolomite (Bača Formation) vertreten, die Breccien, Turbidite und Rutschpakete beinhalten.

Darüber folgt eine 300 m mächtige Sequenz pelagischer Hornsteinplattenkalke (Frauenkogel Formation). Die basalen Anteile der Frauenkogel Formation (unteres Sevat) sind durch Rutschstrukturen (Rutschfalten, sedimentäre Boudinagen) und Megaturbiditbänke (8–25 m mächtig) gekennzeichnet. Der obere Abschnitt der Frauenkogel Formation (oberes Sevat und Rhät) ist frei von grobkörnigen Karbonatklastika und wird von Radiolarianturbiditen, intensiv durchwühlten wackestones und Crinoidenturbiditen aufgebaut.

Bei den Sedimenten des Lias (Hahnkogel Formation) handelt es sich um 200 m mächtige, sterile mudstones. Die eben beschriebene Sedimentabfolge zeigt die bruchtektonische Eintiefung eines Intraplattformbeckens an. Andere norische Beckeneinbrüche zeigen an, daß das Nor durchaus kein Zeitraum tethysweiter, einheitlicher Subsidenz war. Vielmehr gab es im Nor unterschiedliche Subsidenzraten. Wo die Subsidenzraten außergewöhnlich hoch waren, kam es zum Einbruch von Intraplattformbecken. Als großtektonische Ursache dieser Beckeneinbrüche können norische Lateralbewegungen zwischen der Eurasiatischen und Adriatischen Platte angenommen werden.

Abstract

The Upper Triassic Sediments of the Southern Karawanken Mountains (Carinthia, Austria) normally consist of carbonate platform sediments (bedded Dachstein Limestone). Between Mittagskogel and Kahlkogel a facies occurs, which is completely different. This sedimentary sequence was subdivided litho- and biostratigraphically and investigated sedimentologically. The facies of this sequence was also analysed.

Subsequent to the sedimentation of shallow marine, terrigenous Raibl Beds of Carnian age, a short-lived, tidally influenced carbonate platform developed.

Lac and Alaun are represented by 170 m thick cherty dolomites (Bača Formation) with breccias, turbidites and slumps.

Above the cherty dolomites a 300 m thick sequence of pelagic platy limestones follows (Frauenkogel Formation). The lower part of the Frauenkogel Formation (Lower Sevatian) shows a lot of slump structures (slump folds, sedimentary boudinages) and megaturbidites (8–25 m thick). The upper part of the Frauenkogel Formation (Upper Sevatian, Rhaetian) contains no coarse clastic carbonates. It consists of radiolarian turbidites, intensely bioturbated wackestones and crinoidal turbidites.

The Liassic sediments (Hahnkogel Formation) consist of 200 m thick sterile mudstones.

This sedimentary succession indicates the tectonic evolution of an intraplatform basin.

Other Norian intraplatform basins indicate that the Norian was not a time span of tethyan-wide uniform subsidence. On the contrary, during the Norian the subsidence rates were different. Extraordinary high subsidence rates led to the formation of several intraplatform basins. The reason of this basin formations could be lateral movements between the Eurasian and the Adriatic Plate.

1. Einführung

Schon beim Bau des Karawankeneisenbahntunnels sind TELLER mehrere hundert Meter mächtige Hornsteinplattenkalkserien aufgefallen, die von ihm in die Mitteltrias gestellt wurden (TELLER 1910). ANDERLE (1970 a, 1970 b) stufte diese Serien ohne Fossilbeleg als karnisch ein. Er hat die Hornsteinplattenkalke in zwei Einheiten weiter untergliedert. Auch KEN (190) hat die Kalke ebenfalls ohne Fossilbelege ins Karn gestellt, aber nicht weiter differenziert. Conodontentests Ende der achtziger Jahre zeigten, daß in den vormals ins Karn gestellten Hornsteinplattenkalken noch ein norischer Anteil vorhanden ist (mündl. Mitt. KRYSSTYN und BAUER) und ein rhätischer, vielleicht sogar jurassischer Anteil vermutet werden kann. Ziel der vorliegenden Arbeit war, die Hornsteinplattenkalke litho- und biostratigraphisch neu zu gliedern und neue Formationsbegriffe zu definieren. Weiters sollten die Hornsteinplattenkalke faziell und sedimentologisch analysiert werden.

Das Gebiet zwischen Mittagskogel und Hahnkogel wurde auch einer geologischen Kartierung unterzogen (Abb. 1). Das Arbeitsgebiet (Abb. 1) ist allseitig von Störungen begrenzt und wird Kahlkogel-Einheit genannt. Die tektonische Entwicklung der Kahlkogel-Einheit wurde von SCHLAF (1993) detailliert bearbeitet.

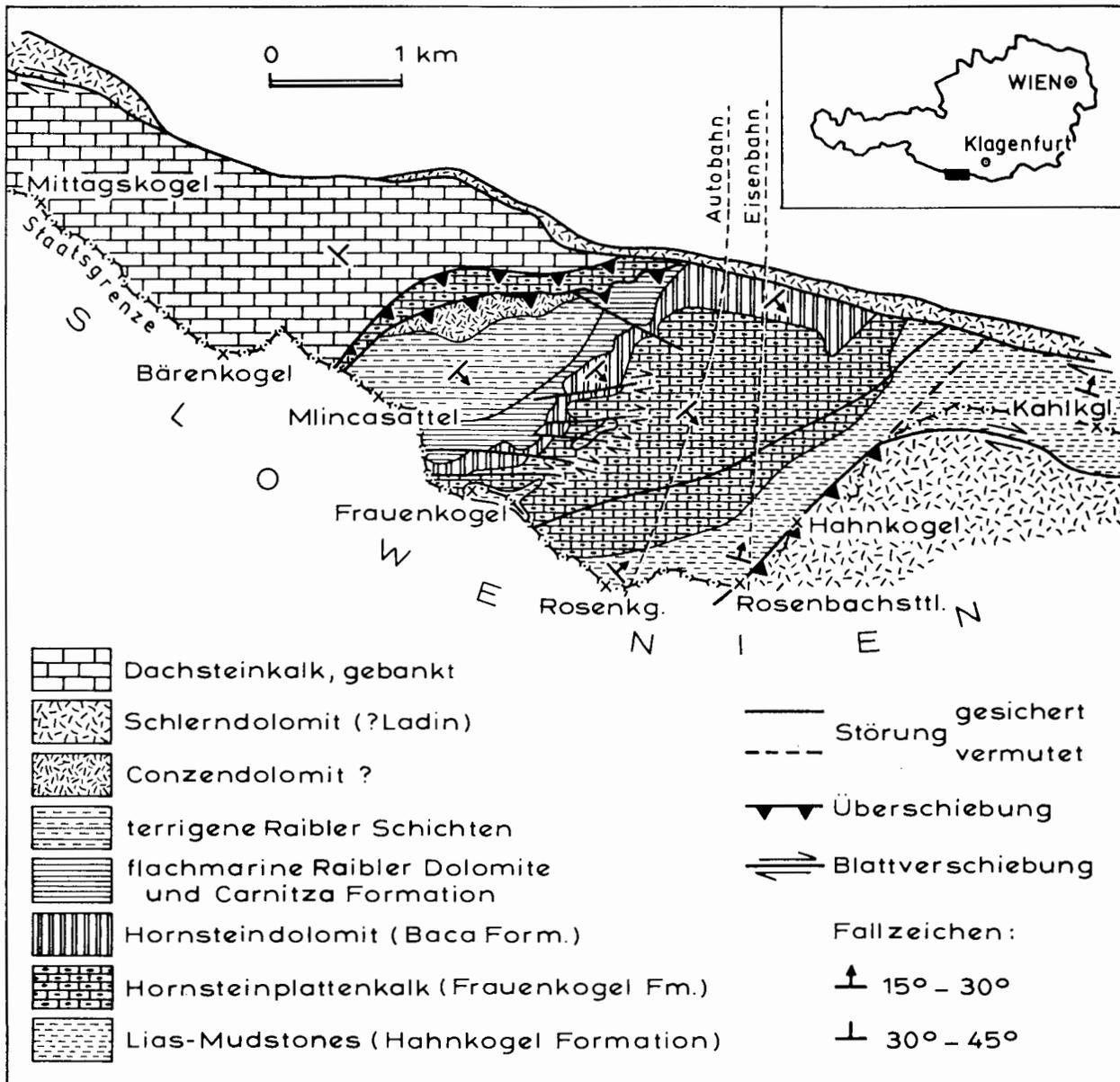


Abb. 1: Geologische Karte zwischen Mittagkogel und Kahlkogel.
 Fig. 1: Geological map of the area between Mittagkogel and Kahlkogel.

2. Stratigraphie

Die Profilaufnahmen der nun folgenden stratigraphischen Einheiten (Abb. 2) wurden in der Schwalbenwand und im Bereich des Mlincasattels durchgeführt (Siehe ÖK 50, Blatt 210, Assling).

Die ehemals ins Karn gestellten Hornsteinplattenkalke konnten in mehrere bis dato unbekannte und unbearbeitete Formationen untergliedert werden. Diese neuen Formationsbegriffe sind: **Baca Formation**, **Frauenkogel Formation** und **Hahnkogel Formation**. Es konnte gezeigt werden, daß in den Serien der Kahlkogel-Einheit neben einem karnischen noch ein norischer, rhätischer und liassischer Anteil enthalten ist. Die einzelnen Formationen, ihr biostratigraphisches Alter und ihr

sedimentäres Environment werden auf den nächsten Seiten näher besprochen.

2.1. Schlerndolomit

Die ladinische Stufe wird in den Südkarawanken durch 700–1000 m mächtigen Schlerndolomit vertreten (ANDERLE 1970; BAUER 1980). Im Gebiet zwischen Mittagkogel und Kahlkogel ist die Schlerndolomitentwicklung auf einen einige Zehnermeter mächtigen, tektonisch völlig mylonitisierten, EW-streichenden Keil beschränkt. Bei diesem Keil handelt es sich um eine dextrale, konvergente Blattverschiebung entlang derer der Schlerndolomit in seiner Mächtigkeit sehr stark reduziert worden ist.

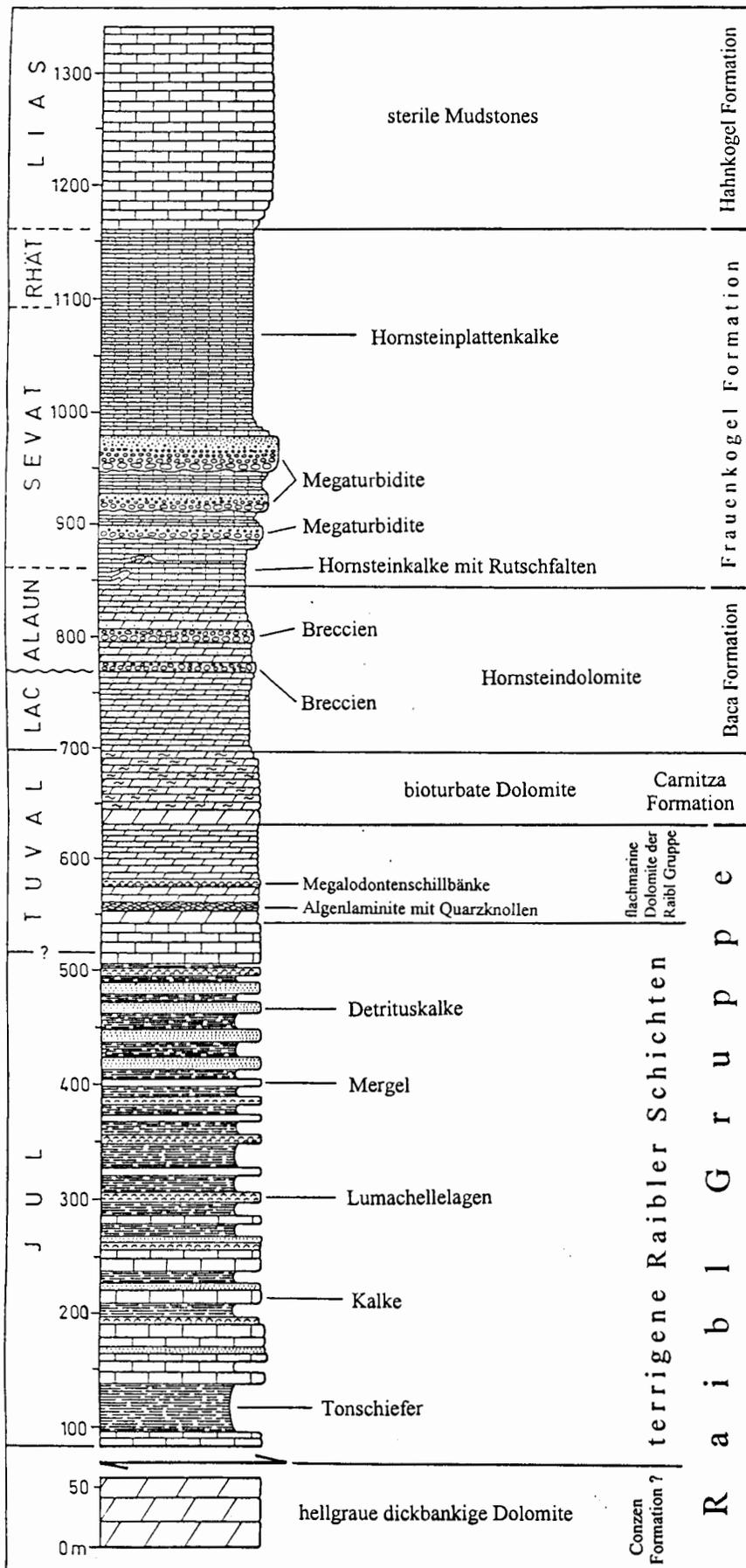


Abb. 2: Stratigraphisches Profil der Kahlkogel-Einheit.
 Fig. 2: Stratigraphic column of the Kahlkogel-Unit.

2.2. Raibl Gruppe

Die Raibl Gruppe stellt eine ca. 700 m mächtige Abfolge von terrigenen beeinflussten Sedimenten (Mergel, Schiefertone etc.), Kalken und Dolomiten dar. Die Basis der Raibl Gruppe bilden ca. 150 m mächtige Dolomite, deren Kontakt zu den überlagernden terrigenen Raibler Schichten tektonischer Natur ist. Dadurch fehlen basale Anteile der terrigenen Raibler Schichten, die auf Grund schlechter Aufschlußverhältnisse nicht in weitere Formationen untergliedert wurden. Den Abschluß der Raibl Gruppe bilden ca. 100 m mächtige gebankte Dolomite.

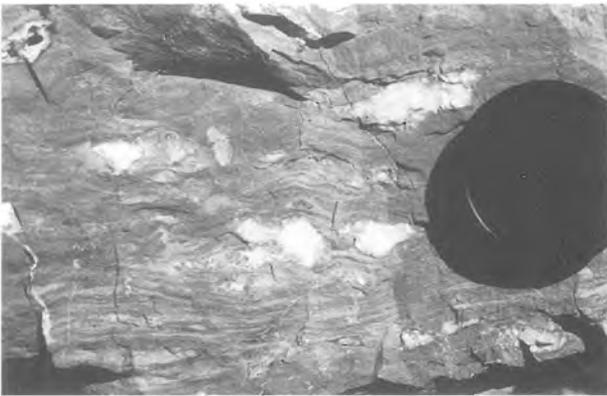


Abb. 3: Handstück der dolomitisierten Algenlaminite aus den flachmarinen Raibler Dolomiten. Die wellige Lamination ist klar zu erkennen

Fig. 3: Specimen of dolomitized algal laminites of the Raibl Dolomites. The wavy lamination is clearly visible, the white nodules consist of quartz.

2.2.1. Hellgrauer Bankdolomit (Conzendolomit ?)

Es handelt sich dabei um m-gebankte, oft massig ausgebildete, weiße Dolomite. Die Mächtigkeit beträgt ca. 150 m. Selten treten Algenlaminite auf. Hangend- und Liegendgrenze sind tektonischer Natur. Eine exakte stratigraphische Einstufung war auf Grund des Fehlens von Fossilien nicht möglich. Auf Grund lithologischer Ähnlichkeiten mit dem Conzendolomit von Raibl wird der hellgraue Bankdolomit als ein Äquivalent desselben betrachtet (LIEBERMAN 1978).

2.2.2. Terrigene Raibler Schichten

Unter diesem Terminus wird eine Wechsellagerung von terrigen beeinflussten Sedimenten (Mergel, Kalkmergel, Schiefertone etc.) mit Kalken zusammengefaßt. Die Mächtigkeit beträgt ca. 450 m. Mikrofaziell handelt es sich um wacke- und mudstones, die sehr oft Bioturbation zeigen. In den Kalk- und Kalkmergelbänken fallen Lumachellelagen auf, die dicht gepackte und parallel zur Schichtung eingeregelt Bivalven zeigen. Die Basis dieser Lumachellelagen ist stets erosiv, die Mikritanteile

sind sehr nieder. Auf Grund dieser Merkmale sind die Lumachellelagen im Sinne von AIGNER (1985) als distale Tempestite zu interpretieren (HOLZMANN 1993). Bei der spärlichen Bivalvenfauna (HOLZMANN 1993) handelt es sich um infaunale Weichbodenbewohner flacher Meeresbereiche (Wassertiefen geringer als 50 m).

Den Sedimentationsraum der terrigenen Raibler Schichten kann man sich als einen flachen Schelfbereich unter der Wellenbasis mit karbonatischer Grundsedimentation, verdünnt durch feinklastischen Eintrag, vorstellen. Dieser Schelf wurde episodisch von hurricanartigen Stürmen heimgesucht. Diese Sturmereignisse sind in Form von Lumachellelagen (distale Tempestite) überliefert. In den terrigenen Raibler Schichten gibt es keine pelagischen Organismen, was vermuten läßt, daß dieser Schelf von einem offenen Ozean mehr oder weniger isoliert war.

2.2.3. Flachmarine Dolomite der Raibl Gruppe

Diese Abfolge bilden cm- bis dm-gebankte, helle Dolomite mit einer Mächtigkeit von ca. 100 m. Die Dolomite sind größtenteils grobkristallin und strukturlos, in einigen wenigen Fällen lassen sich jedoch Sedimentstrukturen erkennen, anhand derer man ein flachmarines Environment ableiten kann. Bei diesen Sedimentstrukturen handelt es sich um Algenlaminite mit fossilen Trockenrissen und Fenstergefügen bzw. mit Quarz- und Hornsteinknollen, um Megalodontenschillbänke und um sogenannte Messerstichdolomite (SARNTHEIN 1966). Von all diesen Strukturen sollen nur die Algenlaminite mit den Quarzknollen näher besprochen werden. Sie kommen in zwei, ca. 2 m mächtigen Bänken an der Basis der Dolomitsequenz vor. Diese Bänke zeigen deutlich wellige Lamination mit weißen und schwarzen, mehrere cm großen Kieselsäureknollen (Abb. 3). Zwischen den einzelnen Laminae treten einige, wenige mm dicke, rote Krusten auf.

Bei Untersuchungen unter dem Polarisationsmikroskop zeigte sich, daß die Quarzknollen einen Zonarbau aufweisen (Abb. 4). Die Quarzkristalle des Knollenrandes sind länglich und radialstrahlig angeordnet. Diese Art von Quarzkristallen nennt man Blumenkohlstrukturen („cauliflower cherts“) (MILLIKEN 1979). Die Quarzkristalle im Knollenzentrum sind blockig und zeigen keine bevorzugte Orientierung.

Diese Art von Zonarbau ist typisch für Evaporite, die durch Kieselsäure verdrängt wurden (CHOWNS & ELKINS 1974; MILLIKEN 1979; GAO & LAND 1991). Als primärer Bildungsraum der Evaporite kommen supratidale und intertidale Algenmatten in Frage, wo sie als Gips- bzw. Anhydritknollen ausgefällt wur-

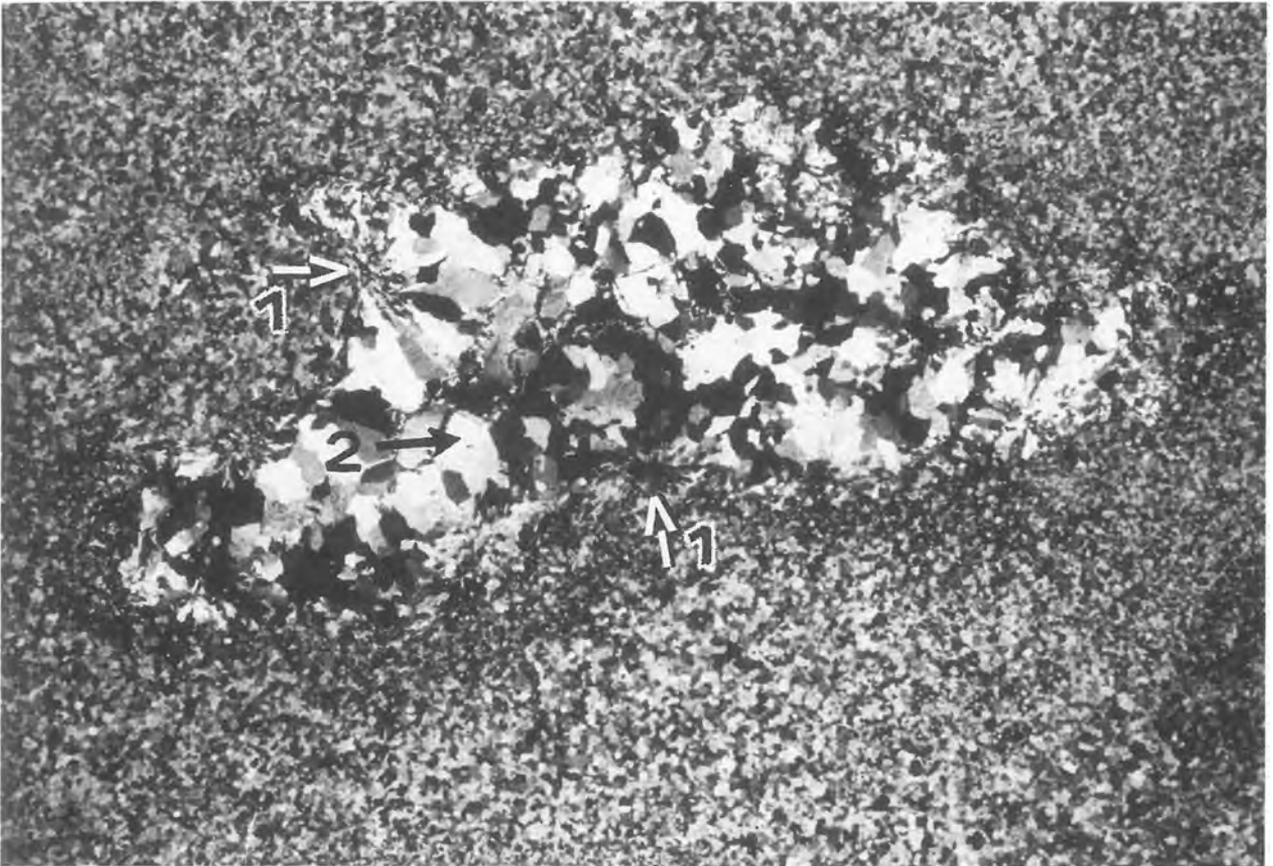


Abb. 4: Dünnschliffaufnahme einer Quarzknolle aus den dolomitisierten Algenlaminiten. Man erkennt eine randliche Zone mit länglichen, radialstrahligangeordneten Quarzkristallen (1) und eine zentrale Zone mit grobblockigen Quarzkristallen (2). (Vergrößerung 6x.).

Fig. 4: Thin-section photomicrograph of a quartz nodule out of the dolomitized algal laminites. A narrow marginal zone (1) with elongate, radially arranged quartz crystals can be distinguished from a central zone (2) with blocky quartz crystals. (Magn. 6x).

den (PURSER 1985). Ein arides Klima ist dafür Voraussetzung.

Genese: Während der Frühdiagenese wurden die randlichen Evaporitminerale der Knollen in situ durch Kieselsäure verdrängt. Dieser Prozeß hinterließ die radialstrahlig angeordneten Quarzkristalle. Die in situ Verdrängung zeigt an, daß die Lösungsrate der Evaporitminerale nicht größer war als die Kieselsäurezufuhr. Die Quarzkristalle des Knollenrandes konnten so die Kristallmorphologie der ehemaligen Evaporitminerale annehmen. Die blockigen Quarzkristalle im Knollenzentrum zeigen keine Verdrängungsstrukturen, sie wurden in einem Hohlraum ausgefällt. Dieser Hohlraum entstand, als die Lösungsrate der Evaporite größer war als die Kieselsäurezufuhr. Dadurch entwickelte sich kurzzeitig eine sekundäre Porosität im Knollenzentrum, während die Evaporite des Knollenrandes schon durch Kieselsäure verdrängt worden waren. Eventuell vorhandene Resthohlräume wurden mit Chalcedon bzw. mit

grobkristallinen Dolomitzementen geschlossen oder sind offen geblieben. Als Kieselsäurequelle können Schwammnadeln oder detritische Quarze angenommen werden (GAO & LAND, 1991). Die zuvor erwähnten roten Krusten sind während zeitweiligem Trockenfallen der Algenmatten entstanden.

Eine ähnliche Genese wie bei den Quarzpseudomorphosen nach Gips/Anhydrit ist auch für die Messerstichdolomite anzunehmen (SUMMERSON, 1966). Hier treten in einzelnen Dolomitbänken mehrere mm-lange, messerstichartige Hohlräume auf. Teilweise sind diese Hohlräume mit feinkristalliner Kieselsäure verfüllt.

Die Megalodontenschillbänke stellen flachmarine, vielleicht strandnahe, Zusammenschwemmungen dar.

Als Ablagerungsraum für die flachmarinen Dolomite der Raibl Gruppe ist eine flachmarine, gezeitenbeeinflusste Karbonatplattform im ariden Klimabereich wahrscheinlich.

2.3. Carnitza Formation

Dieser Begriff wurde von LIEBERMAN (1978) in die Literatur eingeführt, der unter dieser Bezeichnung 80 m mächtige, bituminöse, terrigen wenig beeinflusste, dm-gebankte, glattgeschichtete, feinstkörnige Kalke mit einer ärmlichen pelagischen Fauna zusammenfaßte und diese als hangendste Einheit der Raibl Gruppe betrachtete. Die Typlokalität der Carnitza Formation liegt in Raibl (Italien).

Bei der Carnitza Formation der Kahlkogel Einheit handelt es sich um eine ca. 60 m mächtige Abfolge von cm- bis dm-gebankten dunklen Dolomiten (Abb. 5), die intensiv durchwühlt sind und Conodonten führen, also einen pelagischen Einfluß zeigen. Auf Grund der ausgezeichneten Erhaltung der Spurenfossilien (Typus *Thalassinoides*), kann man schließen, daß das Substrat, in dem die Spuren angelegt wurden, feinkörnig gewesen sein muß. Als stratigraphisches Alter kann oberstes Tuval angenommen werden, da die Basis der überlagernden Bača Formation ins Lac 1 zu stellen ist. Folglich könnte die Grenze zwischen Carnitza Formation und Bača Formation ungefähr der Karn-Nor Grenze entsprechen. Die genauere stratigraphische Bearbeitung



Abb. 5: Grenze zwischen Carnitza Formation (gut gebankte Dolomite im unteren Teil des Bildes) zur überlagernden Bača Formation (massige Bänke). Im Grenzbereich treten Rutschfalten auf (Pfeil).

Fig. 5: Boundary between Carnitza Formation (well bedded dolomites in the lower part of the photograph) and Bača Formation (massive beds). Slump folds (arrow) can be recognized.

der Conodontenfaunen der Carnitza Formation ist noch in Arbeit.

Mit der Carnitza Formation setzt die Beckeneintiefung im Oberkarn ein. Aus diesem Grund wird sie, im Gegensatz zu LIEBERMAN (1978), nicht mehr zur Raibl Gruppe gestellt.

2.4. Bača Formation

Mehrere hundert Meter mächtige Hornsteindolomite norischen Alters wurden erstmals von KOSSMAT (1901) aus dem Bačatal südlich des Wocheiner Sees (Slowenien) beschrieben, wo sie auch sehr gut aufgeschlossen sind. KOLAR-JURKOVSEK (1982) hat für diese norischen Hornsteindolomite den Begriff Baca Dolomit verwendet. Aus diesem Grund scheint für die Hornsteindolomite des Lac und des Alaun der Begriff Bača Formation durchaus gerechtfertigt.

Die Bača Formation ist eine ca. 170 m mächtige Serie gebankter Dolomite mit Hornsteinknollen und -lagen. Die einzelnen Bänke sind cm- bis dm-gebankt, jedoch gibt es auch Bänke mit Mächtigkeiten über 5 m (Abb. 6). Diese mächtigen Bänke sind Rutschpakete oder Breccien bzw. Megaturbidite und sind großflächig verbreitet, zeigen also keine Fächergeometrie. Die Korngrößenverteilung der Turbidite und der Breccien ist durch die Dolomitierung stark verwischt worden. Auf Grund dieser Merkmale (Wechsel von dickbankigen Rutsch- und Breccienpaketen mit dünnbankigen Lagen) kann man als sedimentäres Environment einen karbonatischen Hang annehmen (COOK & MULLINS 1983), der von



Abb. 6: Aufschlußphoto der Bača Formation. Man erkennt eine Wechselfolge von dick- und dünngebankten Dolomiten. Die dicken Bänke sind Breccien oder Rutschpakete, die dünneren Bänke sind autochthone Karbonate.

Fig. 6: Outcrop photograph of the Bača Formation. Massive beds alternate with thinner beds. The massive beds are breccias or slumps, the thinner beds are autochthonous carbonates.

synsedimentärer Tektonik beeinflusst wurde.

Das Alter der Bača Formation umfaßt das gesamte Lac und das Alaun (*Epigondolella primitia* MOSHER, *E. navicula* HUCKRIEDE; *E. cf. abneptis* A, *E. cf. multidentata* MOSHER, *E. cf. postera* MOSHER, *E. cf. n. sp.* MOSHER & KOZUR). Durch die intensive



Abb. 2: Fassadenabschnitt 7 mit der Baufuge zwischen früh- und spätgotischer Bausubstanz.

Fig. 2: Section of facade 7 with construction fault between early gothic and late gothic substance.

Diese Auflockerung des Korngefüges kann durch den Einsatz von Steinfestiger auf Kieselsäureesterbasis abgefangen werden, die ja speziell für Quarzsandsteine mit kieseliger Bindung entwickelt wurden, wie unter anderem in der ausführlichen Dissertation von HON-SINGER (1990) dargelegt wird.

Ein Problem, das, wie bei allen Steinfestigungen, auftreten könnte, liegt in der möglicherweise zu geringen Eindringtiefe des Steinfestigers begründet, da unter den aufgelockerten Zonen noch relativ unverwitterte, dichte Gesteinssubstanz vorliegt und es so zu Grenzflächeneffekten kommen könnte. Bei diesen Quarzareniten ist im Verwitterungsprofil eine deutliche Abnahme im Gesamtporenvolumen, von rund 20% in der äußeren Schale zu durchschnittlich 5% im Kern festzustellen.

Leithakalk (Spolie): grobkörniger, heller, sehr poröser, mittelharter Corallinaceenkalkrudit.

Im Quader wie im Dünnschliff (Bohrkern) dominieren Bruchstücke der Corallinaceen, daneben sind Echinodermenspat mit syntaxialem Rindenzement, Bivalvenreste, Bryozoen, Ostracoden und Foraminiferen zu beobachten. Bis auf einige Quarzgerölle im Quader konnte auch im Dünnschliff kein siliziklastischer Detritus beobachtet werden. Die Komponenten weisen eine schlechte Kombindung durch feinkörnigen Kalzit auf. Die hohe Porosität liegt bei geschätzten 40%.

An Foraminiferen konnten folgende Gattungen bestimmt werden: *Amphistegina* sp., *Elphidium* sp., *Asterigerina* sp., *Cibicides* sp., div. Miliolina.

Mit großer Wahrscheinlichkeit kommt dieses Gestein aus dem Leithagebirge, da Flyschsandsteingerölle oder kalkalpine Gerölle nicht beobachtet werden konnten. Als Abbaugelände kommen die Steinbrüche von Bruckneudorf oder Winden in Frage.

Kalkarenit St. Margarethen: Es handelt sich um einen gelbbraunen bis hellgrauen, fein- bis grobkörnigen, sehr porösen Kalkarenit (grainstone, Biosparit) der „Oberen Sandschalerzone“ (FUCHS 1965:166) des Badenium, welcher auch Rhodolithe, Echinodermen und verschiedene Bivalven aufweist.

Textularia sp.

Spiroplectamina sp.

triseriale aggl. sp.

Quinqueloculina sp.

Triloculina sp.

Spiroloculina sp.

Pyrgo sp.

Borelis sp.

Amphistegina sp.

Elphidium sp.

Asterigerina sp.

Eponides sp.

Cibicides sp.

Heterolepa sp.

Sphaerogypsina sp.

„*Globigerina*“ sp.

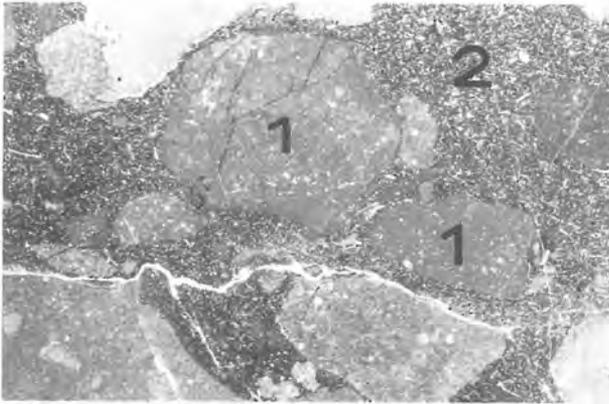


Abb. 10: Dünnschliffaufnahme der Megaturbidite. Bei den Komponenten (1) handelt es sich um wacke- und mudstones mit kalzifizierten Radiolarien. Die Matrix (2) ist feinkörnig und beinhaltet ebenfalls Radiolarien sowie Schwammnadeln (Vergrößerung 3x).

Fig. 10: Thin-section photomicrograph of the megaturbidites. The components (1) are wacke- and mudstones with calcified radiolaria. The matrix (2) is fine-grained and contains also radiolaria and spicules. (Magn. 3x).

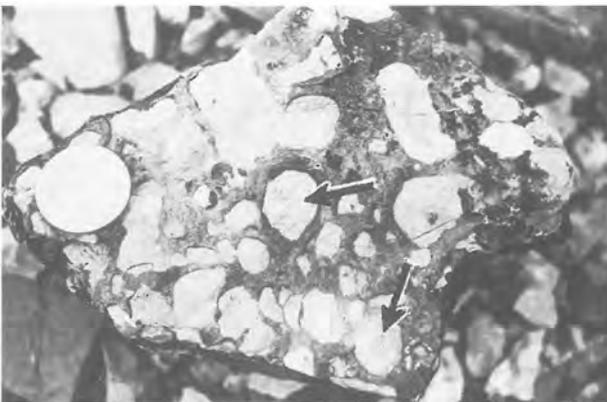


Abb. 11: Verkieselungserscheinungen in der unteren Megaturbiditbank. Es ist deutlich zu erkennen, daß die Komponenten (Pfeil) nicht verkieselt sind. Die Verkieselung hat nur die Matrix der Megaturbidite erfaßt und hat folglich erst nach dem Turbiditereignis eingesetzt.

Fig. 11: Silicification of the lowermost megaturbidite bed. It is clearly visible that the components (arrow) are not silicified. Only the fine-grained matrix is silicified, therefore, the silicification process began after the deposition of the megaturbidites.

schlechten Aufschlußverhältnisse nicht beurteilt werden.

Die Faltenachsen von Rutschfallen sind NE-SW orientiert (Abb. 9) und stets nach SE überschlagen. Diese festgestellte Vergenz der Rutschfallen zeigt nur die Kippung des Untergrundes in eine bestimmte Richtung an, ohne das diese mit der Transportrichtung der Turbi-

dite gleichgesetzt werden darf, denn bei Staffelbrüchen kann die Transportrichtung von Turbiditen gegen die Rutschfallenvergenz gerichtet sein. Um die Transportrichtung von Turbiditen eindeutig bestimmen zu können, sind somit andere Kriterien wie Imbrikationen, Geometrie, Mächtigkeitsänderungen und laterale Korngrößentrends ausschlaggebend. Die Transportrichtung der Megaturbidite der Frauenkogel Formation ist bis dato jedoch noch nicht bekannt.

Die Komponenten zeigen durchwegs pelagische Mikrofazies (wackestones mit Radiolarien, Abb. 10), Flachwassermaterial fehlt.

In den Megaturbiditen treten häufig Hornsteinknollen auf. Die Verkieselung hat dabei nur die Matrix der Turbidite erfaßt, die Komponenten selbst sind nicht verkieselt (Abb. 11). Da Hornsteinknollen als Komponenten in den Turbiditen fehlen, hat die Verkieselung der Megaturbidite erst nach ihrer Ablagerung eingesetzt.

Das Alter des basalen Abschnittes der Frauenkogel Formation umfaßt das untere Sevat (*Epigondolella bidentata* MOSHER, E. cf. *humboldtensis* MEEK, *Gondolella steinbergensis* MOSHER).

Als Ablagerungsraum kann man, wie bei der Bača Formation, einen karbonatischen Hang annehmen, der von intensiver synsedimentärer Tektonik beeinflusst wurde.

2.5.2. Hangender Abschnitt der Frauenkogel Formation

Dieser 170 m mächtige Teil der Frauenkogel Formation (Abb. 12) ist frei von Rutschstrukturen und Megaturbiditen. Es treten nur mehr plattige Hornsteinkalke auf.

Mikrofazial handelt es sich um bioturbate wacke- und packstones mit zahlreichen kalzifizierten Radiolarien, Schwammnadeln und anderen Fossilien (Bivalven, Gastropoden, Foraminiferen, Bryozoen, Ostracoden, Crinoidenreste, Ammoniten) die wechsellagern mit Radiolarianturbiditen.

Bei den Radiolarianturbiditen fällt ein charakteristischer Lagenbau auf (Abb. 13). Man kann nahezu immer zwei Lagen unterschiedlicher Korngrößenverteilung und Partikelkonzentration differenzieren. Eine Lage ist ungradiert und zeigt eine hohe Konzentration an Radiolarien, die andere Lage ist normal gradiert mit wenigen Radiolarien. Diese Wechsellagerung ist durch einen Anstieg der Scherkräfte an der Basis eines feinkörnigen Turbiditstromes zu erklären (STOW & BOWEN 1980; HESSE & CHOUGH 1980). Durch hohe Scherkräfte an der Basis eines Turbiditstromes mit feinkörniger Sedimentlast werden nur die größeren Partikel abgelagert und bilden die ungradierte Lage hoher Radiolarenkonzentration. Die feinkörnigeren Partikel können den hohen Scherkräften nicht widerstehen und bleiben noch



Abb. 12: Übersichtsaufnahme der Frauenkogel Formation am Fuße des Frauenkogels. Die obere der drei Megaturbiditbänke ist deutlich zu erkennen (Pfeil).

Fig. 12: Overview of the Frauenkogel Formation at the base of the Frauenkogel. The uppermost megaturbidite bed is clearly visible (arrow).

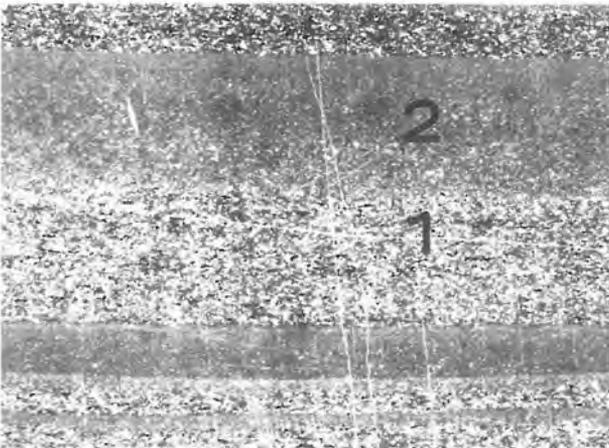


Abb. 13: Dünnschliffaufnahme eines feinkörnigen Radiolarianturbidites. Man erkennt eine Wechsellagerung von ungradierten Lagen mit einer hohen Konzentration von Radiolarien (1) mit normal gradierten Lagen geringer Radiolarienkonzentration (2). Die Radiolarien sind durchwegs kalzifiziert (Vergrößerung 4x.).

Fig. 13: Thin-section photomicrograph of a fine-grained radiolarian turbidite. An alternation of ungraded beds with a high concentration of radiolaria (1) with normal graded beds with a low radiolaria frequency (2) can be distinguished. (Magn. 4x.).

in Suspension. Lassen die hohen Scherkräfte nach, so setzen sich auch die feinkörnigen Anteile ab und bilden die gradierte Lage niederer Konzentration.

Ein weiterer Mikrofaziestyp sind feinkörnige Turbidite mit Crinoiden und Peloiden, der jedoch selten auftritt. Das Alter des hangenden Abschnittes der Frauenkogel Formation umfaßt das obere Sevat (*Epigondolella bidentata* MOSHER, *Neogondolella steinbergensis* MOSHER, *Misikella hernsteini* MOSTLER, *M. posthernsteini* KOZUR) und das gesamte Rhät (*Misikella*

posthernsteini KOZUR, *M. rhaetica* MOSTLER; *M. ultima* N. N.).

Aufgrund des Fehlens von grobkörnigen Karbonatklastika und Rutschpaketen kann man für den basalen Abschnitt der Frauenkogel Formation einen mehr oder weniger ebenen Tiefseebereich (> 100 m Wassertiefe) annehmen, auf dem nur mehr feinkörnige Karbonatturbidite und karbonatische Autochthon-sedimente zum Absatz kamen.

2.6. Hahnkogel Formation

Die Hahnkogel Formation ist eine 200 m mächtige Abfolge von grauen, dm-gebankten Kalken. Die Hornsteinführung beschränkt sich auf wenige mm-dicke, unregelmäßige Lagen. Mikrofazial handelt es sich um bioturbate mudstones, die oft sehr stark rekristallisiert sind und wenige Radiolarien führen. Radiolarianturbidite fehlen vollständig. Die Grenze zur Frauenkogel Formation bildet eine ca. 10 m mächtige Abfolge von braunen, dm-gebankten Mergeln. Die Mergelsequenz an der Basis der Frauenkogel Formation und der damit verbundene erhöhte Terrigeneintrag korrelieren gut mit einem kurzzeitigen eustatischen Meeresspiegelabfall an der Trias–Jura Grenze (B. U. HAQ et al. 1988). Auch im Kendlbachgraben und Tiefenbachgraben (Nördliche Kalkalpen) ist die Trias–Jura Grenze durch Mergelschaltungen charakterisiert (GOLEBIEWSKI 1990). Für die Fleckenkalke der Hahnkogel Formation konnte das stratigraphische Alter nicht belegt werden, da Makro- und Mikrofossilien fehlen. Der durch Conodonten fossilbelegte rhätische Anteil der Frauenkogel Formation geht jedoch ungestört in die Hahnkogel Formation über, sodaß ein liassisches Alter für diese Serie sehr wahrscheinlich ist.

3. Diskussion

3.1. Geodynamische Entwicklung vom Karn bis in den Lias

Das sedimentäre Environment der terrigenen Raibler Schichten entspricht einem flachmarinen Schelf mit Wassertiefen geringer als 50 m. Aus diesem Schelf entwickelt sich noch im Karn die Initialphase einer Karbonatplattform (flachmarine Dolomite der Raibl Gruppe). Mit der Carnitza Formation stellen sich bereits erste Anzeichen einer Eintiefung des Sedimentationsraumes ein. An der Karn–Nor Grenze und damit gleichzeitig an der Grenze Carnitza Formation–Bača Formation gab es erstmals Bodenunruhen (Rutschaltenbildungen im Karn–Nor Grenzbereich, Abb. 6). Die Bača Formation zeigt erstmals echte pelagische Verhältnisse an. So treten in der Bača Formation reichlich Conodonten auf, die Hornsteinführung kann auf Radiolarien oder Kiesel-schwämme zurückgeführt werden. Durch gravitative

Sedimentation (Breccien, Rutschpakete) innerhalb der Bača Formation wird eine intensive tektonische Aktivität während des Lac und des Alaun angezeigt. Während der Beckeneintiefung wurden die unterlagernden karischen Ablagerungen wahrscheinlich in mehrere Bruchschollen zerlegt. Das in den Megaturbiditen der Frauenkogel Formation fehlende Flachwassermaterial könnte dabei in Depressionen am Hang aufgefangen worden sein. Durch Schollenkippen während des Beckeneinbruches könnten solche Depressionen entstanden sein, für die es jedoch noch keinerlei Hinweise gibt. Die tektonische Aktivität im Zuge der Beckeneintiefung hält bis ins untere Sevat an (= basaler Abschnitt der Frauenkogel Formation). Im oberen Sevat ist die Beckeneintiefung und damit die grobkörnige karbonat-klastische Sedimentation zu Ende (= oberer Abschnitt der Frauenkogel Formation), es hat sich bereits ein tiefermarines Sedimentationsbecken entwickelt. In diesem Tiefseebereich setzen sich autochthone karbonatische Sedimente und feinkörnige Radiolienturbidite ab. Die tiefermarinen Sedimentationsbedingungen setzen sich in den Lias fort, jedoch fehlen hier feinkörnige Turbidite, weil das Becken während des Lias bereits eine derartige Ausdehnung besessen hat, daß Turbidite diesen nun zentralen Beckenbereich nicht mehr erreichen konnten.

Die eben beschriebene Sedimentabfolge zeigt die Entwicklung von supratidalen Sedimenten (flachmarine Dolomite der Raibl Gruppe) über karbonatische Hangsedimente (Bača Formation) bis hin zu pelagischen Kalken (Frauenkogel Formation, Hahnkogel Formation) an. Der Autor vermutet, daß diese Sedimentsequenz den Einbruch eines Intraplattformbeckens in die Dachsteinkalkplattform darstellt. Der Beckeneinbruch wurde von karbonat-klastischer Sedimentation begleitet.

3.2. Paläogeographie

Nor und Rhät sind in den Südkarawanken üblicherweise in Dachsteinkalkfazies ausgebildet (BAUER 1980), also flachmarin entwickelt. Es finden sich in den gesamten Südkarawanken nirgends fazielle Äquivalente bzw. fazielle Übergangsglieder zu den tektonisch beeinflussten Intraplattformbecken-Sedimenten der Kahlkogel Einheit. Die Serien der Bača Formation, der Frauenkogel Formation und der Hahnkogel Formation liegen heute also in einer faziell völlig fremden Umgebung. Die ursprüngliche fazielle und paläogeographische Position dieser Serien muß folglich außerhalb der Karawanken gesucht werden.

Ein Blick in den slowenischen Teil der Südalpen bzw. in die Dinariden zeigt, daß es dort fazielle und altersmäßige Äquivalente gibt. So stellt der Slowenische Trog (= Tolmein Trog) ein Intraplattformbecken mit pelagischer

Fazies vom Karn bis in die Kreide dar (COUSIN, 1981). Ebenso finden sich in der Umgebung des Mangart und im Bačatal Hornsteindolomite norischen Alters (KOSSMAT, 1901). Eine stratigraphisch-fazielle Bearbeitung der Serien des Slowenischen Troges steht jedoch noch aus, sodaß exakte Parallelisierungen noch nicht möglich sind.

3.3. Überregionale Vergleiche und Schlußfolgerungen

Einen zeitgleichen Beckeneinbruch gab es im Lombardischen Becken, wo während des Nor in die lagunären Ablagerungen des Dolomia Principale (Hauptdolomit) ein Intraplattformbecken eingebrochen ist (JADOUL et al., 1991). Auch dort gibt es in randlichen Beckenbereichen mehrere Breccienhorizonte und weiter im Beckenzentrum feinkörnige Karbonatturbidite, die wechsellagern mit laminierten, Kohlenstoff-reichen Rhythmiten (= Aralalta Group).

Auch das Seefelder Becken in den westlichen Nördlichen Kalkalpen ist wohl durch bruchtektonische Aktivitäten während des Nor entstanden (mündl. Mitt. KRAINER). Auch dieses Intraplattformbecken ist in lagunäre Sedimente (Hauptdolomit) eingebrochen. Durch mehr oder weniger vollständige Isolation von offen marinen Wassermassen stellten sich bald stagnierende und damit anoxische Bedingungen ein. Es kam so zum Absatz Kohlenstoff-reicher Sedimente (Ölschiefer der Seefelder Fazies).

Absenkungen externer Teile der Dachsteinkalkplattform an der Karn-Nor Grenze kann man von den östlichen Nördlichen Kalkalpen (Mürztaler Alpen) bis in die westlichen Karpaten verfolgen (LEIN 1982, 1987). Pelagisch entwickeltes Nor mit Breccieneinschaltungen konnte auf Sizilien fossilbelegt werden (mündl. Mitt. KRISTYN).

Alle diese norischen Intraplattformbecken und norischen Bewegungen weisen darauf hin, daß das Nor im westlichen Tethysraum kein Zeitabschnitt tektonischer Ruhe und einheitlicher Subsidenz war. Vielmehr war das Nor ein Abschnitt unterschiedlicher Subsidenzraten. Wo es hohe Subsidenzraten gab, kam es lokal zum Einbruch von Intraplattformbecken bzw. zum Absinken externer Plattformabschnitte. Wo die Subsidenzrate nieder und einheitlich geblieben ist, konnten Flachwasserareale während des Nor weiterexistieren (gebankter Dachsteinkalk, Hauptdolomit).

Diese unterschiedlichen Subsidenzraten sind Ausdruck einer norischen Extensionsperiode im westlichen Tethysraum. Ob es sich dabei um reine Extension oder um transtensive Bewegungen zwischen der Adriatischen und der Eurasiatischen Platte gehandelt hat, kann nicht beurteilt werden, die letztere Annahme scheint jedoch die wahrscheinlichere zu sein (BRANDNER

1984). Der Autor vermutet, daß die ersten Phasen der Atlantiköffnung, die in der oberen Trias begannen (SEIBOLD 1982), bis in den westlichen Tethysraum transferiert wurden und dort transtensive Bewegungen bewirkt haben.

Dank: Die vorliegende Arbeit ist die gekürzte Fassung einer Diplomarbeit, die von Doz. Dr. R. Lein initiiert und betreut wurde. Dank schulde ich auch Doz. Dr. L. Krystyn (Inst. f. Paläontologie der Univ. Wien) für die Bestimmung der Conodontenfaunen und für Geländebegehungen. Herrn Dr. Piller (Inst. f. Paläontologie der Univ. Wien) danke ich für die sehr genaue Durchsicht des Manuskriptes.

4. Literatur

- ANDERLE, N. (1970 a): Stratigraphische und tektonische Probleme im Bereich des österreichischen Anteiles der Westkarawanken zwischen Rosenbach und Thörl unter Berücksichtigung der alpinen Orogenese. – *Geologija*, **13**, 116–132, Ljubljana.
- (1970 b): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 201–210 Villach-Assling. *Geol. B.-A.*, Wien.
- BAUER, F. K. (1980): Die südalpine Trias in den Karnischen Alpen und den Südkarawanken. – [In:] OBERHAUSER, R.: *Der geologische Aufbau Österreichs*, 447–451 (Springer Verlag), Wien-New York.
- BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 435–475, Wien.
- CHOWNS, T. M. & ELKINS, J. E. (1974): The origin of quartz geodes and cauliflower cherts through the silicification of anhydrite nodules. – *J. Sed. Petr.*, **44**, 885–903, Tulsa.
- COOK, H. E. & MULLINS, H. T. (1983): Basin margin environment. – [In:] SCHOLLE, P. A., BEBOUT, D. G. & MOORE, C.H. (eds.): *Carbonate Depositional Environments*, Mem. Am. Ass. petrol. Geol., **33**, 540–617, Tulsa.
- COUSIN, M. (1981): Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie, Vol. 1. – *Societe Geologique du Nord*, Publication No. 5, Villeneuve d'Ascq.
- GAO, G. & LAND, L.S. (1991): Nodular chert from the Arbuckle Group, Slick Hills, SW Oklahoma: a combined field, petrographic and isotopic study. – *Sedimentology*, **38**, 857–870, Amsterdam.
- GOLEBIOWSKI, R. (1990): Facial and faunistic changes from Triassic to Jurassic in the Northern Calcareous Alps (Austria). – [In:] *Les Cahiers de l'Universite' Catholique Lyon Serie Sciences No. 3: Rapport du Working-Group "Limite Triasique/Jurassique"*, 175–184, Lyon.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes. – [In:] WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, Ch. G. St. C., POSAMENTIER, H. W., ROSS, C. A. & WAGONER, J. C. (eds.): *Sea-level changes: An integrated approach*, Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., **42**, 71–108, Tulsa.
- HESSE, R. & CHOUGH, S. K. (1980): The Northwest Atlantic Mid-Ocean channel of the Labrador Sea: Deposition of parallel laminated levee-muds from the viscous sublayer of low density currents. – *Sedimentology*, **27**, 697–711, Amsterdam.
- HOLZMANN, M. (1993): Palökologie und Stratigraphie der Raibler Bivalvenfauna. – *Dipl. Arb., Formal- und Naturwiss. Fak. Univ. Wien* (in Vorbereitung).
- JADOUL, F., BERRA, F. & FRISIA, S. (1991): Tectonics and sea level changes as controlling factors in the evolution of an inner carbonate platform and related intraplatform basins: An example from the Norian of Lombardy. – *Dolomieù Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, Abstracts*, 123–124, Ortisei-Val Gardena.
- KERN, A. (1980): Bericht zur Kartierung des Mittagkogel-Gebietes. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **26**, 1–8, Wien.
- KOLAR-JURKOVSEK, T. (1982): Konodonti iz amfiklinskih skladov in baskega dolomita. – *Geologija*, **25/1**, 167–188, Ljubljana.
- KOSSMAT, F. (1901): Geologisches aus dem Bacatale im Küstenlande. – *Verh. Geol. Reichsanst. Nr.* **4**, 103–111, Wien.
- LEIN, R. (1982): Paläogeographie und tektonische Deformation des Aflenzer Troges im Bereich der westlichen Müritzalpen südwestlich Maria Zell (Stmk.). – *J. Ber. Hochschulschwerpunkt S15, H. 3*, 203–221, Leoben.
- (1987): Evolution of the Northern Calcareous Alps during Triassic Times. – [In:] FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamic of the Eastern Alps*, 85–102 (Deuticke), Wien.
- LIEBERMAN, H. M. (1978): Carnitza Formation – Ein neuer Begriff für oberkarnische Beckenkalke der südlichen Kalkalpen bei Raibl (Cave del Predil, Italien). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **25**, 35–60, Wien.
- MILLIKEN, K. L. (1979): The silicified evaporite syndrome – Two aspects of silicification history of former evaporite nodules from Southern Kentucky and Northern Tennessee. – *J. Sed. Petrol.*, **52**, 279–297, Tulsa.
- PURSER, B. H. (1985): Coastal Evaporite Systems. – [In:] FRIEDMAN, G. M. & KRUMBEIN, W. E. (eds.): *Hypersaline Ecosystems*, 72–102 (Springer Verlag), Berlin, Heidelberg, New York.
- SARNTHEIN, M. (1966): Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. – *Ber. Nat.-Med. Ver. Innsbr.*, **54**, 33–59, Innsbruck.

- SCHLAF, J. (1993): Stratigraphie und Fazies der Südkarawanken zwischen Mittagskogel und Kahlkogel. – Unveröff. Dipl. Arb., Formal- und Naturwiss. Fak. Univ. Wien (in Vorbereitung).
- SEIBOLD, E. (1982): The Northwest African Continental Margin – An Introduction. – [In:] VON RAD, U., HINZ, K., SARNTHEIN, M. & SEIBOLD, E. (eds.): Geology of the Northwest African continental margin, 3–20 (Springer), Berlin.
- STOW, D. A. V. & BOWEN, A. J. (1980): A physical model for the transport and sorting of fine-grained sediment by turbidity currents. – *Sedimentology*, **27**, 31–46, Amsterdam.
- SUMMERSON, C. H. (1966): Crystal molds in dolomite: their origin and environmental interpretation. – *J. Sed. Petrol.*, **36**, 221–224, Tulsa.
- TELLER, F. (1910): Geologie des Karawankentunnels. – *Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 1.*, **82**, 145–250, Wien.

Astogenese von
***Catenipora micropora* (WHITFIELD 1882),**
Coelenterata, Tabulata

Astogenesis of *Catenipora micropora* (WHITFIELD, 1882),
Coelenterata, Tabulata

von

Bernhard HUBMANN

mit 8 Abbildungen
with 8 figures

Schlüsselwörter:

Silur
Tabulata
Catenipora
Astogenese
Variabilität

Keywords:

Silurian
Tabulate corals
Catenipora
Astogenesis
Variability

Adresse des Autors:

Address of the author:

Dr. Bernhard HUBMANN
Institut für Geologie und Paläontologie,
Karl-Franzens-Universität Graz,
Heinrichstraße 26, A-8010 Graz, Österreich

Inhalt

Zusammenfassung, Abstract	17
Einleitung	17
Korallum-Wachstum	
1. Entstehung	18
2. "Reifer" Skelettbau	19
3. Variabilität der Skelettelemente	20
Korallum-Aufbau	
1. Trendflächenanalyse	23
Schlußfolgerungen	26
Literatur	27

Contents

Abstract, Zusammenfassung	17
Introduction	17
Strategy of corallum growth	
1. Mode of corallum formation	18
2. The "mature" corallum	19
3. Variability of skeletal elements	20
Architecture of the corallum	
1. Trend surface analysis	23
Conclusions	26
References	27

Zusammenfassung

Der Wachstumsmodus des adulten Korallums von *Catenipora micropora* wird anhand einer Kolonie aus dem Llandoveryum NE-Irans (Region Shirgesht) dargestellt.

Die Untersuchung intraspezifischer Variabilitäten der Korallitengeometrien erbrachte, daß intraserielle Variabilitäten (Variabilität in der „Ebene“) nicht signifikant unterschiedlich von interseriellen Variabilitäten (Variabilität im „Raum“) sind. Biometrische Meßdatensets umfassen durch den gesamten adulten Stockbereich gleiche Spannbreiten; ältere Abschnitte haben allerdings exakter definierte Datenverteilungen als jüngere Abschnitte.

Größe und Geometrie der ringförmig aneinandergereihten Korallitenketten (Lacunen) werden als dem Einzelpolyp übergeordnete, genetisch determinierte Koprozesse aller am Lacunenaufbau beteiligter Polypen interpretiert.

Aus der Untersuchung geht hervor, daß **eine** Schnittlage in der Wachstumsebene und **eine** Schnittlage normal auf diese innerhalb des adulten Stockes für eine taxonomische Charakterisierung ausreicht.

Abstract

The mode of growth of the adult corallum of *Catenipora micropora* from the Llandoveryan of NE-Iran (Shirgesht area) is demonstrated.

The investigation of intraspecific variabilities of corallite geometries indicates, that intraserial variabilities (variability within a „plain“) are not significant different from interserial variabilities (variability in „space“). Biometric data sets show the same variability of dimensions throughout the entire adult part. Compared with younger parts of the colony the older ones show a better defined data range. Size and geometry of the ring shaped chains of corallites (lacunae) are interpreted as genetically determined co-processes of all corallites (polyps) forming a lacuna. This process is subordinated the simple polyp.

The investigation demonstrates that **one** section parallel and **one** vertical to the growth direction of the corallum is sufficient for taxonomic characterisation.

Einleitung

Zur Gattung *Catenipora* LAMARCK, 1816 (mittleres Ordoviciun bis oberes Silur; unterstes Devon?) werden Halysitidae vereinigt, die nur einen Typus von kettenförmig aneinandergereihten Korallitenröhren besitzen. Sie unterscheiden sich dadurch von Vertretern der Gattung *Halysites*, welche (zumeist alternie-

rende) Mikro- und Makrokoraliten aufweisen. Bedingt durch den einfachen Skelettbau sind Cateniporen relativ merkmalsarm. Zum morphologischen Inventar gehören neben der Form der Korallitenquerschnitte, der Ausbildung der Septalleisten (Spinulae) und Tabulae auch die Form der Korallitenketten, resp. Lacunen, sowie die Anzahl der zu Lacunen zusammengeschlossenen Koralliten (Abb.1). Diesen Merkmalen wird taxonomische Signifikanz zuerkannt.

Wie bei vielen tabulaten Korallen liegt die Artzuordnung, bzw. der Arttrennungsmodus zu einem beträchtlichen Teil im Vergleich quantitativer Daten genannter Skelettelemente. Ein einzig und allein auf Meßdaten taxonomisch „kritischer“ Skelettelemente beruhendes Modell kann aber erst nach vollständiger Kenntnis folgender Aspekte des Korallenstockbaues entwickelt werden:

- A) Einflüsse verschiedener Ökofaktoren auf taxonomisch „kritische“ Skelettmerkmale: **ökotypische Variabilität**
- B) Auswirkungen genetischer Unterschiede (u.a. Mutationen): **interspezifische Variabilität**
- C) Größe onto/astogenetischer Variationsbreiten: **Intraspezifische Variabilität**

Damit könnten taxonomische Abgrenzungen objektiviert werden, indem (subjektiv-) individuelle Beschreibungen durch reproduzierbare Zahlen (biometrische Daten) ersetzt werden. Einzelne Skelettelemente werden aber von verschiedenen Autoren in der systematischen Taxonomie äußerst unterschiedlich gewichtet. Als Beispiel sei die unterschiedliche Bewertung der Septalspinulae herausgegriffen: Während SINCLAIR (1955) „nonseptate“ Formen zum eigenständigen Genus *Quepora* vereinigt, messen andere Autoren (z.B.: NELSON 1963:55, KLAAMANN 1966:28-30, LAUB 1979: 289-290) dem Vorhandensein oder Fehlen von Spinulae in der Systematik weniger Bedeutung bei, da sie fehlende Septalbildungen nur als Ausdruck (schliffbedingter) sporadischer Insertion und/oder des Erhaltungszustandes werten. Dem Dilemma der unterschiedlichen Bewertungen skelettmorphologischer Phänomene könnte nur durch eine Revision der gesamten Unterfamilie Cateniporinae mit strikter Wertung taxonomischer Merkmale entgangen werden. Die Schwierigkeiten solch einer Arbeit liegen auf der Hand: zum einen sind cateniforme Korallen seit BROMELL (1728:412) bekannt und wurden weltweit bereits ab dem frühen 19. Jahrhundert gemeldet. Die frühen Beschreibungen sind meist sehr unexakt, Aufsammlungen verloren gegangen oder/und Fundpunkte nicht mehr eruierbar. Zum anderen könnte eine Revision nur dann sinnvoll ansetzen, wenn intrakoloniale Variationsbreiten bekannt wären. Die vorliegende Studie soll daher, ausgehend von Untersuchungen des Koloniewachs-

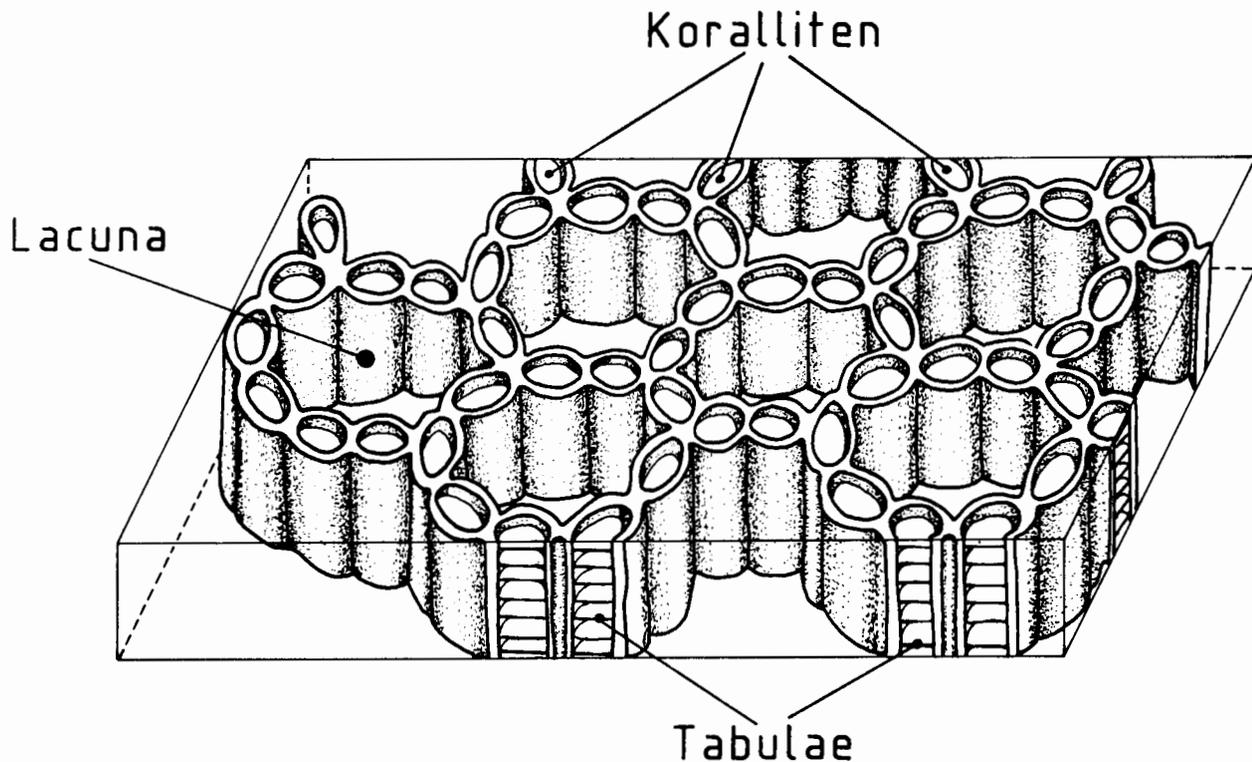


Abb. 1: Aufbau des Catenipora -Corallums mit Begriffen, die im Text verwendet werden.

Fig. 1: Architecture of a cateniporid corallum showing terms used in the text.

tumsmodus und **intraspezifischer** Variabilitäten verschiedener Skelettelemente „in Raum und Zeit“ der Astogenese eines Stockes von *Catenipora micropora* (WHITFIELD) Beiträge zum besseren Verständnis der „Biologie“ der Art erbringen. Zugleich stellt sie einen Vorschlag dar, nach welcher Arbeitsweise eine Revision der Gattung durchgeführt werden könnte. Die hier vorgelegten Ergebnisse wurden an einer Kolonie der Niur-Formation aus dem unteren Silur (Llando-verium) aus Shirghest/NE-Iran (siehe HUBMANN 1991) ermittelt.

Korallum-Wachstum

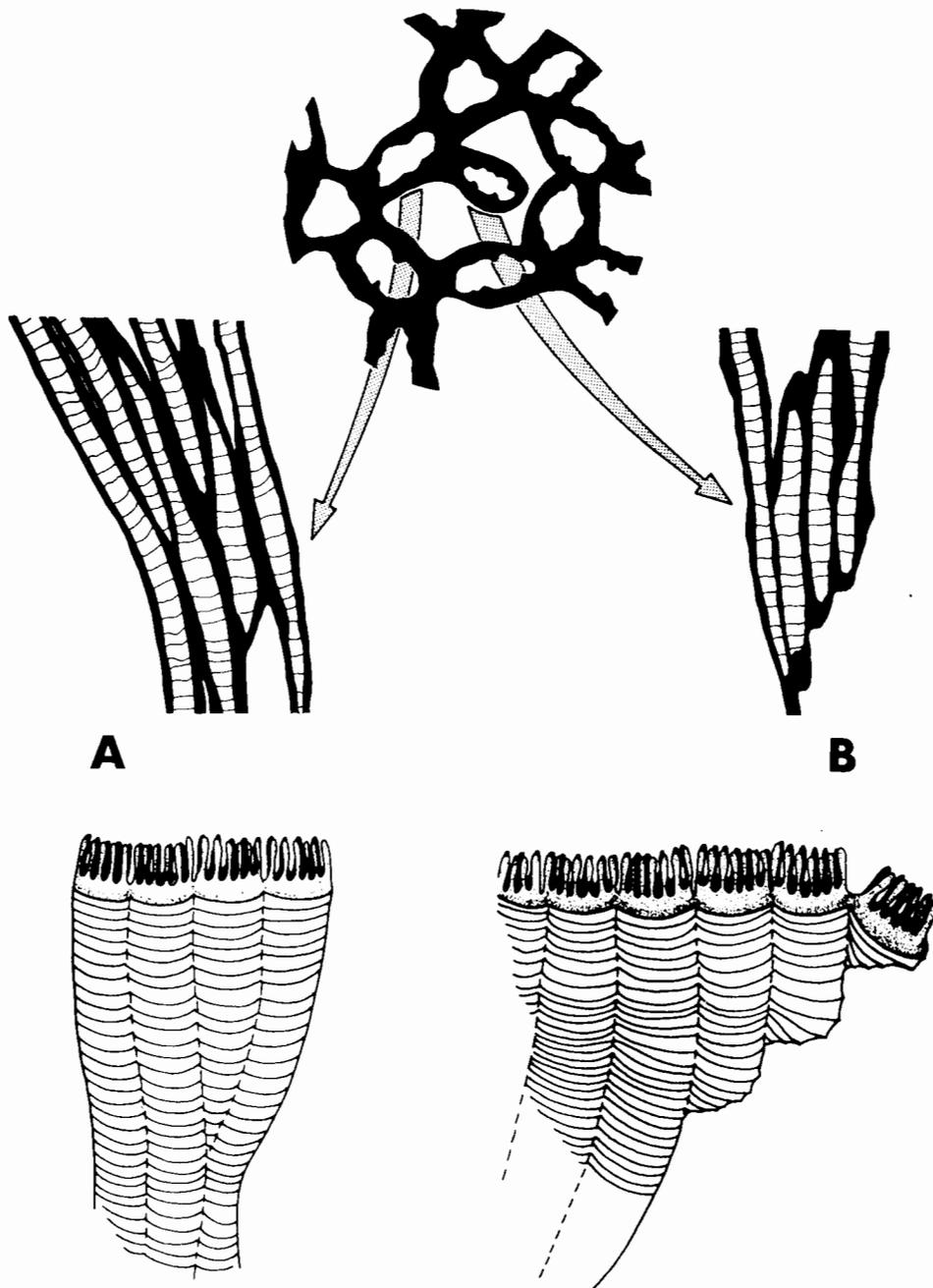
1. Entstehung

Die Koloniebildung tabulater Korallen wird allgemein in einer Kausalfolge, bestehend aus dem Festhaften einer Planula-Larve auf geeignetem Substrat, der Bildung eines Protokoralliten und der weiteren Knospung von Hysterokoralliten, welche sich zu einem Verband zusammenschließen, gesehen. Die größten intraspezifischen Unterschiede in Korallenstöcken ergeben sich im „Embryonalstadium“ der Kolonie. Ebenso treten in den initialen Wachstumsstadien von *Catenipora* ausgeprägter wirksame ontogenetisch und astogenetisch bedingte Variationen auf.

Für den Beginn der Koloniebildung werden derzeit zwei unterschiedliche initiale Entstehungsmechanismen diskutiert: ein mono- und ein polyplanulater Bildungsmodus.

Die monoplanulate Stockbildung folgt oben erwähnten Mechanismen. Charakteristisch ist die genetische Identität der Individuen (Polypen), welche durch den asexuellen Zuwachs vorgegeben wird.

Die polyplanulate Stockbildung von Cateniporen (LEE & NOBLE 1990) wird auf mehrere Planula-Larven, die nahezu synchron das Substrat besiedeln, zurückgeführt. Diese bilden eigenständige Protokoralliten, an denen (asexuell) Hysterokoralliten knospen. Auf diese Art entstehen anfänglich nur wenige Koralliten umfassende Ketten („incipient colonies“), welche sich durch interkoloniale Fusion zu Lacunen zusammenschließen. Die Frage ob nun „incipient colonies“ allogenetisch oder isogenetisch sind ist zur Zeit unbeantwortet (LEE & NOBLE 1990:185). Planula-Larven entstehen hauptsächlich sexuell, womit ein „allogenetisches Modell“ unterstützt wird. Es gibt bei rezenten Anthozoa aber auch die Form asexueller Planula-Produktion und somit - bei aktualistischem Vergleich - die Möglichkeit der Isogenetik von „incipient colonies“. Jedenfalls dürfte anzunehmen sein, daß im Falle der Allo-genetik nur genetisch ähnliche Planula-Larven Kolonien

**Abb. 2:**

Bimodale Sproßungsarten von Cateniporakoralliten im Querschnitt, Längsschnitt und in Weichkörper-Rekonstruktion
 A ... interstitiale Sproßung
 B ... periphere Sproßung

Fig. 2:

Interstitial (A) and peripheral (B) increase of cateniporid corallites in cross and longitudinal section

inizieren, die miteinander fusionieren können, da andernfalls Immunkräfte die Fusionsbereitschaft unterbinden würden.

Die Art der Kolonieentstehung (monoplanulat versus polyplanulat) hat signifikanten Einfluß auf frühe (nepiastische) Astogenesestadien. Dieser Einfluß zeigt sich vor allem im Zuwachsmodus von Hysterokoralliten und in der Bildung und Ausbildung der ersten Lacunen.

Bei polyplanulater Koloniebildung entstehen die ersten Lacunen durch interkoloniale Fusion der „incipient colonies“. In folgenden Wachstumsstadien treten diese zu Gunsten intrakolonialer Fusionen zurück. Aus ephibiastischen Stadien polyplanulater Kolonien sind nur noch intrakoloniale Fusionen bekannt, während in monoplanulaten Kolonien ausschließlich dieser Fusions-

typus schon ab dem initialen Koloniebildungsstadium beobachtbar ist.

Im Reifestadium, vermutlich sogar schon ab dem neastischen Astogenesestadium, welches relativ „früh“ einsetzt, sind daher keine morphologischen Unterschiede zwischen Stöcken der jeweiligen Koloniebildungsformen erkennbar (LEE & NOBLE 1990). Es erschien daher vorteilhaft die Untersuchung des Skelettbau von *Catenipora micropora* auf reife (adulte) Stockabschnitte zu fokussieren.

2. „Reifer“ Skelettbau

Der charakteristische Zusammenschluß von Koralliten zu Lacunen und somit die Möglichkeit der flächenhaften horizontalen Skelettentwicklung erfolgt durch

ein Wechselspiel von zwei Sprossungsarten (Abb. 2) der Koralliten (BUEHLER 1955, HAMADA 1957, STASINSKA 1967, 1980, WEBBY 1975): Innerhalb benachbarter Autokoralliten schalten sich neue Hysterokoralliten durch interstitiale Knospung (= Zwischenknospung sensu KOCH 1883) ein und vergrößern somit die Längenausdehnung von Lacunenseiten („ranks“). Neue Lacunenseiten entstehen durch periphere Sprossung. Beide Sprossungsarten sind dadurch charakterisiert, daß neu gewachsene Koralliten äußerst rasch den artspezifischen Durchmesser erreichen (u.a.: BUEHLER 1955:11). Damit wird sehr schneller horizontaler Größenzuwachs in bezug auf die Vertikalausdehnung der Kolonie erreicht.

Horizontales Skelettwachstum geht über den gesamten Stock hinweg isochron vor sich. Lacunenseiten werden intermural (durch interstitiale Hysterokorallitenknospung) bis zu einer bestimmten Ausdehnung vergrößert. Ist die vermutlich artspezifisch determinierte „kritische Größe“ erreicht, sproßt von einer Lacunenseite eine Korallitenreihe in die Lacuna vor, welche diese durch Fusion mit der Gegenseite abteilt. Nach diesem Modus entstehen aus einer Mutterlacuna zwei Tochterlacunen. An *Catenipora micropora* können auch drei oder mehrere Tochterlacunen fast zugleich entstehen, wenn die abteilende Korallitenreihe sich gabelt (Abb. 3B). Neu entstandene Tochterlacunen expandieren ebenfalls nach den beschriebenen Prinzipien. Dadurch divergieren während des Stockwachstums Koralliten zentrifugal auseinander. Dementsprechend haben ältere Koralliten marginale Positionen im Korallum, während jüngere Koralliten in den zentraleren Stockbereichen zu finden sind (Abb. 3).

Zufolge unterschiedlicher Wachstumsgeschwindigkeiten von Lacunenseiten und Neigungsänderungen einzelner Korallitenverbände kommt es zu geringen Rotationsbewegungen der Korallitenketten (Abb. 4).

3. Variabilität der Skelettelemente

Zur Variabilitätsuntersuchung von *C. micropora* wurden folgende Parameter herangezogen: Korallitenquerschnitte, davon lange Achse (L) und kurze Achse (l); Tabulae-Abstände, Lacunenflächen (= Fläche innerhalb der Korallitenketten) und Lacunenachsen, davon ebenfalls die langen Achsen (L') und die kurzen Achsen (l').

In Hinblick auf die Untersuchung, ob l/L -, bzw. l'/L' -Indices für die Koralliten und Lacunen innerhalb der untersuchten Querschnitte konstant bleiben, und/oder ob bei jeweils steigender Achsenlänge (L, L' bzw. l, l') diese Verhältnisse zu- oder abnehmen, wurden Verhältniswerte entsprechender Datensets ermittelt.

Um die Variabilität „in der Zeit“ des Korallenstock-

Wachstums zu erfassen („interserielle Variabilität“) wurden Daten einzelner Serienschritte betreffend Streuung, Schwankungsbreite, Datenhäufigkeitsverteilung, etc. („intraserielle Variabilität“) untereinander verglichen.

In Abständen von 3 mm wurden durch eine Stockhälfte in 8 Niveaus Querschnitte, durch die andere Hälfte ebenfalls Serienschritte im Längsschnitt des adulten Stockbereiches untersucht. Insgesamt kamen 19 Schnitte der etwa 120 x 100 x 75 mm großen Kolonie zur Untersuchung.

Um Verfälschungen von Datensets durch Schnittlageneffekte ausschalten zu können, wurde strikte versucht Querschnitte normal auf die Wachstumsrichtung zu bekommen. Als sensibler Marker für Abweichungen von idealen Schnittlagen erwiesen sich Korallitenwände. Wandstärken (0,2 mm) von *C. micropora* sind für den gesamten Stock als (nahezu) konstant zu betrachten. Änderungen ihrer Dimensionen von der üblichen Stärke alarmierten mögliche Abweichungen von optimalen Querschnittslagen.

a) intraserielle Variabilität

Korallitenquerschnitte

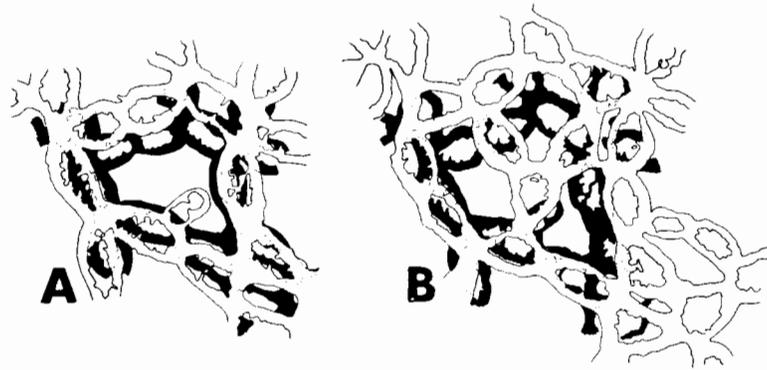
Die langen Achsen der elliptischen Korallitenquerschnitte messen 0,583 mm bis 1,458 mm (Minimalwert im Serienschritt 6, Maximalwert im Schnitt 7), kurze Korallitenquerschnittachsen liegen im Intervall von 0,292 mm und 0,833 mm (Abb. 5). Der Mittelwert aus insgesamt 1200 Messungen beträgt für lange Achsen 0,982 mm, für die kurze Achsen 0,481 mm. Verhältnisse der Querschnittsachsen (l/L -Index) zueinander liegen um 1:2; bei 1200 Messungen (Streuung zwischen 0,470 und 0,527) beträgt der Mittelwert 0,497. Bezogen auf die jeweiligen Mittelwerte sind die Standardabweichungen der Meßdaten für die langen und kurzen Korallitenquerschnittsachsen etwa gleich groß: sie liegt bei jeweils 150 Meßwerten in 8 Serienschritten zwischen 0,054 und 0,080 für die kurzen Achsen und zwischen 0,114 und 0,142 für die langen Achsen.

Weitgehend signifikante Korrelation besteht zwischen den kurzen Korallitenachsen und den Größenverhältnissen aus kurzen zu langen Korallitenquerschnittsachsen (l/L -Indices). Die Beziehungen langer Korallitenquerschnittsachsen zu den l/L -Indices zeigen, daß die Abnahme der l/L -Indices bei zunehmenden langen Achsen langsamer vor sich gehen. Koralliten mit rundlichen Querschnitten haben geringere Durchmesser als dies bei gelängt-elliptischen der Fall ist.

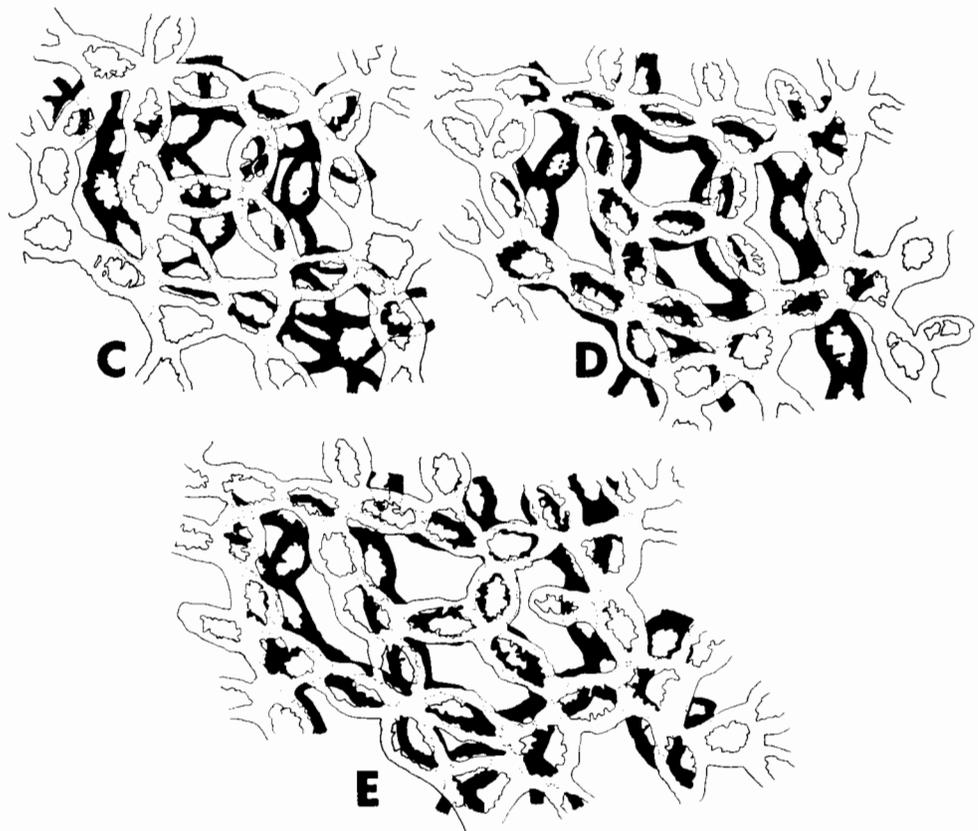
Die l/L -Indices schwanken zwischen 0,470 und 0,527, der Mittelwert (1200 Messungen) beträgt 0,497. Entsprechend der relativ geringen Streubreite (Standard-

Abb. 3:

Entwicklung einer Lacuna von *Catenipora micropora* in 3mm Intervallen. In Schwarz gehaltene Lacunengeometrien geben die jeweils darunterliegenden (älteren) Schnittniveaus an: in A werden Schnitt 1 und 2, in B Schnitt 2 und 3, etc. zur Darstellung gebracht.

**Fig. 3:**

Development of a lacuna of *Catenipora micropora* in intervals of 3mm. Geometries of lacunae coloured in black are referred to the previous sections.



abweichungen für die Serienschritte zwischen 0,076 und 0,104) sind stark gelängte Korallitenquerschnitte (Maximum mit $I/L = 0,29$ im Schnitt 5) und kreisförmige Querschnitte (Maximum mit $I/L = 0,94$ im Schnitt 8) untergeordnet vertreten.

Tabulae-Abstände

Tabulae von *Catenipora micropora* sind horizontal-eben, leicht konkav, selten auch gewellt. Ihr durchschnittlicher Abstand beträgt bei 500 Messungen 1,0 mm. Der Minimalwert beträgt 0,33 mm, der Maximalwert 1,88 mm, beide Werte wurden im Schnitt 2 ermittelt.

In ontogenetisch älteren Stadien sind die Abstände nahezu konstant knapp über dem oben angegebenen Durchschnittswert, während sie in jüngeren Wachstumsstadien nur etwa ein Drittel jenes Wertes erreichen.

Lacunen

Drei bis 15 perlschnurartig aneinandergereihte Koralliten bilden rundlich-polygonale Lacunen. Mit einem

Häufigkeitswert von 73,53 % beträgt die Zahl von Koralliten pro Lacuna 6-8, der Mittelwert von 1598 untersuchten Lacunen beträgt 7,31 Koralliten pro Lacuna.

Lange Lacunenachsen schwanken zwischen 0,92 und 5,92 mm (Mittelwert von 320 Untersuchungen: $2,619 \pm 0,849$ mm), kurze Achsen schwanken zwischen 0,25 und 2,92 mm (Mittelwert: $1,46 \pm 0,471$ mm). Die Streubreiten beider Achsendimensionen sind innerhalb der untersuchten Schnittebenen äußerst groß (Standardabweichungen zwischen 0,691 und 1,086, bzw. 0,439 und 0,515).

b) interserielle Variabilität

Korallitenquerschnitte

Die Schwankungsbreiten der Dimensionen langer Korallitenachsen sind in allen Serienschrittebenen nahezu identisch. Ebenso unterliegen Mittelwerte langer Korallitenachsen bezogen auf den benachbarten Schnitt (1/2, 2/3, 3/4, etc.) nur geringen Schwankungen: ent-

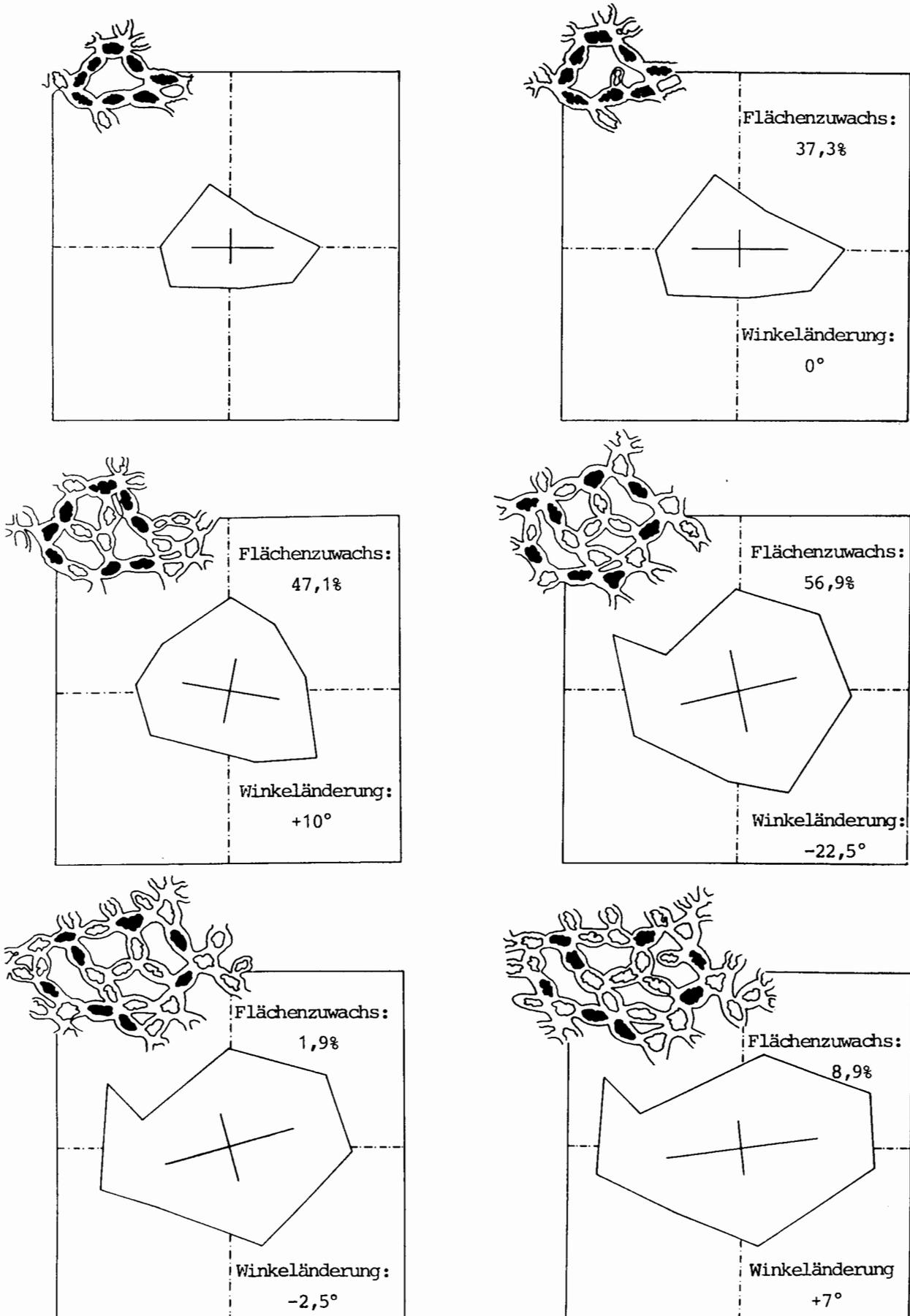


Abb. 4: Darstellung von ursprünglich zu einer Lacuna gehörenden Koralliten (schwarz) im Laufe der Astogenese. Flächenzuwächse auf Korallitenquerschnittsmittelpunkte der vorhergehenden Schnittniveaus bezogen. Änderungen der Achsen der Lacunengeometrien in Winkelbeträgen auf jeweils vorherige Schnittebene bezogen.

Fig. 4: Diverging corallites (black coloured) during astogenesis.

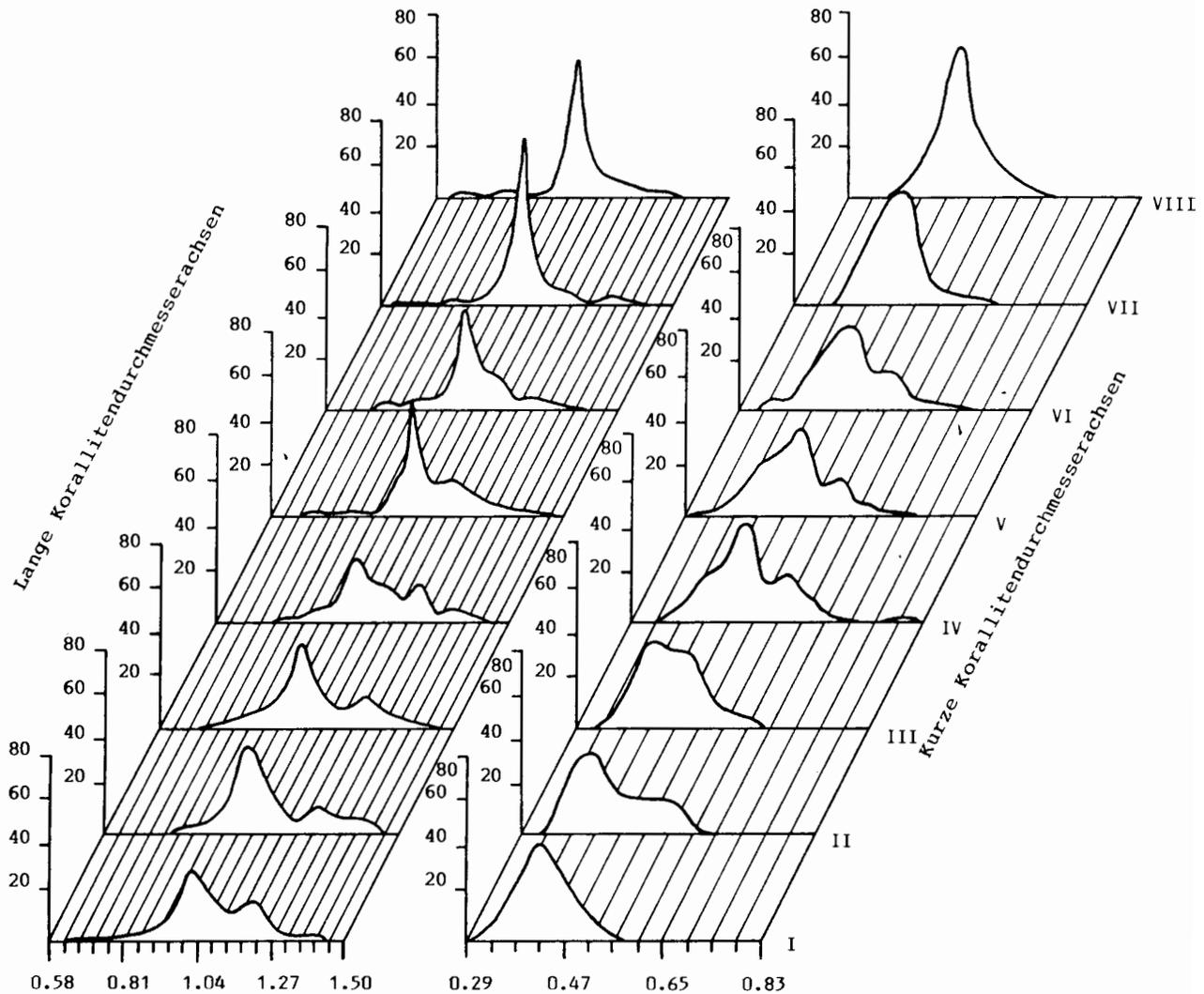


Abb. 5: Häufigkeitsverteilungen von Meßwerten langer und kurzer Korallitenquerschnittsachsen innerhalb der 8 Schnittniveaus des adulten Stockabschnittes von *Catenipora micropora*.

Fig. 5: Frequency distribution of dimensions of long and short diameters of corallites within 8 sections of *Catenipora micropora*.

sprechende mittlere Dimensionsänderungen ergeben prozentuale Differenzen im Intervall +3,1 und -1,8%. Die maximale Abweichung vom Gesamtmittelwert langer Korallitenachsen im adulten Stock beträgt unter Berücksichtigung der Meßgenauigkeit nur 2,78%. Auf den astogenetisch jüngsten untersuchten Schnitt bezogen ist allerdings bis 7,3%iger Zuwachs der Dimensionen von langen Korallitenachsen zu verzeichnen (Abb. 6).

Kurze Korallitenquerschnittsachsen unterliegen im Vergleich zu langen Achsen auffallend größeren Schwankungen. Die Untersuchung von Mittelwerten kurzer Achsen einzelner Schnittlagen untereinander läßt prozentuale Dimensionsänderungen im Intervall von +9,7 bis -3,1% erkennen. Auf den astogenetisch jüngsten Schnitt bezogen beträgt die Zunahme der kurzen Korallitenquerschnittsachsenmittelwerte bis 18,5% (Abb. 6).

Lacunen

Durchschnittswerte langer Lacunenachsen benachbarter Serienschritte schwanken zwischen +18,8 und -5,1%. Auf Schnitt 1 bezogen steigen die Mittelwerte der langen Achsen um 5,1 bis 22,7% an. Ähnliche Größenzuwächse gelten auch für die Dimensionenmittelwerte der kurzen Achsen (Zunahme um 3,9 bis 23,0%). Benachbarte Schnittniveaus weisen untereinander Schwankungen zwischen +23,0 und -10,5% auf (Abb. 6).

Streubreiten von l/L' -Indices sind innerhalb der Schnittniveaus nahezu gleichbleibend. Im Vergleich der l/L' -Indexmittelwerte mit benachbarten Schnittebenen lassen sich allerdings prozentuale Änderungen im Intervall +8,4 bis -13,6% und bezogen auf den astogenetisch jüngsten der untersuchten Schnitte „Zuwachsraten“ von -3,2 bis +14,7% erkennen (Abb. 6).

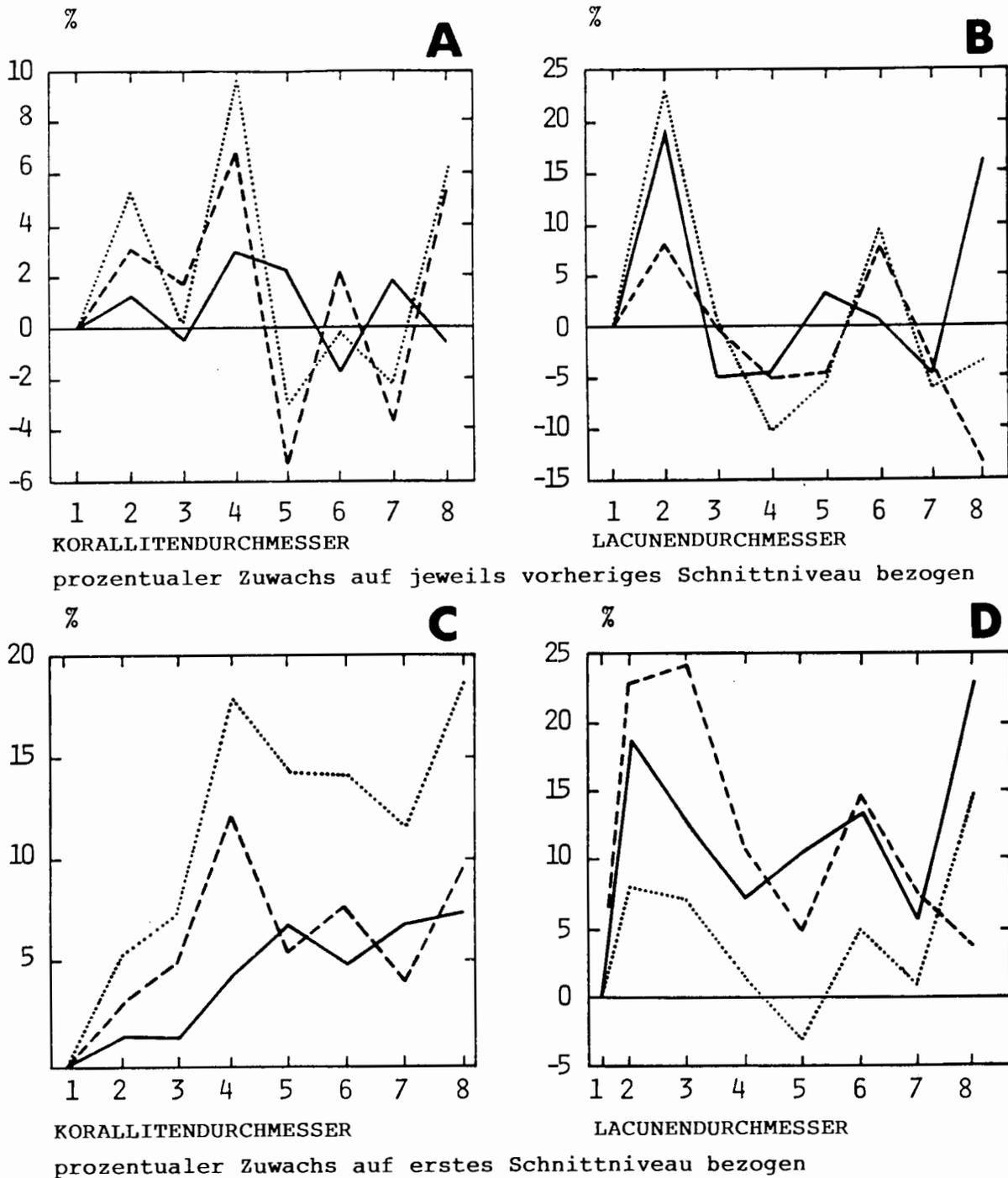


Abb. 6: Prozentuale Zuwachsraten innerhalb der Schnittniveaus von *Catenipora micropora*

A,C ... Korallitendurchmesser;

B,D ... Lacunendurchmesser; Abszissen: Serienfoliennummern; Ordinaten: prozentuale Zuwächse

A,B ... prozentualer Zuwachs auf jeweils vorheriges Schnittniveau bezogen

C,D ... prozentualer Zuwachs auf erstes Schnittniveau bezogen

durchgezogen ... lange Achsen von Korallitenquerschnitten, bzw. Lacunen; punktiert ... kurze Achsen von Korallitenquerschnitten, bzw. Lacunen; strichliert ... Verhältnisse kurzer zu langer Achsen von Korallitenquerschnitten, bzw. Lacunen

Fig. 6: Percentual increase of skeletal parameters within the 8 sections of *Catenipora micropora*

A, C ... diameters of corallites

B, D ... diameters of lacunae; abscissas: number of peels

A, B ... percentual increase of parameters referred to the previous section

continuous lines ... long axis of corallite diameters and of lacunae diameters respectively; dotted lines ... short axis of corallite diameters and of lacunae diameters respectively; dashed lines ... relation between axis of diameters

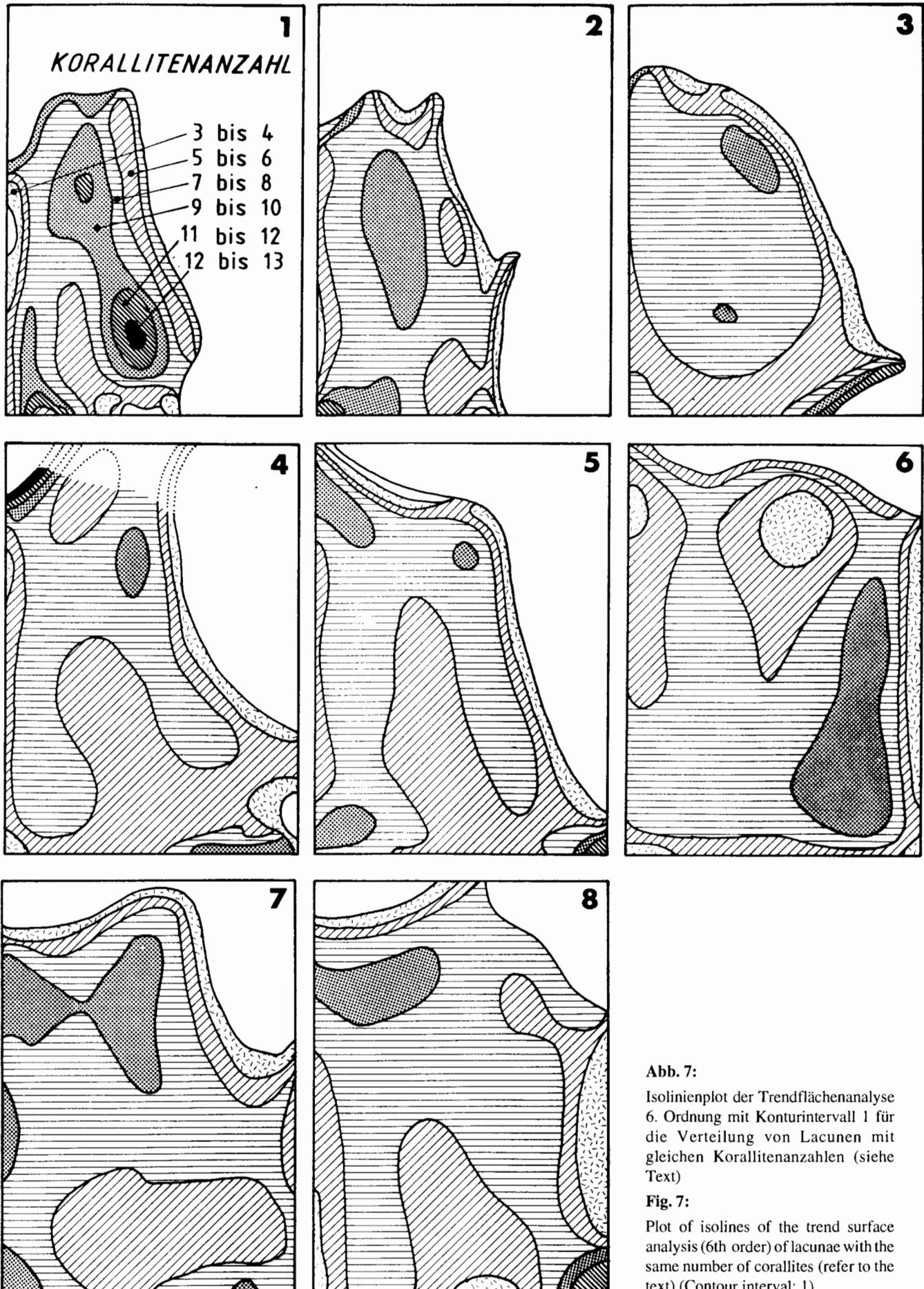


Abb. 7:
 Isolinienplot der Trendflächenanalyse
 6. Ordnung mit Konturintervall 1 für
 die Verteilung von Lacunen mit
 gleichen Korallitenanzahlen (siehe
 Text)

Fig. 7:
 Plot of isolines of the trend surface
 analysis (6th order) of lacunae with
 the same number of corallites (refer to
 the text) (Contour interval: 1).

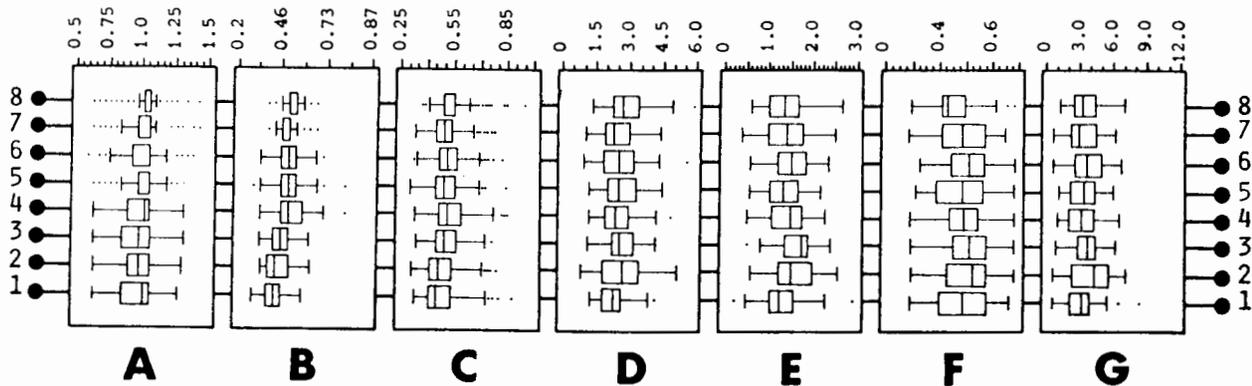


Abb. 8: Box-and-whisker-plots von Meßdaten folgender Skelettparameter in den Schnittniveaus 1 bis 8 von *Catenipora micropora*:

A ... lange Korallitenachsen; B ... kurze Korallitenachsen; C ... Verhältnisse kurzer zu langer Korallitenachsen;
D ... lange Lacunenachsen; E ... kurze Lacunenachsen; F ... Verhältnisse kurzer zu langer Lacunenachsen; G ...
Lacunenflächen.

Fig. 8: Box-and-whisker-plots of dimensions of skeletal parameters listed below:

A ... long axis of corallite diameters; B ... short axis of corallite diameters; C ... relation between short and long axis of corallite diameters; D ... long axis of lacunae; E ... short axis of lacunae; F ... relation between short and long axis of lacunae; G ...
areas of lacunae.

Prozentuelle Änderungen von Mittelwerten planimetrisch ermittelter Lacunenflächen (Fläche innerhalb der Korallitenpalisade) benachbarter Schnitte schwanken zwischen +30,2 und -14,4%.

Korallum-Aufbau

1. Trendflächenanalyse

Um die Verteilung von Korallitenanzahl pro Lacuna im Korallum erfassen zu können, wurden die Serienschnitte einer Trendflächenanalyse unterzogen. Diese Methode bedient sich eines Gleichungssystemes, bei welchem eine abhängige Variable (z) eine Funktion von zwei unabhängigen (x und y) ist. Ziel ist die Anpassung von Trendflächen an das vorgegebene Datenmaterial, wobei geringste Abweichungen von Quadratsummen der Distanzen zwischen Meßpunkten und den ermittelten Flächen angestrebt werden (Eine umfassende Darstellung dieser Methode bringt, z.B. DAVIS 1986:405-438).

Zur Erstellung der Trendflächen wurde den unabhängigen Variablen x und y die Koordinaten von Lacunenmittelpunkten zugewiesen. Die abhängige Variable z wurde mit der Anzahl der Koralliten der jeweils betrachteten Lacuna am entsprechenden Lacunenmittelpunkt x/y belegt. Für alle Schnittniveaus wurden Trendflächenanalysen bis zur 6. Ordnung errechnet. Die graphische Darstellung als Isolinienplot mit dem Konturintervall 1 bringt die Abb. 7.

Lacunen mit 6 bis 8 Koralliten kommen in allen Schnittenebenen eindeutig gehäuft (zwischen 54 und 80%) vor; sie sind als Repräsentanten einer „stabilen Phase“ des vertikalen Stockwachstums aufzufassen. Im Gegensatz dazu stellen Stockareale mit Lacunen unter 6 Koralliten potentielle interstitiale Zuwachsbereiche dar. Bereiche mit über 8 Koralliten pro Lacuna werden nicht mehr interstitial erweitert, sondern sind Orte potentieller peripherer Knospungsvorgänge, die zu Lacunen-Abteilungen führen. Lacunen mit erhöhter Korallitenanzahl konzentrieren sich auf einzelne Areale nahe der Stockmitte, Lacunen mit geringerer Korallitenanzahl nehmen mehr oder weniger marginale Positionen im Stockverband ein.

Schlußfolgerungen

Bau und Form der Lacunen der untersuchten Kolonie von *Catenipora micropora*, besonders aber auch die Anzahl der Koralliten pro Lacuna dürften nur im geringeren Ausmaß Ausdruck ökologischer Reflexionen (Hydrodynamik, Bathymetrie, Schwebstoffbelastung, Nahrungsangebot, etc.) als vielmehr genetischer Determination sein. Für diese Vorstellung sprechen die Häufungen von Lacunen mit 6 bis 8 Koralliten (54 bis 80% innerhalb der adulten Schnittniveaus). Lacunen mit dieser Korallitenanzahl stellen eine stabile Phase dar. Lacunen mit geringerer Korallitenanzahl befinden sich in einer interstitialen Zuwachphase, solche mit höhe-

rer Korallitenanzahl stehen vor einer (potentiellen) „Teilungs“phase.

Die aus adulten Schnittniveaus des Korallums ermittelten biometrischen Datenverteilungen der Skelettparameter wurden einer Varianzanalyse unterzogen. Dabei läßt sich nachweisen, daß bei genügender Meßdatenumenge nur geringe oder keine statistisch relevanten Unterschiede in den einzelnen Schnittniveaus feststellbar sind. Bei (statistisch) genügender (Meß-)Datenanzahl kann in **jedem** beliebig gewählten Schnittniveau im adulten Bereich des Korallums die volle Spannbreite der taxonomisch „kritischen“ Skelettelemente ermittelt werden (vergleiche Abb. 8). Dies liegt wohl in der für Cateniporinae charakteristischen Astogenese mit der bimodalen Korallitenknospung begründet.

Astogenetisch „reifere“ Stockabschnitte haben zwar exakter definierte Dimensionsdatenverteilungen der Skelettelemente als in jüngeren Wachstumsstadien, die Spannbreiten der Meßdaten bleiben aber im gesamten adulten Stockbereich transparent (Abb. 8). Lediglich die Datenverteilungen werden in den reiferen Stockabschnitten stärker um die Datenmittelwerte konzentriert. Arithmetische Mittelwerte biometrischer Daten sind teils erheblichen Schwankungen unterworfen und in ihrer Aussagekraft eingeschränkt. Es sind daher prinzipiell Meßdaten mit Angaben von Spannbreiten und/oder Häufigkeitsverteilungen (box-and-whisker-plots) zur biometrischen Charakterisierung vorzuziehen.

Literatur

- BROMELL, M. von (1728): Lithographia Svecanae ... Specim II ... De Lapidibus Corallinis. — Acta Liter. Sveciae, **2**, 363–370, 408–415, Stockholm.
- BUEHLER, E.J. (1955): The Morphology and Taxonomy of the Halysitidae. — Bull. Peabody Mus. natur. Hist., **8**, 79 S., 3 Abb., 12 Taf., New Haven.
- DAVIS, J.C. (1986): Statistics and data analysis in geology. — 2nd Ed., 646 S., New York (Wiley & Sons).
- HAMADA, T. (1957): On the Classification of the Halysitidae, I. — Univ. Tokyo, J. Fac. Sci., sec. 2, **10/3**, 393–405, Tokyo.
- HUBMANN, B. (1991): Halysitidae aus dem tiefen Silur E-Irans (Niur-Formation). — Jb. Geol. B.-A., **134/4**, 711–733, 14 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Wien.
- KLAAMANN, E.R. (1966): Inkommunikatnyi tabuljaty Estonii. — 121 S., 31 Abb., 22 Taf., Tallinn.
- KOCH, G. von (1883): Die ungeschlechtliche Vermehrung der Palaeozoischen Korallen. — Palaeontographica, **29**, 325–348, Taf 41–43, Cassel.
- LAMARCK, J.B.P.A. de M. de (1816): Histoire naturelle des animaux sans vertèbres. 2. — 568S., Paris.
- LAUB, R.S. (1979) The corals of the Brassfield Formation (Mid-Llandovery; Lower Silurian) in the Cincinnati arch region. — Bull. Amer. Paleont., **75**, 457S., 11 Abb., 42 Taf., Ithaca.
- LEE, D.-J. & NOBLE, P.A. (1990): Colony development and formation in halysitid corals. — Lethaia, **23**, 179–193, 8 Abb., 3 Tab., Oslo.
- NELSON, S.J. (1963): Ordovician Paleontology of the Northern Hudson Bay Lowland. — Mem. geol. Soc. Amer., **90**, 152 S., 5 Abb., 37 Taf., New York.
- SINCLAIR, W.G. (1955): Some Ordovician Halysitoid Corals. — Trans. roy. Soc. Canada, (3) **49/4**, 95–103, Ottawa.
- STASINSKA, A. (1967): Tabulata from Norway, Sweden and from the Erratic Boulders of Poland. — Palaeont. Polonica, **18**, 9–112, 14 Abb., 38 Taf..
- STASINSKA, A. (1980): Aggregated character of the colony in Catenipora and Halysites. — Acta palaeont. Polonica., **25/3–4**, 493–496, 1 Abb., Warszawa.
- WEBBY, B.D. (1975): Patterns of increase in coenosteoid halysitid corals. — Alcheringa, **1**, 31–36, 5 Abb., Sydney.
- WHITFIELD, R.P. (1882): Descriptions of New Species of Fossils from the Paleozoic Formation of Wisconsin. Part III. Paleontology. — Ann. Rept. geol. Surv. Wisconsin, Survey of 1873–1879, **4**, 161–363, 27 Taf., Madison.

Gesteinskundliche Untersuchungen an historischen Plastiken am Beispiel der „Blanche de Valois“

Lithological investigations on historical sculptures on the example
of “Blanche de Valois”

von

Harald W. MÜLLER & Andreas ROHATSCH

mit 2 Abbildungen
with 2 figures

Schlüsselwörter:

Gotische Plastik

Gesteinskunde

Kalkarenite

Sarmatium

Leithagebirge

Keywords:

Gothic sculptures

Lithology

Calcareous arenites

Sarmatium

Leithagebirge

Adresse der Autoren:

Address of the authors:

Ass. Prof. Univ. Doz. Dipl. Ing. Dr. Harald W. Müller

Institut für Bodenforschung und Baugeologie

Abteilung Baugeologie, Universität für Bodenkultur Wien

Gregor Mendel Straße 33

A-1180 Wien

Mag. Dr. Andreas Rohatsch

Institut für Geologie

TU-Wien

Karlsplatz 13

A-1040 Wien

Mitt. Ges. Geol.- Bergbaustud. Österr.

Bd. 39/40

S. 29–33

Wien 1996

Inhalt

Zusammenfassung, Abstract	31
1. Einleitung	31
2. Probenbeschreibung der Blanche de Valois	31
3. Kalkarenite aus dem Bereich von Au, Loretto und Stotzing	32
4. Literatur	33

Contents

Zusammenfassung, Abstract	31
1. Introduction	31
2. Description of samples from the Blanche de Valois	31
3. Calcareous arenites from the region Au, Loretto and Stotzing	32
4. Literature	33

Zusammenfassung

Die historische Fürstenfigur der „Blanche von Valois“ (1360/65) besteht aus einem foraminiferenreichen Corallinaceenkalkarenit aus der Region Au am Leithagebirge.

Abstract

The historical sculpture of the "Blanche of Valois" (1360/65) was made with a calcareous arenite from the region of "Au am Leithagebirge".

1. Einleitung

Von der im Historischen Museum der Stadt Wien ausgestelltten gotischen Fürstenfigur Blanche de Valois (1360/65), Gattin von Kaiser Karl IV und Schwiegermutter von Herzog Rudolf IV, die ursprünglich den Südturm des Stephansdomes zierte, wurde von Dr. POHANKA (Historisches Museum Wien) und Univ. Doz. Dr. KOLLER (Bundesdenkmalamt) Probenmaterial für gesteinskundliche Untersuchungen zur Verfügung gestellt, mit dem Auftrag der Identifikation und Herkunftsbestimmung. Zu Füßen der 210 Zentimeter hohen, aus einem Stück gefertigten Figur befindet sich ein Löwe (Abb. 2). Wegen der Kostbarkeit dieser Plastik beschränkte sich die Probenmenge auf drei kleine Gesteinssplitter (insgesamt ca. 1 cm³), die an der Rückseite der Figur in der Nähe des Befestigungshakens von einem Restaurator entnommen wurden. Von jedem der Splitter wurde ein Dünnschliff angefertigt. Die sich jetzt am Dom befindende Kopie wurde von Johann Grisemann und Ludwig Ziebland (ZYKAN 1981:256) im Jahre 1870 aus St. Margarethener Kalksandstein angefertigt. Die Untersuchung erfolgte im Rahmen des FWF-Projektes 8527 GEO.

2. Probenbeschreibung der Blanche de Valois

Es handelt sich um einen feinkörnigen, nach dem makroskopischen Befund weitgehend homogenen, sehr porösen, hellgrauen bis gelblichen Kalkarenit (grainstone, Biosparit). Im Dünnschliff stellen die Corallinaceen die Hauptgemengteile (ca. 70–80 %). Daneben sind Foraminiferen, Echinodermenspat mit syntaxialem Rindenzement, mono- und polykristalliner Quarz und Hellglimmer zu beobachten. Die Corallinaceenbruchstücke sind meist gut gerundet, die Quarzpartikel liegen meist eckig bis kantengerundet

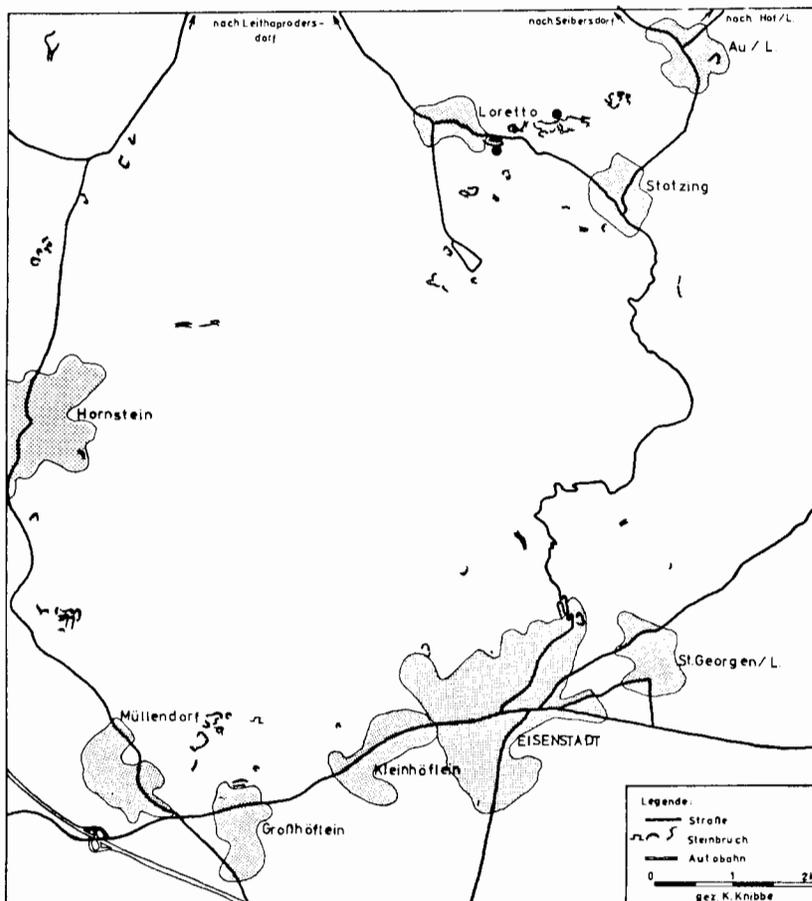


Abb. 1: Kartenskizze
Fig. 1: Scetch map

vor. Die Partikel werden durch feinstkörnigen Kalzit zementiert. Eine stratigraphische Einstufung dieses Gesteines konnte trotz einer Foraminiferenassoziation des Badenium nicht durchgeführt werden, da bei diesen „Leithakalksandsteinen“ mit Aufarbeitung und Umlagerung von älteren Sedimenten gerechnet werden muß. Es konnten folgende Gattungen bestimmt werden.

- Textularia* sp.
- Elphidium* sp.
- Heterolepa* sp.
- Eponides* sp.
- Asterigerina* sp.
- Bulimina* sp.

Das Gesamtvolumen beträgt rund 30 %. Diese hohe Porosität ist, da diese Plastik sehr lange den Witterungseinflüssen ausgesetzt war (bis 1870), vermutlich auf Lösungsverwitterung zurückzuführen. An der Oberfläche der Statue können Lösungsgrübchen und eine Verschleifung der Konturen beobachtet werden. Diese Rückwitterung der Substanz ist auch an der Akzentuierung, dem Hervortreten von härteren Lagen verheilte Klüfte zu erkennen. An einer solchen Diskontinuitätsfläche ist auch die Stirnpartie der Fürstin abgerissen. Dieses Herausmodellieren von Strukturen wurde durch den sand- und staubbeladenen Wind, der wie ein Sandstrahlgebläse wirkt, noch verstärkt.



Abb. 2: Plastik: Blanche de Valois.
Fig. 2: Plastique Blanche de Valois.

Als Herkunftsgebiet kann aufgrund von vergleichenden Untersuchungen das historische Steinbruchrevier von Au, Loretto und Stotzing am Leithagebirge angegeben werden (Abb. 1).

Dieses Gesteineignets sich hervorragend für Bildhauerarbeiten und wurde in Wien bereits um 1340 für die plastische Ausstattung des Albertinischen Chores des Stephansdomes, nämlich Blattfries, Wasserspeier und Konsolfiguren herangezogen (ROHATSCH 1991). Erst später, gegen Ende des 14. und Anfang des 15. Jahrhunderts gewinnt der Bildhauerstein aus Breitenbrunn (Bgl.) seine überregionale Bedeutung und verdrängt den Kalkarenit aus Au am Leithagebirge.

3. Kalkarenite aus dem Bereich von Au, Loretto und Stotzing

In der Region von Au, Stotzing und Loretto am Leithagebirge befinden sich zahlreiche, zum Teil recht alte Steinbrüche in Kalkareniten und Kalkruditen des Sarmatium (erwähnt bei TOLLMANN 1985:508).

Die ältesten schriftlichen Aufzeichnungen über die Steinbrüche finden sich in den Kirchenmeisterrechnungen des Stephansdomes (UHLIRZ 1902).

Die wenigen überlieferten Daten belegen die Nutzung von Naturbausteinen und Steinfuhren aus dem Leithagebirge. Meist wurde kein Verwendungszweck angegeben.

1404: In diesem Jahr sind 196–200 Steinfuhren aus der Au (Leithagebirge) sowie Fuhren aus Hetzendorf und Hietzing bezeugt.

1407: Steinfuhren aus Au und Hetzendorf;

1415: 733 Stück aus Au;

1416: Steinfuhren aus Au und Liesing;

ab **1417** werden Ritte in die Steinbrüche verrechnet;

ab **1435:** Steinfuhren aus Breitenbrunn;

1476: Steinfuhren aus Au, Breitenbrunn (für den Nordturm) und Marein (Sommerein);

Der Steinbruch bei Loretto (Stockäcker), ca. 1 km südlich der Gemeinde, befand sich im Jahre 1901 im Besitz von Rupert Pongratz (Loretto) und besaß eine maximale Förderleistung von 1500 m³ pro Jahr (HANISCH & SCHMID 1901:221). Im Jahre 1909 (ungarische Erstausgabe 1904) wird eine Fördermenge von nur mehr 500 m³ pro Jahr angegeben (SCHAFARZIK 1909:381). Ebenda wird ein Ruprecht Pongratz als Eigentümer genannt, der den Steinbruch in Loretto (Loretto) im Jahre 1872 eröffnete. Rupert und Ruprecht sind vermutlich ein und dieselbe Person, möglicherweise handelt es sich um einen Übersetzungsfehler der ungarischen Erstausgabe aus dem Jahr 1904.

Technische Daten nach HANISCH & SCHMID (1901:221):

— durchschnittliches Raumgewicht: 1,83 g/cm³

— durchschnittliche Druckfestigkeit:

trocken: 110 kg/cm²

naß: 100 kg/cm²

— durchschnittliche Wasseraufnahme: 17,0 Gew. %

Verwendet wurde das Gestein aus dem Steinbruch „Stockäcker“ im 19. Jahrhundert für die Figuren in der Rotunde der Wiener Hofburg, für die Architektur des Herzog Jasomirgott-Denkmal. Zu dieser Zeit erfolgten Gesteinslieferungen bis nach Linz, Brünn, Pressburg und Gutenstein (NÖ.).

Für einen anderen Steinbruch nordwestlich der Gemeinde Stotzing (Stotzing) wird im Jahre 1904 ebenfalls der Steinmetzmeister Rupert Pongratz als Besitzer genannt (SCHAFARZIK 1909:383). Die jährliche Fördermenge lag bei ungefähr 500 m³.

In der näheren Umgebung der Steinbrüche wurden diese Gesteine bereits im Mittelalter verwendet (z.B. für die Kirchen in Au/Leithagebirge und in Leitha-Prodersdorf).

Beschreibung des Probenmaterials (siehe auch. ROHATSCH, 1991a: S. 150 ff.)

Aus zwei Steinbrüchen zwischen Au und Loretto (siehe Abb. 1) wurden insgesamt 10 Proben entnommen und untersucht.

Es handelt sich bei diesen Gesteinen um poröse, fein-

bis mittelkörnige, gelbliche, weitgehend homogene Kalkarenite (grainstone, Biosparit). Im Dünnschliff erkennt man vorwiegend kleine Corallinaceenbruchstücke, daneben Echinodermenspat mit syntaxialem Rindenzement, Bruchstücke von Bryozoenkolonien, Fragmente von Serpulidenröhren, Foraminiferen sowie mono- und polykristallinen Quarz (ca. 10 %).

Die Partikel wurden durch feinstkörnigen Kalzit zementiert. Die Porosität beträgt ca. 30 %. In foraminiferenreichen Proben konnten folgende Gattungen bestimmt werden:

Textularia sp.
 triserial aggl. sp.
Quinqueloculina sp.
Triloculina sp.
Pyrgo sp.
Borelis sp.
Amphistegina sp.
Heterostegina sp.
Rotalia sp.
Elphidium sp.
Heterolepa sp.
Gyroidina sp.
Eponides sp.
Cibicides sp.
Asterigerina sp.
Sphaerogypsina sp.
Bolivina sp.
Bulimina sp.
Uvigerina sp.
 „*Globigerina*“ sp.

Die angeführte Fauna ist in dieser Zusammensetzung dem Badenium zuzuordnen, es finden sich keine Hinweise auf sarmatische Faunenelemente. Es dominieren in allen Dünnschliffen Foraminiferen mit kalkig-perforater Schalensubstanz (76–89 %). Bei den Miliolina können Häufigkeiten zwischen 2 % und 6 % angegeben werden. Die Unterordnung der Textulariina ist mit 7–17 % vertreten. Eine stratigraphische Einstufung dieser Gesteine ist trotz guter Erhaltung der meisten Foraminiferen wegen Aufarbeitung und Umlagerung im Sarmatium nicht möglich.

Diese Methode wird ausschließlich für den Zweck eines zusätzlichen Vergleiches für die Herkunftsbestimmung

und Gesteinszusammensetzung angewandt. In diesem Sinne sind auch die angeführten Gattungen in der Liste aufzufassen.

Bei acht Proben wurde der Gesamtmineralbestand mit dem Röntgendiffraktometer untersucht. Das häufigste Mineral in diesem Gestein ist wie erwartet der Kalzit. Daneben sind kleine "peaks" von Quarz zu beobachten (< 10 %). Um den siliziklastischen Anteil röntgenographisch besser erfassen zu können, wurde Probenmaterial gelöst. Im unlöslichen Rückstand finden sich vorwiegend Quarz (> 80 %), sowie Plagioklas und Muskowit.

Die Schwermineralspektren werden von Granat dominiert (durchschnittlich 74 %). Daneben treten Zirkon, Turmalin, Rutil, Titanit, Klinozoisit, Apatit und grüne Amphibole in geringen Prozentsätzen auf.

4. Literatur

- HANISCH, A. & SCHMID, H. (1901): Österreichs Steinbrüche. Verzeichnis der Steinbrüche, welche Quader, Stufen, Pflastersteine, Schleif- und Mühlsteine oder Dachplatten liefern. — 352 S., Wien (Verlag Carl Graeser & Co.).
- ROHATSCH, A. (1991): St. Stephan — Herkunft, Petrographie und Verwitterung der Baugesteine des Albertinischen Chores. — Unveröff. Diss. Inst. f. Bodenforsch. u. Baugeol., Univ. f. Bodenkultur Wien, 180 S., 83 Abb., 4 Tab., 6 Taf., Wien.
- (1991a): St. Stephan – Herkunft, Petrographie und Verwitterung der Baugesteine des Albertinischen Chores. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **37**, 141–155, 4 Abb., 1 Beil., Wien.
- SCHAFARZIK, F. (1909): Detaillierte Mitteilungen über die auf dem Gebiete des ungarischen Reiches befindlichen Steinbrüche. — Publ. der königl. ungar. Geol. Reichsanst., 544 S., Budapest.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. Band 2. Außerzentralalpiner Anteil. — 710 S., 286 Abb., 27 Tab., Wien (Verlag Deuticke).
- UHLIRZ, K. (1902): Die Rechnungen des Kirchenmeisteramtes von St. Stephan zu Wien. — **I/II**, 570 S., Wien (Verlag Braumüller).
- ZYKAN, M. (1981): Der Stephansdom. — „Wiener Geschichtsbücher“, **26/27**, 301 S., Wien/Hamburg (Verlag Paul Zsolnay).

Gesteinskundliche Aufnahmen an der Pfarrkirche St. Martin in Klosterneuburg

Mapping of the lithological composition on the facades
of St. Martin in Klosterneuburg

von

Harald W. MÜLLER & Andreas ROHATSCH

mit 3 Abbildungen und 1 Tafel
with 3 figures and 1 plate

Schlüsselwörter:

St. Martin, Klosterneuburg
Gesteinsbestand
Verwitterung
Denkmalpflege

Keywords:

St. Martin, Klosterneuburg
Lithological composition
State of weathering
Protection and preservation of monuments

Adresse der Autoren:

Address of the authors:

Ass. Prof. Univ. Doz. Dipl. Ing. Dr. Harald W. Müller

Institut für Bodenforschung und Baugeologie

Abteilung Baugeologie

Universität für Bodenkultur Wien

Gregor Mendel Straße 33

1180 Wien

Mag. Dr. Andreas Rohatsch

Institut für Geologie

TU-Wien

Karlsplatz 13

A-1040 Wien

Inhalt

Zusammenfassung, Abstract	37
1. Einleitung	37
2. Überblick über die Baugeschichte	37
3. Gesteinsbestand	38
3.1. Probenbeschreibung	38
4. Literatur	42

Contents

Zusammenfassung, Abstract	37
1. Introduction	37
2. A view about building history	37
3. Lithological composition	38
3.1. Description of samples	38
4. Literature	42

Zusammenfassung

Der gotische Chor der Pfarrkirche St. Martin in Klosterneuburg besteht überwiegend aus Flyschsandsteinen der Greifensteiner Teildecke der Flyschzone bei Wien, daneben finden sich für die architektonische Gestaltung des Baues diverse neogene Kalkarenite und Kalkrudite.

Abstract

The gothic choir of St. Martin in Klosterneuburg was mainly built with quartzarenites from the so-called „Flyschzone“ near Vienna. For architectural design various neogene calcareous arenites and rudites were used.

1. Einleitung

Die nachfolgenden Untersuchungsergebnisse wurden einerseits im Auftrag des Landeskonservators für Niederösterreich HR. Dr. Werner KITLITSCHKA, andererseits im Rahmen eines Forschungsprojektes des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung erarbeitet (P 8527 GEO).

Die Restaurierungsarbeiten der Jahre 1990–1992 an der Pfarrkirche St. Martin in Klosterneuburg beschränkten sich auf die Chorfassaden. Im Zuge der Restaurierung wurde das durch Abplattungen und Absanden gekennzeichnete Flyschquadermauerwerk (Taf. 1, Abb. 2) von den losen Teilen befreit, wobei oft dicke, oberflächenparallele Platten abgelöst werden konnten. Lockere historische Kalkmörtel wurden entfernt und die Fassade von oben nach unten fortschreitend neu verputzt. Fehlende Gesteinssubstanz wurde durch Antragung einer Mörtelmasse ergänzt (Taf. 1, Abb. 4). Danach wurden die Fassadenteile hydrophobiert (Wacker 290S) und bereichsweise mit Kieselsäureester gefestigt (Wacker OH).

Vor allem an der Nordfassade und am Treppenturm waren noch flächenhafte Reste von historischem Verputz erhalten, der eine Quaderteilung durch doppelte Ritzung nachzeichnete (Taf. 1, Abb. 1). Der Verputz wies Spuren des Stockhammers auf. Nach dem Abschlagen des Verputzes im Bereich 8 (Abb. 3) konnte ein vermauertes Rundbogenfenster freigelegt werden. In diesem Bereich besteht die jetzt wieder verputzte Fassade aus Bruchsteinmauerwerk.

Unter dem unteren, umlaufenden Gesimse befindet sich zwischen den Strebebfeilern ehemals verputztes Bruchsteinmauerwerk (Taf. 1, Abb. 3), welches zum heutigen Zeitpunkt (Jänner 1993) noch freiliegt. Auch die Strebebfeiler bestehen bis zum ersten Wasserschlag aus Bruchsteinmauerwerk mit Ortssteinquaderung (Taf. 1, Abb. 4).

An einzelnen Quadern können noch Zangenlöcher und Bearbeitungsspuren (Randschlag, Steinhacke, etc.) be-

obachtet werden. Die Lager- und Stoßfugen zwischen den Quadern weisen eine Dicke von bis zu zwei Zentimetern auf, als Distanzhalter im Kalkmörtelbett dienen plattige Flyschsandsteine („*Plattlschotter*“).

Interessant ist außerdem die häufig „*monolithische*“ Ausarbeitung der Dreiecksfenster, die sich rechts und links über den Strebebfeilern befinden.

An den im Plan verzeichneten Bereichen sind deutliche Brandspuren in Form einer hämatitischen Rotfärbung zu erkennen, die mit großer Wahrscheinlichkeit auf den Brand vom 23.01.1844 zurückzuführen sind.

2. Überblick über die Baugeschichte

Der folgende Auszug der Geschichte von St. Martin orientiert sich an der Darstellung von NEUGEBAUER et al. (1991a) und dem Dehio-Handbuch (BUNDESDANKMALAMT 1976). Die Pfarrkirche besteht aus einem kreuzgewölbten, im Kern romanischen, dreijochigen Langhaus mit je drei seitlichen Altarnischen, einem dreijochigen Chor mit $\frac{5}{8}$ Schluß und Strebebfeilern (erbaut 1419), einem spätgotisch angebauten Seitenschiff und einem Turm, der unten einen quadratischen Grundriß aufweist und oben in ein Achteck übergeht. In diesen Bauteilen spiegelt sich die wechselvolle Entstehungsgeschichte der Pfarre St. Martin wider. An der Nordfassade werden teils im Original, teils durch Verputz die verschiedenen Bauphasen, Traufflinien und Fenstergenerationen von der Frühgotik bis zum Barock dokumentiert. Der spätgotische Chor (15. Jhd.) überragt das Langhaus und ist im Gegensatz zu diesem größtenteils in steinsichtiger Quaderbauweise erhalten.

Durch Ausgrabungen konnte ein fränkisches Holzkirchenlein des 9./10. Jahrhunderts, sowie ein romanischer Steinbau des 11. Jahrhunderts als Vorgängerbauten nachgewiesen werden. Von einer Ausbauphase des 12. Jahrhunderts sind Fundamente in Trockenbauweise erhalten. Diese Grabungsbefunde werden unter der Kirche in der archäologischen Gedenkstätte dokumentiert.

In der zweiten Hälfte des 13. Jahrhunderts erfolgte ein völliger Neubau der Kirche. Aus dieser Zeit stammen auch das Westportal und die Rundfenster der Nordfassade, sowie Teile der Nordfassade selbst.

Auch in der ersten Hälfte des 15. Jahrhunderts kam es zu weitreichenden Umbauten, beispielsweise eine Erhöhung des Langhauses und der Bau des Chores.

Während der Zeit der Türkenkriege (1683) erfolgten verheerende Zerstörungen, die erst bis zum Jahre 1727 wieder behoben werden konnten.

Am 23. Jänner 1844 setzte ein Blitzschlag den Turm und das Kirchendach in Brand. Die Zerstörungen sind unter anderem auf einer Lithographie von Th. Festorazzo (1854) dokumentiert (Abb. 1).



Abb. 1: Lithographie von Th. Festorazzo (1854) nach dem Brandereignis des Jahres 1844.

Fig. 1: Lithography from Th. Festorazzo (1854) after the fire of 1844.

Restaurierungen wurden in den Jahren 1893–1896, 1970ff., 1980, 1983 und 1991/92 durchgeführt.

Der Überschneidungsbereich zwischen früh- und spätgotischer Kirche konnte als Baufuge beobachtet und dokumentiert werden (Abb. 3, Fassadenbereich Nr. 7 und Abb. 2).

3. Gesteinsbestand

Da für die gesteinskundlichen Aufnahmen keine photographischen Aufnahmen zur Verfügung standen wurde die vorliegende Arbeitsgrundlage nach einem historischen Fassadenplan ohne Quaderteilung erstellt. Außerdem waren die Restaurierungsarbeiten bereits so weit fortgeschritten, sodaß nur mehr die Fassadenbereiche 7 und 8 über ein Gerüst zugänglich waren und es für eine quaderechte Aufnahme bereits zu spät war. Aufgrund des sehr einheitlichen Gesteinsbestandes und der Vergleichsmöglichkeiten mit den begehbaren Fassadenteilen konnte auch eine Beurteilung der bereits restaurierten Bereiche mit Hilfe eines Fernglases erfolgen. Befunde bezüglich des Verwitterungszustandes konnten an diesen Bauteilen selbstverständlich nicht gewonnen werden, sie beschränken sich auf Beobachtungen und Probenahmen an den zugänglichen Bereichen.

Als Probenmaterial standen Bohrkern mit einem Durchmesser von zwei Zentimetern, sowie Gesteinsabfälle, die während der Restaurierung anfielen, zur Verfügung.

Der gesamte steinsichtige Chor besteht überwiegend aus gelbbraunen, mittel- bis grobkörnigen Flyschsandsteinen. Diese Gesteine stammen aus der Greifensteiner Teildecke der Flyschzone bei Wien. Eine Zuordnung zu einem bestimmten Steinbruch mit den üblichen geowissenschaftlichen Methoden ist nicht

möglich. Eine vielversprechende Möglichkeit wäre die Sichtung und Auswertung der im Klosterneuburger Stiftsarchiv vorhandenen Quellen.

Für das Bruchsteinmauerwerk zwischen den Strebe- Pfeilern unter dem unteren umlaufenden Gesimse wurden auch Kalkmergel und Mergelkalke verwendet, die häufig zu eckigen Stücken verwittert sind und auseinanderzufallen drohen. In diesem Fall ist diese Verwitterungserscheinung kein größeres Problem, da diese Fassadenbereiche ohnehin verputzt werden.

Im Bruchsteinmauerwerk Nr. 7 (Abb. 3) befindet sich eine vermutlich römische Spolie aus einem grobkörnigen sehr porösen, quarzgeröllführenden Corallinaceenkalkrudit.

Das Gesimse, die Wasserschläge und die Abdeckungen der Strebe- Pfeiler mit den Fialen sind durchgehend aus St. Margarethener Kalkarenit gefertigt (keine gotische Altsubstanz!).

Das gotische Lichthäuschen am Treppenturm besteht ebenfalls aus St. Margarethener Kalkarenit (Kopie?), wobei die obere Hälfte des Schaftes noch aus Flyschsandstein erhalten ist (Taf. 1, Abb. 1).

Das Maßwerk und die Pfosten der Spitzbogenfenster bestehen aus Zogelsdorfer Kalkrudit, St. Margarethener Kalkarenit und einem relativ weichen Corallinaceenkalkrudit aus dem Leithagebirge. Die Laibung der Fenster und die Archivoltten bestehen dagegen aus Flyschsandstein.

3.1. Probenbeschreibung

Flyschsandstein: gelbbrauner, mittelkörniger Quarzarenit:

Im Dünnschliff ist überwiegend Quarz zu beobachten. Daneben finden sich Feldspat, Muskowit, Glaukonit, Tonminerale, selten Kalzit und Pelitklasten. In einigen Feldspäten ist eine beginnende Serizitisierung zu beobachten.

Die Komponenten liegen angular vor. Das Bindemittel besteht teils aus Limonit, teils aus feinstkörnigem Kalzit. Häufig ist aufgrund des direkten Korn zu Korn-Kontaktes überhaupt kein Bindemittel zu beobachten. Interessant für die Beurteilung des Verwitterungszustandes ist die Beobachtung von Aufweitungs- und Auflockerungserscheinungen des Korngefüges in Form von schmalen Rissen, welche die Körner umgeben (Profil: Korn-Riß-Ton- bzw. Schichtsilikat-Riß-Korn). Diese Auflockerung des Korngefüges ist auf Quellung und Schrumpfung der Tonminerale im Wechsel von Feuchtigkeit und Trockenheit, zurückzuführen, sowie auf thermische Beanspruchung mit unterschiedlichen Ausdehnungskoeffizienten der einzelnen Minerale. Bereichsweise sind Poren und Risse mit Eisen(hydr)oxiden verfüllt.



Abb. 2: Fassadenabschnitt 7 mit der Baufuge zwischen früh- und spätgotischer Bausubstanz.

Fig. 2: Section of facade 7 with construction fault between early gothic and late gothic substance.

Diese Auflockerung des Korngefüges kann durch den Einsatz von Steinfestiger auf Kieselsäureesterbasis abgefangen werden, die ja speziell für Quarzsandsteine mit kieseliger Bindung entwickelt wurden, wie unter anderem in der ausführlichen Dissertation von HON-SINGER (1990) dargelegt wird.

Ein Problem, das, wie bei allen Steinfestigungen, auftreten könnte, liegt in der möglicherweise zu geringen Eindringtiefe des Steinfestigers begründet, da unter den aufgelockerten Zonen noch relativ unverwitterte, dichte Gesteinssubstanz vorliegt und es so zu Grenzflächeneffekten kommen könnte. Bei diesen Quarzareniten ist im Verwitterungsprofil eine deutliche Abnahme im Gesamtporenvolumen, von rund 20% in der äußeren Schale zu durchschnittlich 5% im Kern festzustellen.

Leithakalk (Spolie): grobkörniger, heller, sehr poröser, mittelharter Corallinaceenkalkrudit.

Im Quader wie im Dünnschliff (Bohrkern) dominieren Bruchstücke der Corallinaceen, daneben sind Echinodermenspat mit syntaxialem Rindenzement, Bivalvenreste, Bryozoen, Ostracoden und Foraminiferen zu beobachten. Bis auf einige Quarzgerölle im Quader konnte auch im Dünnschliff kein siliziklastischer Detritus beobachtet werden. Die Komponenten weisen eine schlechte Kombindung durch feinkörnigen Kalzit auf. Die hohe Porosität liegt bei geschätzten 40%.

An Foraminiferen konnten folgende Gattungen bestimmt werden: *Amphistegina* sp., *Elphidium* sp., *Asterigerina* sp., *Cibicides* sp., div. Miliolina.

Mit großer Wahrscheinlichkeit kommt dieses Gestein aus dem Leithagebirge, da Flyschsandsteingerölle oder kalkalpine Gerölle nicht beobachtet werden konnten. Als Abbaugelände kommen die Steinbrüche von Bruckneudorf oder Winden in Frage.

Kalkarenit St. Margarethen: Es handelt sich um einen gelbbraunen bis hellgrauen, fein- bis grobkörnigen, sehr porösen Kalkarenit (grainstone, Biosparit) der „Oberen Sandschalerzone“ (FUCHS 1965:166) des Badenium, welcher auch Rhodolithe, Echinodermen und verschiedene Bivalven aufweist.

Textularia sp.

Spiroplectamina sp.

triseriale aggl. sp.

Quinqueloculina sp.

Triloculina sp.

Spiroloculina sp.

Pyrgo sp.

Borelis sp.

Amphistegina sp.

Elphidium sp.

Asterigerina sp.

Eponides sp.

Cibicides sp.

Heterolepa sp.

Sphaerogypsina sp.

„*Globigerina*“ sp.

ST. MARTIN - KLOSTERNEUBURG
Gesteinskundliche Beurteilung der
Chorfassaden

VON
H.W. MÜLLER & A. ROHATSCH

Institut für Bodenforschung und Baugologie
 Abteilung Baugologie
 Universität für Bodenkultur Wien
 Gregor Mendel Straße 33, 1180 Wien

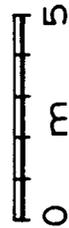
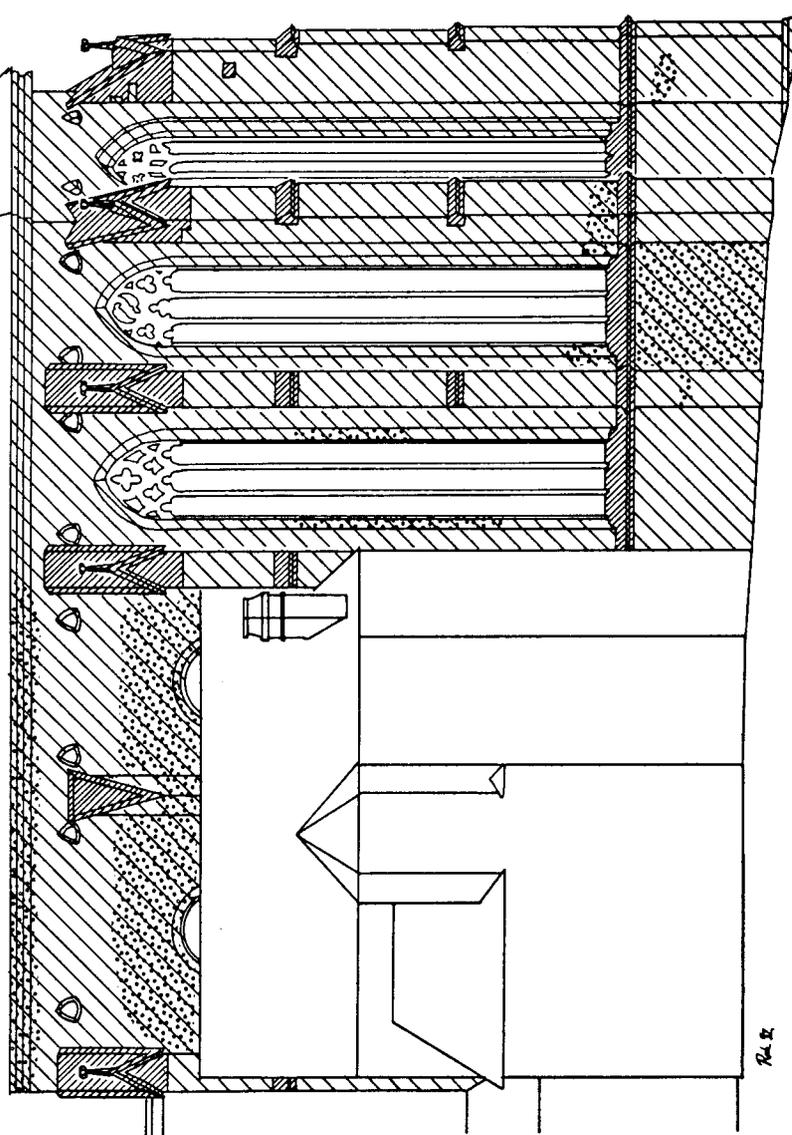
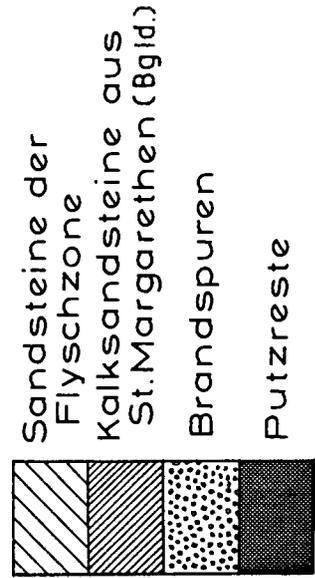
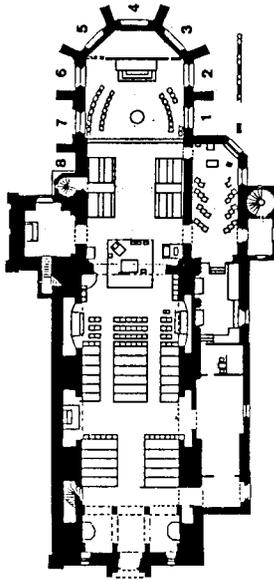
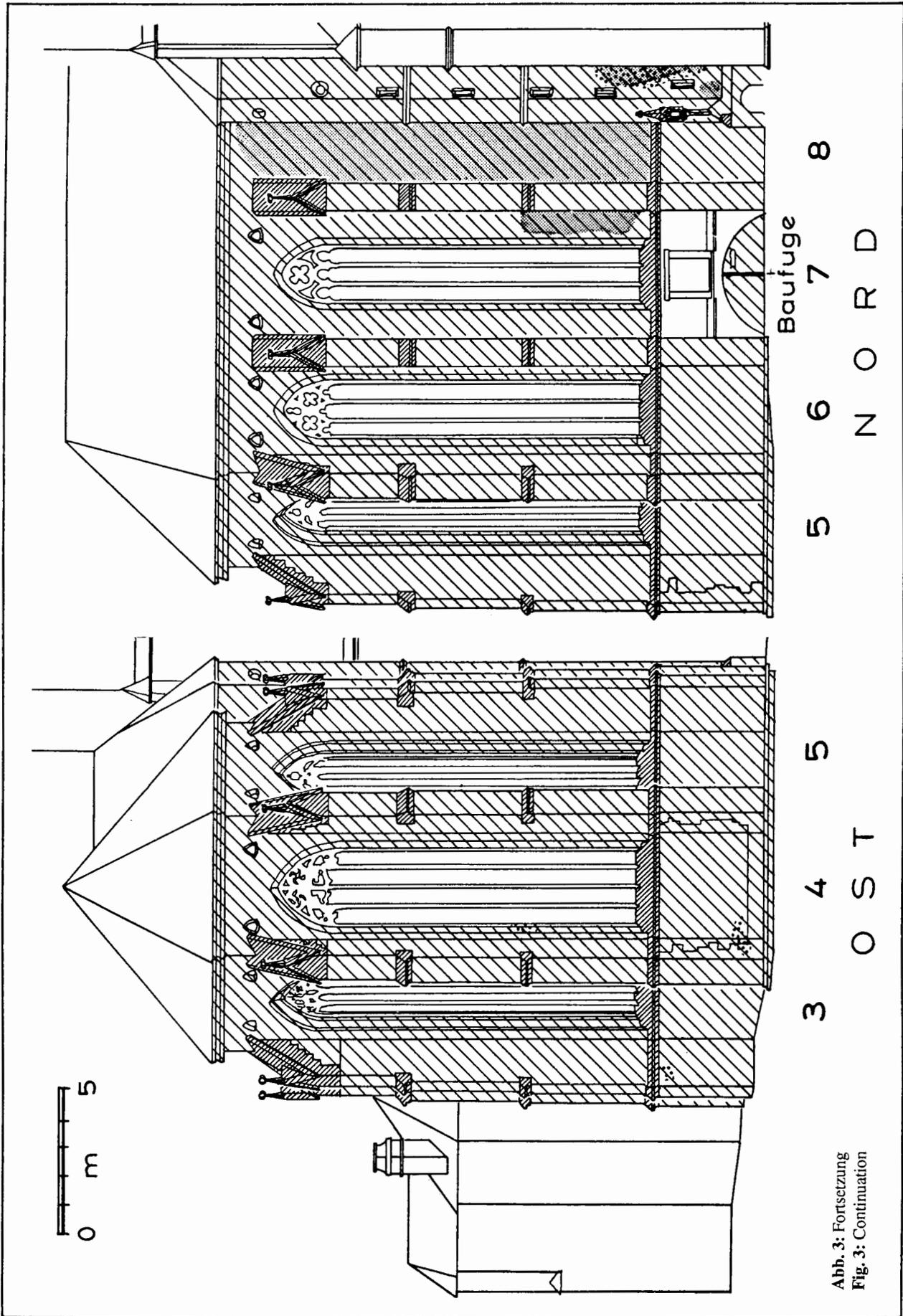


Abb. 3: Gesteinskundliche Zusammensetzung des Chores der Pfarrkirche St. Martin in Klosterneuburg.
 Fig. 3: Lithological composition of the choir of St. Martin in Klosterneuburg.



Im Dünnschliff sind als Hauptgemengteile Corallinaceenbruchstücke und Foraminiferen zu beobachten. Daneben findet man Echinodermenreste mit syntaxialem Rindenzement, Serpulidenröhren, Bryozoenreste und Quarz. Die Komponenten werden durch feinkörnigen Kalzit zementiert. Folgende Foraminiferengattungen konnten bestimmt werden:

Kalkrudit Zogelsdorf: Es handelt sich um einen hellen Bryozoenkalkrudit des Eggenburgium (STEININGER & SENES 1971). Im Dünnschliff findet man neben Bryozoen auch Corallinaceen, Echinodermen-spat mit syntaxialem Rindenzement, Bivalvenbruchstücke, Serpulidenröhren, mono- und polykristallinen Quarz, Mikroklin und Plagioklas. Bei den Foraminiferen kommen 26% Textulariina und 74% Rotaliina vor. Die Partikel wurden mit sparitischem bis mikrosparitischem Kalzit zementiert.

Corallinaceenkalkrudit des Maßwerkes: Dieses sehr poröse, mittelharte, gelbbraune Gestein besteht überwiegend aus Corallinaceenbruchstücken, daneben sind Foraminiferen und Echinodermenbruchstücke zu beobachten. Ein gut vergleichbares Gestein ist in den Aufschlüssen des Sprengplatzes „Hietzbruch“ auf dem Truppenübungsplatz von Bruck/Leitha zu finden.

4. Literatur

- BUNDESDENKMALAMT (Hrsg.) (1976): DEHIO-Handbuch. Die Kunstdenkmäler Österreichs. Niederösterreich. – 5. Aufl., 416 S., 3 Übersichtskarten, Wien (Verlag Anton Schroll & Co.).
- FUCHS, W. (1965): Geologie des Ruster Berglandes (Burgenland). – Jb. Geol. B.-A., **108**, 155–194, 3 Abb., 2 Taf., Wien.
- HONSINGER, D.J. (1990): Strukturmerkmale polymerimprägnierter Sandsteine. Ein Beitrag zur makroskopischen Beurteilung. – 218 S., unveröff. Diss., Fak. f. Bauing.- u. Vermessungswesen d. Rheinisch-Westfälischen Hochschule Aachen.
- NEUGEBAUER, J.W., NEUGEBAUER, Ch. & GABRIEL, R. (1991a): St. Martin-Klosterneuburg. – 2. Aufl., 32 S., Klosterneuburg.
- , NEUGEBAUER, Ch. & GABRIEL, R. (1991b): 1200 Jahre Christen in St. Martin. – 23 S., Jubiläumsschrift, Klosterneuburg.
- STEININGER, F. & SENES, J. (Hrsg.) (1971): Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus. Chronostratigraphie und Neostatotypen, **2**, 827 S., Bratislava (Slovenskej Akad. Vied).

Tafel 1 / Plate 1

Abb. 1: Der Treppenturm besteht aus Flyschsandsteinquadern mit Brandspuren und Putzresten, die gotische Lichtsäule mit Tabernakel (Kopie?) aus St. Margarethener Kalkarenit (Burgenland), wobei ein Teil des Schaftes aus Flyschsandstein erhalten ist.

Abb. 2: Quader aus Flyschsandstein mit parallel zur Oberfläche abplatzenden Schalen charakterisieren das Erscheinungsbild der Verwitterung an der Pfarrkirche St. Martin. Als Distanzhalter im Mörtelbett dienen plattige Flyschsandsteine.

Abb. 3: Unregelmäßiges Bruchsteinmauerwerk kennzeichnet die unteren Fassadenbereiche zwischen den Strebpfeilern.

Abb. 4: Ein bereits restaurierter Strebpfeiler mit Ortssteinquadern und Bruchsteinmauerwerk. Die etwas helleren Bereiche an den Quadern sind Antragungen mit Steinersatzmasse.

Fig. 1: The Tower was built with quartzarenites from the „Flyschzone“ near Vienna, the gothic column with the tabernacle (copy?) was made with a calcareous arenite from St. Margarethen (Burgenland). A part of the shaft is preserved of a quartzarenite from the „Flyschzone“.

Fig. 2: Squared stones of quartzarenites (Flyschzone) with surface parallel crusts characterise the state of weathering of St. Martin's church. As distancekeepers in the mortar serve flattened quartzarenites from the Flyschzone.

Fig. 3: Irregular quarry stone masonry is characteristic in the lower parts of the facades between the buttresses.

Fig. 4: A restored buttress with squared stones and quarry stone masonry. The brighter parts in the freestones are stonesubstitute mortar.

Tafel 1 / Plate 1



Die Einführung der Umweltverträglichkeitsprüfung (UVP) in Österreich – Auswirkungen auf den geowissenschaftlichen Fachbereich

The introduction of the law on the Environmental Impact Statement (EIS)
in Austria – Consequences for the geoscientific field

von

Diethard LEBER

mit 1 Abbildung und 1 Tabelle
with 1 figure and 1 table

Schlüsselwörter:

Österreich
Umweltverträglichkeitsprüfung (UVP)
Geowissenschaftliche Gutachten

Keywords:

Austria
Environmental Impact Statement (EIS)
Geoscientific expertise

Adresse des Autors:

Address of the author:

Vertr.-Ass. Mag. Diethard Leber
Institut für Geologie der Universität Wien
Geozentrum, Althanstraße 14
A-1091 Wien

Mitt. Ges. Geol.- Bergbaustud. Österr.	Bd. 39/40	S. 45–54	Wien 1996
--	-----------	----------	-----------

Inhalt

Zusammenfassung, Abstract	46
1. Entstehungsgeschichte des Umweltverträglichkeitsprüfungsgesetzes (UVP-G) in Österreich	46
2. Bundesgesetz über die Prüfung der Umweltverträglichkeit (UVP-G)	48
2.1. Aufgaben der Umweltverträglichkeitsprüfung (UVP)	48
2.2. Gegenstand der Umweltverträglichkeitsprüfung (UVP)	48
2.3. Durchführung der Umweltverträglichkeitsprüfung (UVP)	49
3. Auswirkungen des Umweltverträglichkeitsprüfungsgesetzes (UVP) auf den geowissenschaftlichen Fachbereich im Rahmen der Gutachtertätigkeit	52
Literatur	53

Contents

Zusammenfassung, Abstract	46
1. History of and discussion on the introduction of the Environmental Impact Statement (EIS) in Austria.	46
2. Law on the Environmental Impact Statement (EIS)	48
2.1. Goals of the Environmental Impact Statement (EIS)	48
2.2. Objectives of the Environmental Impact Statement (EIS)	48
2.3. Procedure of the Environmental Impact Statement (EIS)	49
3. Consequences of the introduction of the Environmental Impact Statement (EIS) on the geoscientific field in the course of expertise.	52
References	53

Zusammenfassung

Das mit 1. Juli 1994 in Österreich in Kraft tretende Umweltverträglichkeitsprüfungsgesetz (UVP-G), welches die Durchführung von Umweltverträglichkeitsprüfungen (UVP) für Vorhaben, bei welchen auf Grund ihrer Art, ihrer Größe oder ihres Standortes mit erheblichen Auswirkungen auf die Umwelt zu rechnen ist, wird vorgestellt.

Nach einem kurzen Überblick über die jahrzehntelange Diskussion, die zur Verabschiedung des UVP-G geführt hat, wird auf die Aufgaben und den Gegenstand der UVP eingegangen und der detaillierte Ablauf der Umweltverträglichkeitsprüfung beschrieben.

Abschließend werden die Auswirkungen des neuen Gesetzes auf den geowissenschaftliche Fachbereich im Rahmen der Gutachtertätigkeit kurz beleuchtet.

Abstract

On the 1st of July 1994 the law on the Environmental Impact Statement (EIS) will come into force in Austria. The goal of the Environmental Impact Statement (EIS) is the evaluation of the objectives and the type of proposed projects regarding their impact on the environment.

This paper not only gives a short overview about the discussions during the last decades, which have led to the introduction of the law on the Environmental Impact Statement (EIS), but also defines the goals and gives a detailed description of the procedure of the EIS.

Finally, the effects of this new law and its influence on the geoscientific field are illustrated.

1. Entstehungsgeschichte des Umweltverträglichkeitsprüfungsgesetzes in Österreich

Der Beschluß des österreichischen Nationalrates über das mit 1. Juli 1994 in Kraft tretende Umweltverträglichkeitsprüfungsgesetz (UVP-G) setzt den vorläufigen Schlußstrich unter eine bereits seit dem Jahr 1970 intensiv geführte Diskussion über die Möglichkeiten der Einführung eines Kontrollinstrumentariums bei Vorhaben (Projekten), bei welchen mit erheblichen Auswirkungen auf die Umwelt zu rechnen ist.

Diese Diskussion wurde nicht zuletzt durch die Verabschiedung des National Environmental Policy Act (NEPA) durch den amerikanischen Kongreß im Jahr 1969 (CHRISTIAN et al. 1988; SCHÄFER & ONZ 1988; VERBUNDKONZERN 1988; WEBER 1990), welcher mit 1.1.1970 wirksam wurde, und durch die Verabschiedung der Richtlinie des Rates der Europäischen Gemeinschaft vom 27. Juni 1985 über die Umweltverträglichkeitsprüfung bei bestimmten öffentli-

chen und privaten Projekten (CUPEI 1986; SCHÄFER & ONZ 1988; CHRISTIAN et al. 1988; SCHÄFER 1989; CERNUSKA 1990; WEBER 1990) angeregt. Bereits im Jahr 1975 lag in Österreich der Entwurf eines Umweltschutzgesetzes vor, welches die Umweltverträglichkeitsprüfung eines Vorhabens durch den Umweltminister vorsah, wenn sie durch mindestens 500 wahlberechtigte Personen gefordert wurde (VERBUNDKONZERN 1988:188).

Als wichtige Gründe für die Verzögerung der gesetzlichen Regelung der UVP bis ins Jahr 1993 sind einerseits die in Österreich komplizierte Kompetenzverteilung zwischen Bund, Ländern und Gemeinden, andererseits die Unklarheit über den Begriff der Öffentlichkeitsbeteiligung zu nennen (SCHÄFER & ONZ 1988:60–65). Nach den Kompetenzbestimmungen der Artikel 10 bis 15 B-VG sind die Gesetzgebung und die Vollziehung zwischen dem Bund und den Ländern geteilt, darüberhinaus enthält der Artikel 118 B-VG die Garantie eines eigenen Wirkungsbereiches für Gemeinden.

Die Öffentlichkeitsbeteiligung ist in Österreich im Vergleich zu anderen Staaten wie z.B. der Schweiz stark eingeschränkt. So ist gemäß § 75 Abs. 2 der Gewerbeordnung nur solchen Personen als Nachbar in Parteienstellung in einem Genehmigungsverfahren zu gewähren, die durch die Errichtung, den Bestand oder den Betrieb einer Betriebsanlage gefährdet oder belästigt oder deren Eigentum oder sonstigen dinglichen Rechte gefährdet werden könnten.

Einen Schritt in Richtung der gesetzlichen Regelung der Umweltverträglichkeitsprüfung stellte die aufgrund der Bundesstraßengesetznovelle 1983 eingeführte Dienstanweisung „Umwelt“ dar, durch welche die Durchführung einer UVP beim Bau oder der Umlegung von Bundesstraßen vorgeschrieben wurde (SCHÖRNER 1985:5), wobei aber die Art der Durchführung nicht näher bezeichnet wurde (CHRISTIAN et al. 1988:8).

Umweltgesichtspunkte wurden auch bei Genehmigungsverfahren für Anlagen und Projekte, die anderen Gesetzen unterliegen, wie z.B. Gewerbeamt, Wasserrecht, Arbeitnehmerschutzgesetz, EisenbahnG, LuftfahrtG, BundesstraßenG, RohrleitungsG, ForstG, StrahlenschutzG, BergG, DampfkesselmissionsG, Bauordnungen, Raumordnungsgesetze, Naturschutzrecht, Ortsbildschutz- und AltstadterhaltungsG, DenkmalschutzG usw. berücksichtigt (PAUGER 1984:49). In Einzelfällen wurden von Raumordnungsabteilungen der Bundesländer Umweltverträglichkeitsgutachten bei Projekten eingeholt und solche auch bei der Beantragung von Mitteln aus dem Umwelt- und Wasserwirtschaftsfonds gefordert (CHRISTIAN et al. 1988:16).

Am 27. November 1984 trat das Bundesverfas-

sungsgesetz über den umfassenden Umweltschutz (BGBl. Nr. 491) in Kraft, welches eine allgemeine Absichtserklärung des Bundes, der Länder und Gemeinden enthält, „die natürliche Umwelt als Lebensgrundlage des Menschen vor schädlichen Einwirkungen zu bewahren“ (CHRISTIAN et al. 1988:16; SCHÄFER & ONZ 1988:60; ERMACORA 1989:255). Durch die allgemein gehaltene bundesverfassungsgesetzliche Regelung handelt es sich bei diesem Gesetz eher um eine politische Deklaration (WALTER & MAYER 1988:44), und es wurde kein Umwelt-Grundrecht geschaffen, dem Gerichte zum Durchbruch verhelfen könnten (SCHÄFER & ONZ 1988).

In den Jahren 1983–1985 erfolgten in Österreich viele verschiedene Vorschläge über die Einbindung der Umweltverträglichkeitsprüfung in die österreichische Rechtsordnung, wobei es vor allem um Fragen des verfahrensmäßigen Ablaufes und um die Regelung der Vollzugszuständigkeit und der Parteienstellung ging (BOBEK, 1984:17–26; PAUGER 1984; SCHMID 1985:19–31; SCHÖRNER 1985:5–15; CUPEI 1986:220–223; SCHÄFER & ONZ 1988; SCHÖRNER & SCHÖNSTEIN 1987:81–88).

Im Oktober 1987 wurde schließlich das Bundesinstitut für Gesundheitswesen (E. SCHÄFER & C. ONZ), aber auch das Institut für Staats- und Verwaltungsrecht der Universität Wien (B. RASCHAUER) durch das Bundesministerium für Gesundheit, Umwelt und Familie beauftragt, eine Studie zum Thema „Normative Gestaltung der Umweltverträglichkeitsprüfung in Österreich“ durchzuführen, die in der Erstellung zweier Gesetzesentwürfe resultierte, die sich vor allem in den für die Umweltverträglichkeitsprüfung zuständigen Behörden (Bundesumweltamt bzw. Verfahrensleitende Behörde im üblichen Verwaltungsverfahren) unterschieden (SCHÄFER & ONZ 1988; VERBUNDKONZERN 1988:194).

Die Zuweisung von Kompetenzen an das Umweltbundesamt wurde vor allem deshalb diskutiert, da nach der österreichischen Rechtsordnung (Bundesministeriengesetz) bereits die „Allgemeinen Angelegenheiten der Umweltverträglichkeitsprüfung“ dem Geschäftsbereich des BM für Umwelt, Jugend und Familie zugeordnet waren und die Abgabe von Stellungnahmen zur Umweltverträglichkeit und Umweltverträglichkeitserklärungen gemäß Bundesgesetz vom 20. März 1985, BGBl. Nr. 127/85 über die Umweltkontrolle dem Umweltbundesamt übertragen wurde (PAUGER 1984:20; SCHÄFER 1989:42–43).

Am 13.4.1989 wurde, nach langer Diskussion, vom Bundesministerium für Umwelt, Jugend und Familie der Entwurf eines neuen Umweltverträglichkeitsprüfungsgesetzes vorgestellt (CERNUSKA 1990;

DOLP 1990; TSCHURTSCHENTALER 1990; WEBER 1990), welches mit geringen Änderungen als Regierungsvorlage dem Umweltausschuß des Parlaments zugeleitet wurde (Nr. 269 der stenographischen Protokolle des NR) und nach einigen Meinungsverschiedenheiten im Umweltausschuß (Nr. 1179 der Beilagen zu den stenographischen Protokollen des NR) als Bundesgesetz beschlossen wurde.

2. Bundesgesetz über die Prüfung der Umweltverträglichkeit (UVP-G)

2.1. Aufgaben der Umweltverträglichkeitsprüfung (UVP)

Nach §1 Abs. 1 des UVP-G ist es Aufgabe der Umweltverträglichkeitsprüfung auf fachlicher Grundlage und unter Bürgerbeteiligung festzustellen und zu beschreiben, welche unmittelbaren Auswirkungen eines Vorhabens (Projekts) auf Menschen, Tiere und Pflanzen, auf Boden, Wasser, Luft und Klima, auf Biotope und Ökosysteme, auf die Landschaft und auf Sach- und Kulturgüter zu erwarten sind.

Weiters sind im Rahmen der UVP Maßnahmen zu prüfen, durch die schädliche, belästigende oder belastende Auswirkungen des Vorhabens auf die Umwelt verhindert oder verringert, oder günstige Auswirkungen verstärkt werden, wobei alle Vor- und Nachteile der vom/von der ProjektwerberIn geprüften Alternativen sowie Vor- und Nachteile des Unterbleibens des Vorhabens einzubeziehen sind. Der letzte Punkt gilt auch besonders für Vorhaben, bei welchen gesetzlich die Möglichkeit einer Enteignung oder des Eingriffs in private Rechte bestünde (z.B. Bau von Bundesstraßen und Hochleistungsstrecken der Bahn).

Durch die explizite Nennung der Schutzwürdigkeit von Biotopen und Ökosystemen wird durch die österreichische Gesetzgebung der in den EG-Richtlinien enthaltene Katalog von Schutzgütern noch erweitert.

2.2. Gegenstand der Umweltverträglichkeitsprüfung (UVP)

Es sind Vorhaben (Projekte) zu prüfen, bei welchen auf Grund ihrer Art, ihrer Größe oder ihres Standortes mit erheblichen Auswirkungen auf die Umwelt zu rechnen ist (§ 3 Abs. 1). Sie sind im Anhang 1 des Gesetzes genannt. Aus Tabelle 1 können Vorhaben ersehen werden, bei welchen durch die Durchführung der UVP verstärkte Auswirkungen auf den geowissenschaftlichen Fachbereich im Rahmen der Gutachtertätigkeit zu erwarten sind.

Die Durchführung einer UVP bei Abänderungen bestehender Anlagen ist nur unter bestimmten Vorausset-

Tabelle 1: Auszug der umweltverträglichkeitsprüfungspflichtigen Vorhaben nach Anhang 1 des UVP-G, bei welchen verstärkte Auftragsvergaben im Rahmen der Gutachtertätigkeit im geowissenschaftlichen Fachbereich zu erwarten sind.

Table 1: Excerpt of appendix 1 of the law on the Environmental Impact Statement (EIS). Listed are projects which will have to be evaluated in the course of geoscientific expertise because of their expected unfavourable impact on the environment.

Anlagen zur thermischen Behandlung von gefährlichen Abfällen.
Anlagen zur stofflichen Verwertung oder sonstigen Behandlung von gefährlichen Abfällen oder Altölen mit einer Kapazität von mindestens 20.000 Tonnen pro Jahr.
Deponien und Untertagedeponien für gefährliche Abfälle.
Anlagen zur sonstigen Behandlung, ausgenommen zur Sortierung und Aufbereitung, von nicht gefährlichen Abfällen mit einer Kapazität von mindestens 100.000 Tonnen pro Jahr, im Falle der thermischen Behandlung von nicht gefährlichen Abfällen mit einer Kapazität von mindestens 20.000 Tonnen pro Jahr.
Abfalldeponien mit einem Gesamtvolumen von mindestens 100.000 m ³ .
Inertstoffdeponien und Baumassendeponien bzw. bis zum Inkrafttreten einer Verordnung nach § 29 Abs. 18 AWG Deponien für Abfälle der Eluatklasse I nach ÖNORM S 2072 und Deponien für Abfälle der Eluatklasse II nach ÖNORM S 2072 mit einem Gesamtvolumen von mindestens 500.000 m ³ .
Anlagen zur Endlagerung von konditionierten radioaktiven Abfällen.
Bau von Eisenbahntrassen, ausgenommen die bereits gemäß § 24 erfaßten Hochleistungsstrecken, mit einer Länge von mehr als 10 km und die Änderung von Eisenbahntrassen auf einer Länge von mehr als 10 km, wenn die Mitte des äußersten Gleises der geänderten Trasse von der Mitte des äußersten Gleises der bestehenden Trasse mehr als 100 m entfernt ist.
Neuerschließung oder Erweiterung von Schigebieten mit Seilförderanlagen zur Personenbeförderung (Seilbahnen) oder Schlepliften, wenn damit ein Flächenverbrauch durch Pistenneubau mit Geländeänderungen von mehr als 20 Hektar verbunden ist.
Die Neuerschließung von Gletscherschigebieten mit Seilbahnen oder Schlepliften.
Rohstoffgewinnung im Untertagebau mit einem Flächenbedarf für zusammenhängende obertägige Bergbauanlagen von mindestens 10 Hektar oder einer Senkung der Oberfläche von mindestens 3 m.
Rohstoffgewinnung im Tagbau mit einer Gewinnung von mindestens 1 Million Tonnen pro Jahr oder einer offenen Fläche von mindestens 10 Hektar.
Wasserkraftanlagen (Talsperren, Flußstau, Ausleitungen) mit einer Engpaßleistung von mehr als 15 MW sowie Kraftwerksketten (Aneinanderreihung von zwei oder mehreren Stauräumen zur Nutzung der Wasserkraft ohne dazwischenliegende freie Fließstrecke von zumindest 1 km Länge).
Naßbaggerungen in Schottergruben ab einer offenen Fläche von 10 Hektar.
Die Anlegung oder Verlegung von Fließgewässern mit einem mittleren Durchfluß (MQ) von mehr als 1 m ³ pro Sekunde auf einer Baulänge von mehr als 3 km.
Schutz- und Regulierungsbauten mit einer Baulänge von mehr als 3 km an Fließgewässern mit einem mittleren Durchfluß (MQ) von mehr als 5 m ³ pro Sekunde.
Raffinerien für Erdöl, ausgenommen Anlagen, die ausschließlich Schmierstoffe herstellen, sowie Anlagen zur Vergasung und zur Verflüssigung von täglich mindestens 500 Tonnen Kohle oder bituminösem Schiefer und Anlagen zur Trockendestillation von täglich mindestens 500 Tonnen Kohle.
Rodungen ab einer Fläche von 20 Hektar.

zungen notwendig (§ 3 Abs. 4), bei Maßnahmen, die Gegenstand eines verwaltungsrechtlichen Anpassungs- oder Sanierungsverfahrens sind, ist keine UVP notwendig (§ 3 Abs. 5).

Wenn es sich um ein Vorhaben handelt, bei dem eine UVP durchzuführen ist, sind alle nach den Verwaltungsvorschriften nötigen Schritte in einem konzentrierten Genehmigungsverfahren (§ 3 Abs. 2) durch die „Verfahrensleitende Behörde“, die in der Regel die Landesregierung sein wird und in Ausnahmefällen der neu geschaffene Umweltsenat (§ 39 Abs. 1), abzuwickeln.

2.3. Ablauf der Umweltverträglichkeitsprüfung

Bevor es zur eigentlichen Umweltverträglichkeitsprüfung eines Vorhabens durch die Behörde kommt, müssen einige im Gesetz festgeschriebene Voraussetzungen erfüllt sein (Siehe Abb. 1).

Den ersten Schritt stellt die bescheidmäßige Feststellung der verfahrensleitenden Behörde dar (auf Antrag des/der Projektwerber(s) In, des/der Umweltsenats/wältin oder einer mitwirkenden Behörde), ob bei einem Vorhaben überhaupt eine Umweltverträglichkeitsprüfung durchzuführen ist (§ 3 Abs. 6). Der Bescheid

hat innerhalb von drei Monaten zu erfolgen. Parteienstellung haben der/die ProjektwerberIn, die mitwirkenden Behörden, der/die Umweltschutzbeauftragte/wältin und die Gemeinden, in welchen das Vorhaben realisiert werden soll. Wird von der verfahrensleitenden Behörde die Notwendigkeit einer UVP festgestellt, hat der/die ProjektwerberIn der Behörde sechs Monate vor der beabsichtigten Antragsstellung eine Darlegung der Grundzüge des Vorhabens und ein Konzept für die zu erstellende Umweltverträglichkeitserklärung zu übermitteln (§ 4 Abs. 1).

Nun erfolgt eine vorläufige Prüfung durch die verfahrensleitende Behörde, welche Genehmigungen im Rahmen des Verwaltungsverfahrens notwendig sind und welche Sachverständigen fachlich in Betracht kommen (§ 4 Abs. 2–6). Dabei ist die Zusammenarbeit mit mitwirkenden Behörden vorgesehen. Dem/der Umweltschutzbeauftragte/anwältin, der Standortgemeinde und den angrenzenden Gemeinden muß innerhalb einer angemessenen Frist (bis 4 Wochen) die Möglichkeit zu einer Stellungnahme gegeben werden.

Sollten im Konzept der Umweltverträglichkeitserklärung Mängel festgestellt werden, ist das dem/der ProjektwerberIn mitzuteilen.

Schließlich wird durch den/die ProjektwerberIn die Umweltverträglichkeitserklärung gemeinsam mit allen weiteren Unterlagen offiziell eingebracht. Damit gilt die Umweltverträglichkeitsprüfung als eingeleitet (§ 5 Abs. 1–7). Die Entscheidung der verfahrensleitenden Behörde über den Antrag muß ohne unnötigen Aufschub, spätestens aber innerhalb von 18 Monaten erfolgen (§ 7 Abs. 2).

Die vorgelegte Umweltverträglichkeitserklärung hat nach § 6 Abs. 1 des UVP-G folgende Punkte zu enthalten:

- Beschreibung des Vorhabens nach Standort, Art und Umfang
- Übersicht über andere vom Projektwerber/der Projektwerberin geprüfte Alternativprojekte und deren Vor- und Nachteile (z.B. verschiedene Standorte und Trassenvarianten)
- Beschreibung der vom Vorhaben voraussichtlich beeinträchtigten Umwelt
- detaillierte Beschreibung der zu erwartenden wesentlichen negativen und positiven Auswirkungen des Vorhabens auf die Umwelt, einschließlich der Wechselwirkung zwischen den einzelnen Auswirkungen und der Auswirkung auf das Raumgefüge
- Beschreibung der Maßnahmen, durch die wesentliche nachteilige Auswirkungen des Vorhabens auf die Umwelt vermieden, eingeschränkt oder ausgeglichen werden sollen
- eine allgemeinverständliche Zusammenfassung der

Umweltverträglichkeitserklärung

- Nennung von aufgetretenen Problemen bei der Zusammenstellung der geforderten Unterlagen (z.B. fehlende Daten usw.).

Mit dem offiziellen Beginn der UVP erstellt die verfahrensleitende Behörde unter Anhörung von mitwirkenden Behörden und dem/der ProjektwerberIn einen Zeitplan für den Ablauf des Prüfungsverfahrens und in weiterer Folge eine Liste der voraussichtlich zu betrauenden FachgutachterInnen und präzisiert den Untersuchungsrahmen (§ 7 Abs. 1 und § 8).

Die gesammelten Unterlagen sind sowohl an die Bezirksverwaltungsbehörde als auch an die Standortgemeinde(n) weiterzuleiten, welche die Möglichkeit der öffentlichen Einsichtnahme und schriftlichen Stellungnahme innerhalb eines mindestens sechswöchigen Zeitraums öffentlich kundmachen müssen (§ 9).

Anschließend werden unter Anhörung der mitwirkenden Behörden, des/der Umweltschutzbeauftragte/anwältin und sonstiger Parteien (geregelt in § 19 Abs. 4) und unter Würdigung von eingelangten Stellungnahmen (geregelt in § 9 Abs. 4) sowohl die Sachverständigen bestellt, als auch die Erstellung des Prüfbuches vorgenommen. Im Prüfbuch, welches in Zweitschrift an das BM für Umwelt, Jugend und Familie übermittelt werden muß, ist die Fragestellung an die Gutachter und Teilgutachter der einzelnen Untersuchungsgebiete und ihre Zusammenarbeit untereinander zu regeln, und es sind Termine für die Fertigstellung der Teilgutachten und des Gesamtgutachtens zu setzen (§ 11).

Danach wird durch die verfahrensleitende Behörde die Erstellung eines Umweltverträglichkeitsgutachtens durch die bestellten Sachverständigen eingeleitet, wobei auch abweichende Stellungnahmen einzelner TeilgutachterInnen vom Gesamtgutachten und vom Projektwerber/der Projektwerberin vorgelegte Gutachten und alle sonstigen kollateralen Informationen Berücksichtigung finden müssen (§ 12).

Das Gesamtgutachten ist dem/der ProjektwerberIn, den mitwirkenden Behörden und dem/der Umweltschutzbeauftragte/wältin zur Stellungnahme zu übermitteln (§ 13 Abs. 1). Sonstige Beteiligte (geregelt in § 12 Abs. 5) erhalten nur eine Zusammenfassung. Das Umweltverträglichkeitsgutachten muß zur öffentlichen Einsichtnahme mindestens vier Wochen bei der Bezirksverwaltungsbehörde und der/den Standortgemeinde(n) aufliegen (§ 13 Abs. 2).

Spätestens sechs Wochen nach dem Einlangen des Umweltverträglichkeitsgutachtens muß von der verfahrensleitenden Behörde eine öffentliche Erörterung angesetzt werden, wobei der Termin und der Ort mindestens drei Wochen früher gehörig kundgemacht werden muß (§ 14). Zur öffentlichen Erörterung einzu-

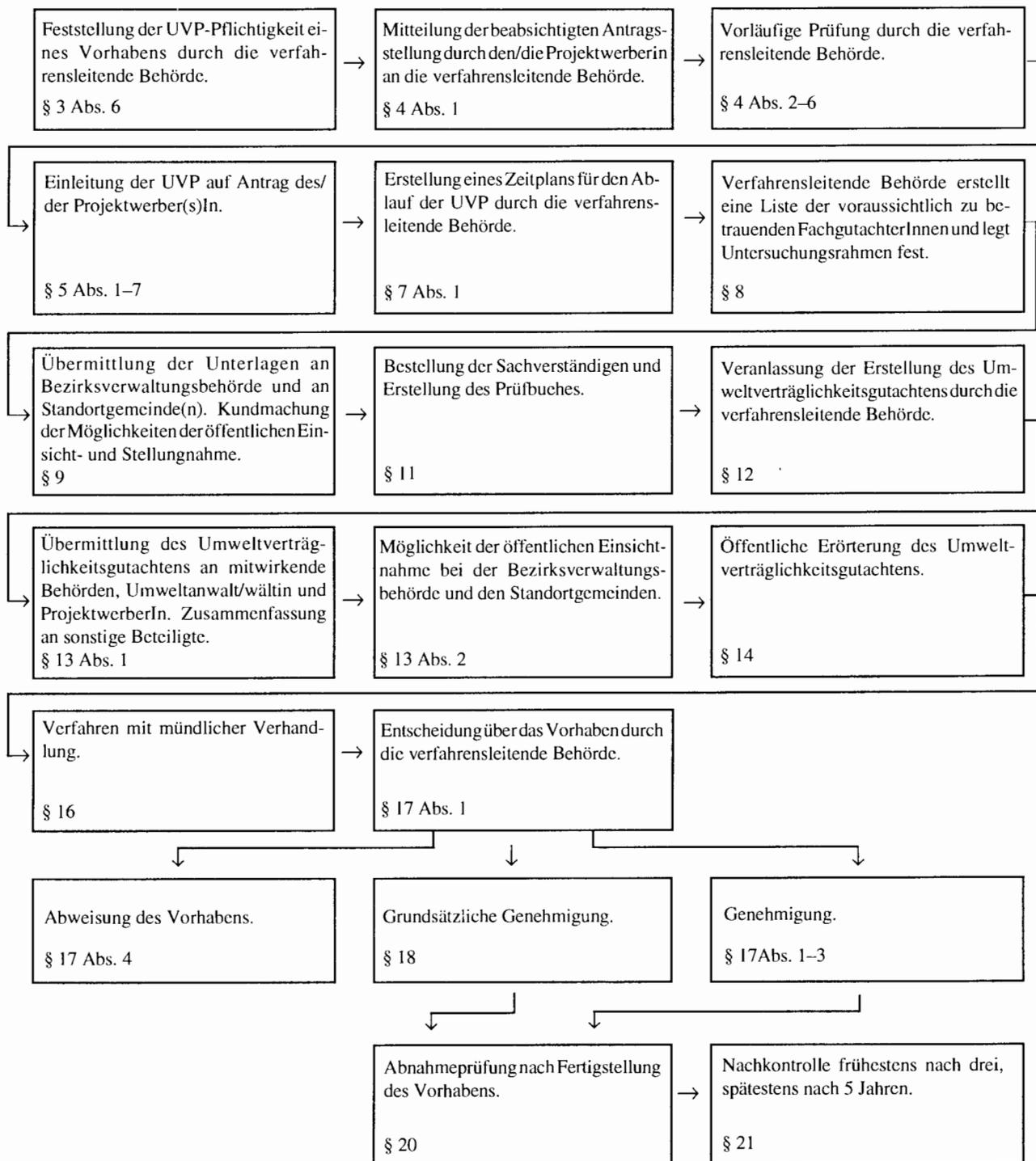


Abb. 1: Schematischer Ablauf des Umweltverträglichkeitsprüfungsverfahrens.

Fig. 1: Scetch of the procedure of the Environmental Impact Statement (EIS).

laden sind der/die ProjektwerberIn, die mitwirkenden Behörden, etwaige Parteien (nach § 19 Abs. 3 und 4) und die Eigentümerinnen der betroffenen und unmittelbar angrenzenden Grundstücke. Darüberhinaus sind auch die Sachverständigen einzuladen. Grundsätzlich hat im Rahmen der öffentlichen Erörterung jedermann

die Möglichkeit, Fragen zu stellen und Stellungnahmen abzugeben. Es ist ein Protokoll anzufertigen, welches alle oben genannten Beteiligten erhalten, welches aber auch mindestens vier Wochen in der/den Standortgemeinde/n zur öffentlichen Einsicht bereitliegen muß. Anschließend wird unter Anwendung aller zu be-

rücksichtigenden Verwaltungsvorschriften durch die verfahrensleitende Behörde unter Beiziehung der mitwirkenden Behörden ein Verfahren mit mündlicher Verhandlung durchgeführt (§ 16). Entsprechend eines aufzustellenden Zeitablaufes sind folgende Personen zu laden: Der/die ProjektwerberIn; jede/r EigentümerIn oder sonstige dinglich Berechtigte, die nach den anzuwendenden Verwaltungsvorschriften persönlich zu verständigen sind; Wasser- und Fischereiberechtigte, wenn durch das Vorhaben in ihre Rechte eingegriffen werden soll; sonstige Parteien (nach § 19 Abs. 3 und 4). Als Folge des Verfahrens trifft die Behörde nun unter Berücksichtigung aller Gutachten und Stellungnahmen, der Verwaltungsvorschriften und in Hinblick auf eine wirksame Umweltvorsorge eine Entscheidung über das Vorhaben (§ 17 Abs. 1). Das Vorhaben kann zurückgewiesen werden, wenn die Gesamtbewertung ergibt, daß selbst durch Setzung von Auflagen die zu erwartenden Auswirkungen des Vorhabens auf die Umwelt zu gravierend sind (§ 17 Abs. 4).

Es besteht aber auch die Möglichkeit einer „Grundsätzlichen Genehmigung“ bei Vorhaben, „die aufgrund ihrer Größenordnung nicht von vornherein in allen Einzelheiten überschaubar sind“. Die verbleibenden Verwaltungsschritte können in Form von Detailgenehmigungen geregelt werden (§ 18).

Nach erfolgter Fertigstellung des Vorhabens hat durch die Behörde eine Abnahmeprüfung zu erfolgen, in deren Rahmen geklärt werden muß, ob alle im Genehmigungsbescheid enthaltenen Punkte (insbesondere etwaige Auflagen) vom/von der ProjektwerberIn erfüllt worden sind, und es ist im Abnahmebescheid festzuhalten, wann die amtliche Nachkontrolle (frühestens nach drei, spätestens nach fünf Jahren) zu erfolgen hat (§ 20, § 21).

Bei der Nachkontrolle ist insbesondere zu klären, ob der Genehmigungsbescheid eingehalten wurde und ob die Annahmen der Umweltverträglichkeitsprüfung mit den tatsächlich auftretenden Auswirkungen der Anlage auf die Umwelt korrespondieren.

Die Ergebnisse der Nachkontrolle werden den zur Überwachung der Anlage zuständigen Behörden und dem BM für Umwelt, Jugend und Familie übermittelt. Damit gilt die Umweltverträglichkeitsprüfung als abgeschlossen.

Auf die im Abschnitt drei (§ 24) des UVP-G getroffenen Regelungen der Umweltverträglichkeitsprüfung für Bundesstraßen und Hochleistungsstrecken der Bahn, welche bis zur Erlassung einer Verordnung gemäß § 4 des Bundesstraßengesetzes 1971, BGBl. Nr. 286 gelten, möchte ich nicht näher eingehen.

3. Auswirkungen des Umweltverträglichkeitsprüfungsgesetzes auf den geowissenschaftlichen Fachbereich im Rahmen der Gutachtertätigkeit

Bedingt durch die ab 1. Juli 1994 in Kraft tretende neue Regelung der Umweltverträglichkeitsprüfung in Österreich, ist eine vermehrte Nachfrage nach Fachgutachten aus dem geowissenschaftlichen Fachbereich zu erwarten, die weit über den bisher in den unterschiedlichen Gesetzen (siehe vorne) gegebenen Rahmen der Notwendigkeit zur Durchführung von Umweltverträglichkeitsuntersuchungen hinausgeht.

Einerseits muß die/der ProjektwerberIn im Rahmen der am Beginn des Verfahrens vorzulegenden Umweltverträglichkeitserklärung Sachverständigengutachten anfertigen lassen und wird auch sicher noch daran interessiert sein, weitere, seinen/ihren Standpunkt unterstützende Gutachten während der Erstellung des Umweltverträglichkeitsprüfungsgutachtens durch die verfahrensleitende Behörde beizubringen. Andererseits hat die verfahrensleitende Behörde Sachverständige mit den im Prüfbuch vermerkten Untersuchungen in den einzelnen Teilgebieten zu betrauen.

Besonders interessant erscheint, daß durch das UVP-Gesetz auch die Beiziehung von nichtamtlichen Sachverständigen möglich wird (§ 11 Abs. 2). Das Vorliegen dersonst nach § 52 Abs. 2 des Allgemeinen Verwaltungsverfahrensgesetzes (AVG) notwendigen Voraussetzungen für die Erstellung von amtlichen Gutachten ist nicht erforderlich. Es können auch fachlich einschlägige private Anstalten, private Institute oder Unternehmen als Sachverständige bestellt werden.

Damit besteht auch für einschlägige Universitätsinstitute die Möglichkeit, verstärkter als bisher, Gutachten zu erstellen oder bei Teilgutachten mitzuwirken. Dieser Entwicklung müßte natürlich auch im Rahmen der Ausbildung der Student)Innen bereits Rechnung getragen werden.

Wie aus Tabelle I ersichtlich ist, liegen die Anforderungen bei der Erstellung von Umweltverträglichkeitsgutachten im Rahmen des UVP-G an den geowissenschaftlichen Fachbereich besonders in den Gebieten von Hydrogeologie, Ingenieurgeologie, Geochemie und Physischer Geographie.

Hydrogeologische Gutachten werden vor allem zu klären haben, inwieweit sich geplante Vorhaben wie Anlegung oder Verlegungen von Fließgewässern, Schutz- und Regulierungsbauten, Bau von Wasserkraftanlagen, Rohstoffgewinnungsanlagen usw. auf den Grundwasserkreislauf auswirken.

Von der Ingenieurgeologie sind z.B. Stellungnahmen zur technischen Eignung von Standorten für die Errichtung der verschiedenen Arten von Deponien, den

Bau von Bundesstraßen und Eisenbahnstrecken und den Bau von Wasserkraftwerken gefordert.

Die Geochemie wird z.B. gemeinsam mit der Hydrogeologie und anderen Fachrichtungen den möglichen Eintrag von Schadstoffen in das Grundwasser zu untersuchen haben.

Vom Fachgebiet der Physischen Geographie werden Untersuchungen in bezug auf möglicherweise auftretende Erosionserscheinungen bei der Neuerschließung von Schigebieten und der Rodung von Waldflächen durchzuführen sein.

Die angeführten Beispiele stellen nur einen kleinen Ausschnitt der vielfältigen, im Rahmen der Umweltverträglichkeitsprüfung notwendigen Untersuchungen aus dem geowissenschaftlichen Fachbereich dar.

Um alle gestellten Aufgaben bewältigen zu können, ist auf jeden Fall eine verstärkte interdisziplinäre Zusammenarbeit zwischen allen verwandten Geo-Fachbereichen erforderlich, um einen hochwertigen Beitrag zur Bewältigung eines der brennendsten Probleme der Menschheit, der Vermeidung der rasch voranschreitenden Zerstörung der Umwelt, zu leisten.

Literatur

- BOBEK, E. (1984): Aktueller Stand der Umweltverträglichkeitsprüfung - Debatte in Österreich. — [In:] ÖSTERR. BUNDESINST. F. GESUNDHEITSWESSEN [Hrsg.]: Umweltverträglichkeitsprüfung. Seminar vom 17.–18. November in Graz, 17–44, Wien.
- CERNUSCA, A. (1990): Kriterien für Umweltverträglichkeitsprüfungen aus Sicht der angewandten Ökosystemlehre. — [In:] CERNUSCA, A. (Hrsg.): Umweltverträglichkeitsprüfung – Theorie und Praxis, 15–28, Innsbruck (Universitätsverlag Wagner).
- CHRISTIAN, R. & RASCHAUER, B. & STRAUSS, G. (1988): Umweltverträglichkeitsprüfung für Österreich. — [In:] ÖSTERR. GES. F. NATUR- U. UMWELTSCHUTZ (ÖGNU) (Hrsg.): ÖGNU-Text, 9, 7–35, Wien.
- CUPEI, J. (1986): Umweltverträglichkeitsprüfung (UVP) - Ein Beitrag zur Strukturierung der Diskussion zugleich eine Erläuterung der EG-Richtlinie. — 462 S., Köln–Berlin–Bonn–München (Carl Heymanns).
- DOLP, M. (1990): Umweltverträglichkeitsprüfung aus der Verwaltungsjuristischen Praxis. — [In:] CERNUSCA, A. (Hrsg.): Die Umweltverträglichkeitsprüfung – Theorie und Praxis, 43–49, Innsbruck (Universitätsverlag Wagner).
- ERMACORA, F. [Hrsg.] (1989): Österreichische Bundesverfassungsgesetze. — 284 S., Wien–Köln (Böhlau).
- PAUGER, D. (1984): Einbindung der Umweltverträglichkeitsprüfung in das Normengefüge und Vorgegebene Entscheidungsverfahren. — [In:] ÖSTERR. BUNDESINST. F. GESUNDHEITSWESSEN (Hrsg.): Umweltverträglichkeitsprüfung. Seminar vom 17.–18. November in Graz, 45 – 68, Wien.
- PAUGER, D. (1987): Rechtsgrundlagen der UVP. — [In:] SCHÖRNER, G. (Hrsg.): Die Umweltverträglichkeitsprüfung in der Verwaltungspraxis.– Berichte und Dokumente der Akademie für Umwelt und Energie, 23, 11–22, Laxenburg.
- SCHÄFER, E. & ONZ, C. (1988): Umweltverträglichkeitsprüfung. Normative Gestaltung in den Europäischen Gemeinschaften und in Österreich.— [In:] ÖSTERR. BUNDESINST. F. GESUNDHEITSWESSEN (Hrsg.): 232 S., Wien (Fric/Manz).
- SCHÄFER, E. (1989): Umsetzung der UVP in den Genehmigungsverfahren. — [In:] ÖSTERR. GES. F. NATUR- U. UMWELTSCHUTZ (ÖGNU) (Hrsg.): Praxis der Bürgerbeteiligung und Umweltverträglichkeitsprüfung. — ÖGNU-Text, 1/89, 39–52, Wien.
- SCHMID, W.A. (1985): Methodische Grundlagen der Umweltverträglichkeitsprüfung. — [In:] SCHÖRNER, G. [Hrsg.]: Die Umweltverträglichkeitsprüfung und ihre Anwendung in der Praxis. – Berichte und Dokumente der Akademie für Umwelt und Energie, 9, 19–31, Laxenburg.
- SCHÖRNER, G. (1985): Vorschläge zur Einführung der Umweltverträglichkeitsprüfung in Österreich als Ergebnis der Beratungen des Arbeitskreises 11 – Umweltverträglichkeitsprüfung der Akademie für Umwelt und Energie in Laxenburg. — [In:] SCHÖRNER, G. [Hrsg.]: Laxenburger Thesen zur Umweltverträglichkeitsprüfung.– Berichte und Dokumente der Akademie für Umwelt und Energie, 5, 5–15, Laxenburg.
- & SCHÖNSTEIN, R. (1987): Vorschläge und Gedanken zur Gestaltung eines praktikablen UVP-Verfahrens in Österreich. — [In:] SCHÖRNER, G. [Hrsg.]: Die Umweltverträglichkeitsprüfung in der Verwaltungspraxis. – Berichte und Dokumente der Akademie für Umwelt und Energie, 23, 81–88, Laxenburg.
- TSCHURTSCHENTALER, P. (1990): Umweltverträglichkeitsprüfung aus ökonomischer Sicht.— [In:] CERNUSCA, A. [Hrsg.]: Die Umweltverträglichkeitsprüfung – Theorie und Praxis: 87–100, Innsbruck (Universitätsverlag Wagner).
- VERBUNDKONZERN [Hrsg.] (1988): Technikbewertung und Umweltverträglichkeitsprüfung.— Schriftenreihe der Forschungsinitiative des Verbundkonzernes, 1, 218 S., Wien (Österreichische Elektrizitätswirtschafts-AG).
- WALTER, R. & MAYER, H. (1988): Grundriß des österreichischen Bundesverfassungsrechtes. — 6. Aufl., 540 S., Wien (Manz).
- WEBER, K. (1990): Die juridischen Grundlagen der Umweltverträglichkeitsprüfung.— [In:] CERNUSCA, A.

(Hrsg.): Umweltverträglichkeitsprüfung – Theorie und Praxis, 29–42, Innsbruck (Universitätsverlag Wagner).

Verwendete Gesetze

Umweltverträglichkeitsprüfungsgesetz (UVP-G): 1993 BGBl. Nr. 697

Umweltsenat (USG): 1993 BGBl. Nr. 698

Allgemeines Verwaltungsverfahrensgesetz (AVG): 1991 BGBl. Nr. 51 (WV)

Bundesverfassungsgesetz über den Umfassenden Umweltschutz: 1984 BGBl. Nr. 491

Gewerbeordnung 1973

Gewerberechtsnovelle 1992

Stenographische Protokolle des Nationalrates

Nr. 269 der Beilagen zu den Stenographischen Protokollen des Nationalrates XVIII. GP

(Regierungsvorlage – Bundesgesetz über die Prüfung der Umweltverträglichkeit)

Nr. 1179 der Beilagen zu den Stenographischen Protokollen des Nationalrates XVIII. GP

(Bericht des Umweltausschusses über die Regierungsvorlage)

Ökologische Aspekte bei Foraminiferenfaunen der kalkigen Randfazies des Wiener Beckens

Ecological aspects of foraminiferid faunas of the marginal facies
from the Vienna basin

von

Andreas ROHATSCH

mit 9 Abbildungen
with 9 figures

Schlüsselwörter:

Palökologie

Badenium

Sarmatium

Randfazies

Wiener Becken

Keywords:

Palecology

Badenium

Sarmatian

Marginal facies

Vienna basin

Adresse des Autors:

Address of the author:

Mag. Dr. Andreas Rohatsch

Institut für Geologie

TU-Wien

Karlsplatz 13

A-1010 Wien

Inhalt

Zusammenfassung, Abstract	57
1. Einleitung	57
2. Orte der Probennahme	57
3. Darstellung und Interpretation der Ergebnisse	58
4. Literatur	63

Contents

Abstract, Zusammenfassung	57
1. Introduction	57
2. Sampling localities	57
3. Description and interpretation of the results	58
4. Literature	63

Zusammenfassung

Sarmatische Foraminiferenfaunen der kalkigen Randfazies des Wiener Beckens wurden hinsichtlich ihrer Schalensubstanz quantitativ erfaßt und im Dreieckdiagramm dargestellt. Nach den Untersuchungen von MURRAY (1973, 1991) weisen hypersaline Lagunen entsprechende Faunenzusammensetzungen auf.

Abstract

Foraminiferid faunas from the sarmatian calcareous marginal facies of the Vienna Basin were quantitative surveyed and for graphical illustration plot in a ternary diagram. After the studies of MURRAY (1973, 1991) these associations are characteristic for hypersaline lagoons.

1. Einleitung

Dieser Beitrag versteht sich einerseits als Anregung für weiterführende Studien über die palökologischen Verhältnisse in den Gesteinen der sarmatischen Randfazies des Wiener Beckens, andererseits als Fortsetzung der zum Teil schon publizierten Ergebnisse (ROHATSCH 1991 a).

Im Zuge der Untersuchung von diversen Steinbrüchen und Bauwerken zur gesteinskundlichen Charakterisierung von historischen Baumaterialien im Rahmen der Forschungsprojekte 7007 GEO und 8527 GEO (FWF), wurden neben den üblichen Untersuchungsmethoden wie Mineral- und Fossilbestand, Schwermineralogie, Korngrößenverteilung, Mikrofazies auch die Foraminiferenfaunen in Hinsicht auf ihre Schalensubstanz ausgezählt und beurteilt, um zusätzliche Hinweise zur Frage der Herkunft, beziehungsweise zur Vergleichbarkeit von Baugesteinen zu erhalten. Die prozentuelle Auswertung und graphische Darstellung der Ergebnisse erfolgte erst ab mindestens 200 Stück bestimmter Foraminiferen.

Für diese Untersuchung wurden drei Unterordnungen für Korrelationen herangezogen, nämlich die Textulariina, die Miliolina und die Rotaliina (Klassifikation nach LOEBLICH & TAPPAN 1964). Die prozentuellen Anteile der einzelnen Unterordnungen wurden in ein Dreieckdiagramm eingetragen. Diese Methode wurde von MURRAY (1973, 1991) für rezente Milieustudien angewandt, da in einem bestimmten Environment eine mehr oder weniger genau umrissene Faunenvergesellschaftung, auch im Hinblick auf die Schalensubstanz, zu erwarten ist. Inwieweit dieses Modell auf den fossilen Bereich des Wiener Beckens übertragbar ist, ist eine Frage, die noch nicht geklärt werden konnte, da bis jetzt kaum palökologische Unter-

suchungen über diese Fragestellung für neogene Sedimentgesteine vorliegen. Ein wesentlicher Grund für diesen Umstand liegt sicher in der Tatsache begründet, daß es sich bei fossilen Faunenvergesellschaftungen nicht um Biozönosen, sondern um Taphozönosen, beziehungsweise Oryktozönosen handelt. Weitere Gründe mögen in der Schwierigkeit bei Bestimmungen in Dünnschliffen liegen, außerdem muß mit Veränderungen des Spektrums durch diagenetische Einflüsse gerechnet werden. Für mesozoische karbonatische Flachwassergesteine (Gosauformation der alpinen Oberkreide) wurde diese Methode in neuerer Zeit unter anderem von HÖFLING (1985) im Rahmen einer Dissertation mit recht gutem Erfolg angewandt.

Es kann sich bei den vorliegenden Untersuchungen über die Zusammensetzung der Faunen also nur um die Darstellung von ersten interessanten Beobachtungen handeln, die noch keine endgültigen Aussagen über die tatsächlichen ehemaligen ökologischen Verhältnisse in den verschiedenen Sedimentationsräumen zuläßt, umso mehr als es sich bei den untersuchten Gesteinen um Übersichtsbeprobungen handelt, die erst in weiterer Folge durch detaillierte, profilmäßige Erfassung und Beprobung der Steinbrüche ergänzt werden müssen. Weiters fehlen noch die systematischen taxonomischen Bestimmungen der Foraminiferen und deren prozentuellen Anteile an einer Assoziation.

Die hier präsentierten Ergebnisse zeigen jedoch deutlich, daß eine detaillierte, nach geowissenschaftlichen Kriterien durchgeführte, Bearbeitung der Randfazies des Wiener Beckens, trotz relativ schlechter Aufschlußverhältnisse, zu interessanten Erkenntnissen über Genese, Sedimentologie und Palökologie des Wiener Beckens führen könnte.

Zu Vergleichszwecken wurden Leithakalke des Badenium beprobt, die teilweise bereits eine sehr gute Bearbeitung anhand von Profilen, mikrofazialen Analysen und quantitativen Auswertungen des Biogeninhaltes erfuhren (z.B. DULLO 1983, BRESTENSKA 1978). Insgesamt gelangten 250 Dünnschliffe zur Auswertung.

2. Orte der Probennahme

An den folgenden Lokalitäten wurden Übersichtsbeprobungen durchgeführt.

Badenium

Kaisersteinbruch, Hundsheim, Baden, Wöllersdorf, Mannersdorf, St. Margarethen, Kroisbach (Ungarn), Devinska Nova Ves (Slowakei), Poysdorf, Nußdorf, Mailberg, St. Ulrich, Müllendorf, Großhöflein, Winden, Purbach, Oslip, Kalksburg, Lindabrunn, Brunn / Schneebergbahn, Bruck/Leitha.

Bei allen dargestellten Proben des Badenium handelt es sich um Leithakalke s.l., meist in Form von Corallinaceenkalkareniten und -ruditen, die je nach ihrem Einzugsgebiet auch charakteristische Geröllspektren beinhalten können. Konglomerate des Badenium wurden zwar ebenfalls beprobt, können aber bezüglich dieser konkreten Fragestellung keinen Beitrag liefern.

Sarmatium

Atzgersdorf, Richardshof bei Mödling, Türkenschanze, Heiligenstadt, U-Bahnbaustelle Wien XV, St. Margarethen, Breitenbrunn, Bruck/Leitha, Winden, Au, Loretto, Stotzing, Hautzendorf, Krondorf, Hauskirchen, Wolfsthal, Hundsheim, Petronell, Windpassing:

Bei den Proben des Sarmatium handelt es sich um Kalkarenite und -rudite, die auch in Form von Oolithen, fein- und grobkrönigen Lumachellen in die Untersuchungen miteinbezogen wurden. Im allgemeinen werden diese Gesteine mit Lokalnamen benannt, beispielsweise „Atzgersdorfer Stein“, „Wolfsthaler Oolith“, etc. Unter dem Begriff „Atzgersdorfer Stein“ faßt man jene Kalksandsteine (Kalkarenite oder -rudite) des Obersarmatium zusammen, die ehemals in den großräumig angelegten Steinbrüchen bei Atzgersdorf aufgeschlossen waren. Diese Gesteine stellen eine **eigenständige, sarmatische Karbonatbildung** im Bereich von marginalen „Karbonatplattformen“ dar, im Gegensatz zu den aufgearbeiteten und umgelagerten sarmatischen Kalkareniten, zum Beispiel aus dem Bereich Au am Leithagebirge (zur Gesteinsbeschreibung siehe auch ROHATSCH 1991a).

3. Darstellung und Interpretation der Ergebnisse

Die Darstellung der Ergebnisse für die Einzelproben erfolgte mittels Balkendiagrammen, die Gesamtdarstellung erfolgte im Dreieckdiagramm.

Badenium

Schon aus den Balkendiagrammen der Proben des Badenium ist die Vorherrschaft der Rotaliina erkennbar. Die Häufigkeiten schwanken zwischen 35 % im Minimum und 96 % im Maximum. Diese sehr großen Schwankungen um den Mittelwert von 71 % belegen

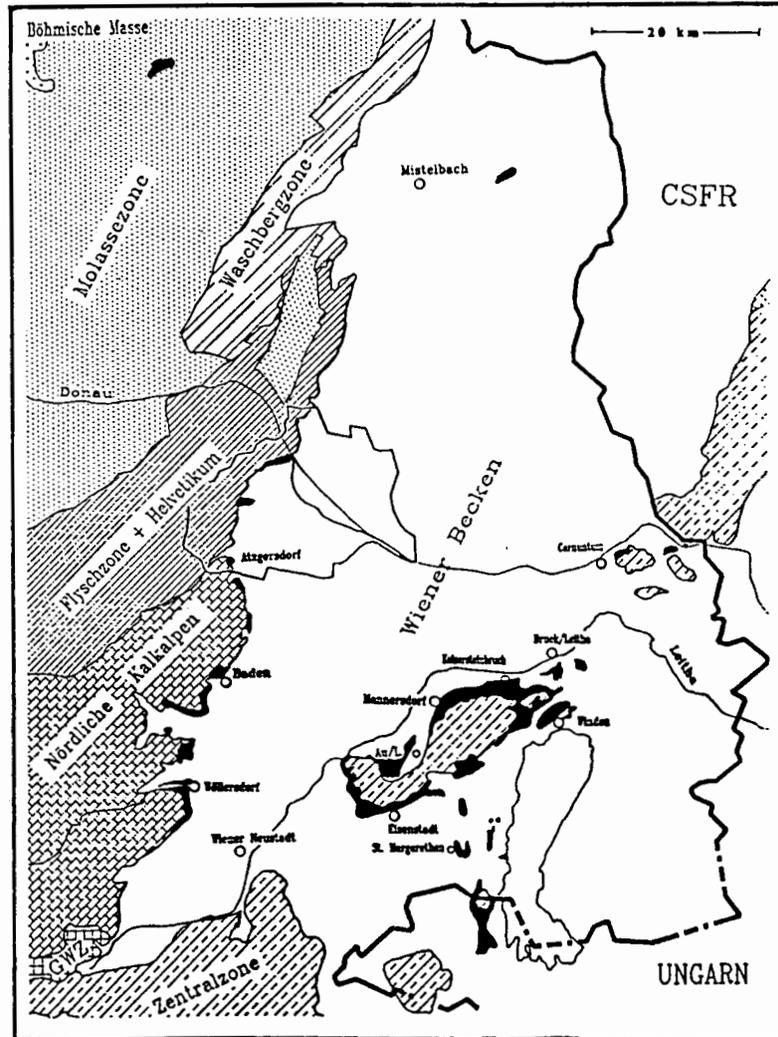


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Wiener Beckens nach KIESLINGER (1932:192) und ROHATSCH (1991) mit den wichtigsten Leithakalk- und Sarmatvorkommen.

Fig. 1: Geological sketch-map of the Vienna Basin after KIESLINGER (1932:192) and ROHATSCH (1991) with some important deposits of badenian and sarmatian limestones.

einerseits die zu geringe Anzahl der Proben und andererseits die deutlichen Unterschiede, sodaß, wenn eine systematische Auswertung anhand von Detailprofilen durchgeführt würde, mit guten Gliederungsmöglichkeiten der "environments" gerechnet werden kann, umso mehr, als in eine solche Auswertung auch die speziellen ökologischen Anforderungen eines Taxons einfließen müssen. Dasselbe gilt für die Miliolina, die mit Häufigkeiten zwischen 0 und 49 % vertreten sind und deren durchschnittliche Anwesenheit bei 18 % liegt. Ähnlich verhalten sich die Textulariina mit einem Minimum von 0 % und einem Maximum von 43 % (Mittelwert 11 %). Außerdem konnte bei einigen Proben das Benthos-Plankton-Verhältnis bestimmt werden (Abb. 4). Auch hier zeichnen sich aufgrund der

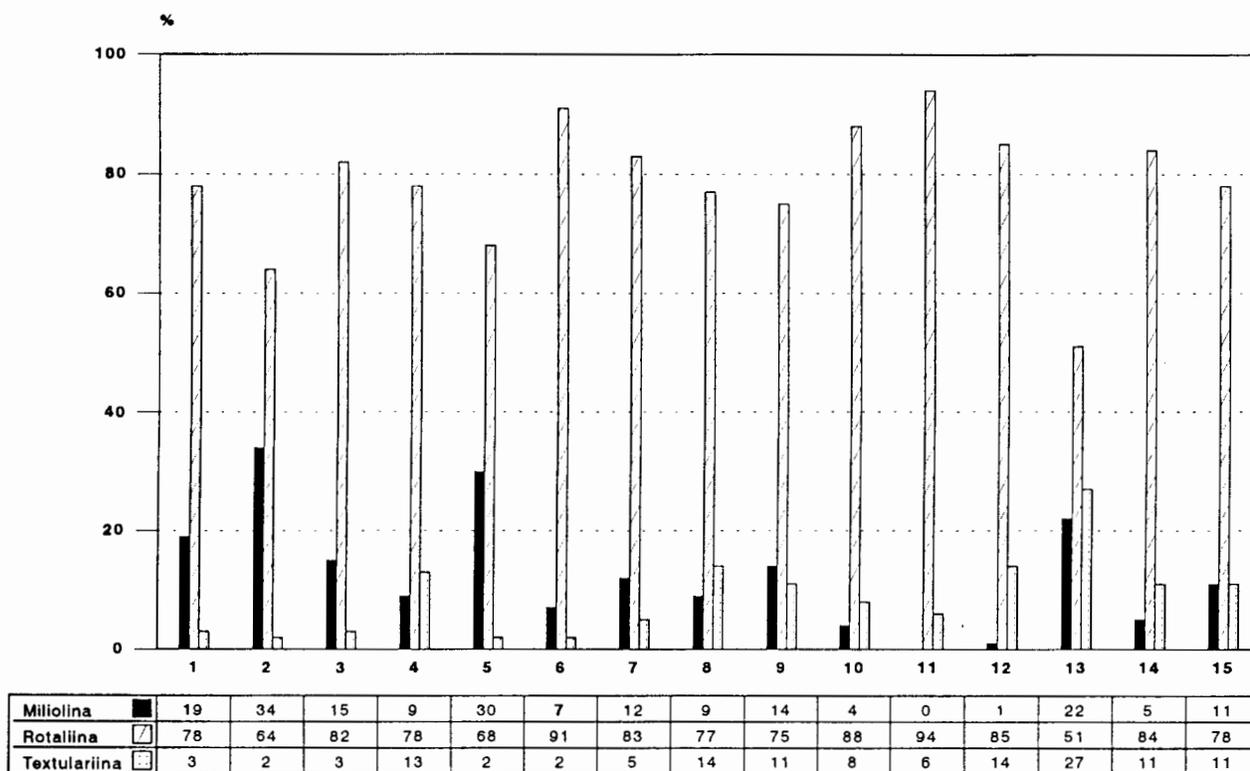


Abb. 2/ Fig. 2: Leithagebirge, Ruster Hügelland (Badenium): 1-4 = Winden; 5-7 = Kroisbach; 8, 9 = St. Margarethen; 10 = Bruck/Leitha; 11 = Oslip; 12 = Mannersdorf; 12 = Kaisersteinbruch.

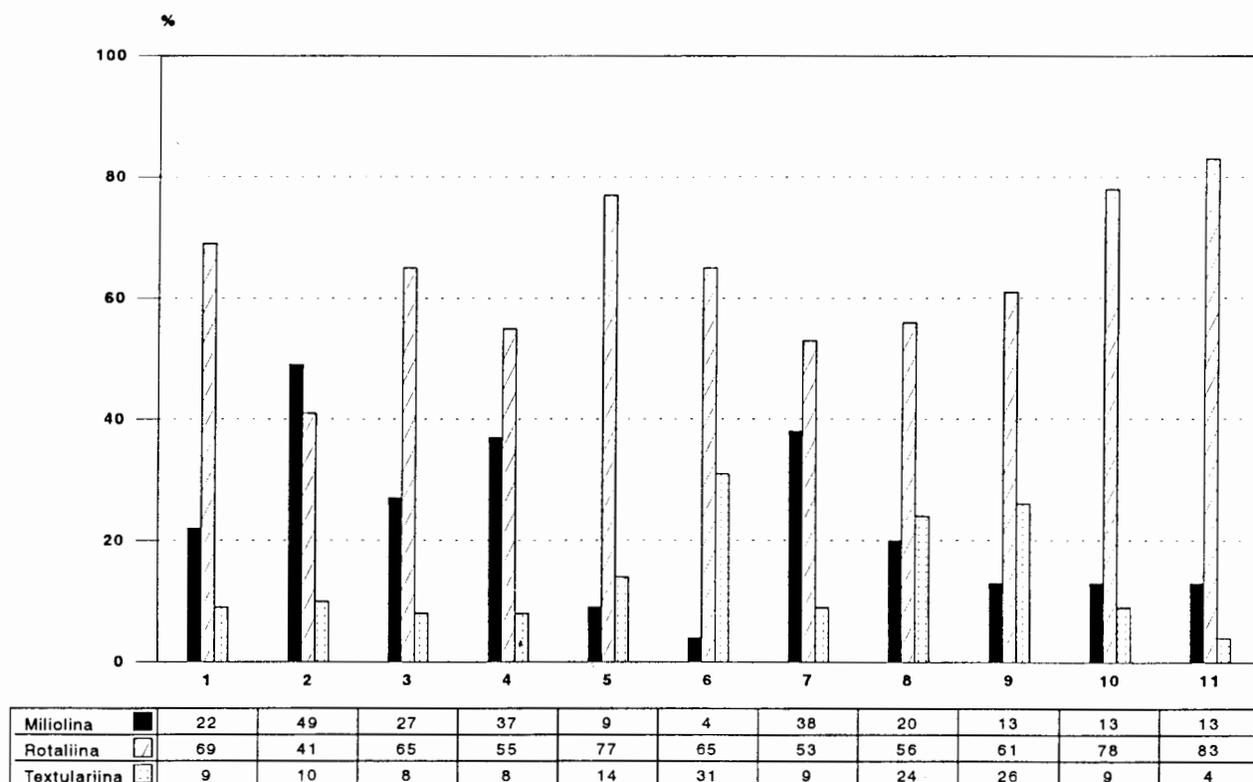


Abb. 3/ Fig. 3: Westrand Wiener Becken / western margin of the Vienna basin (Badenium): 1-5 = St. Stephan; 6 = St. Michael; 7-10 = Wöllersdorf; 11 = Rauchstallbrunngraben.

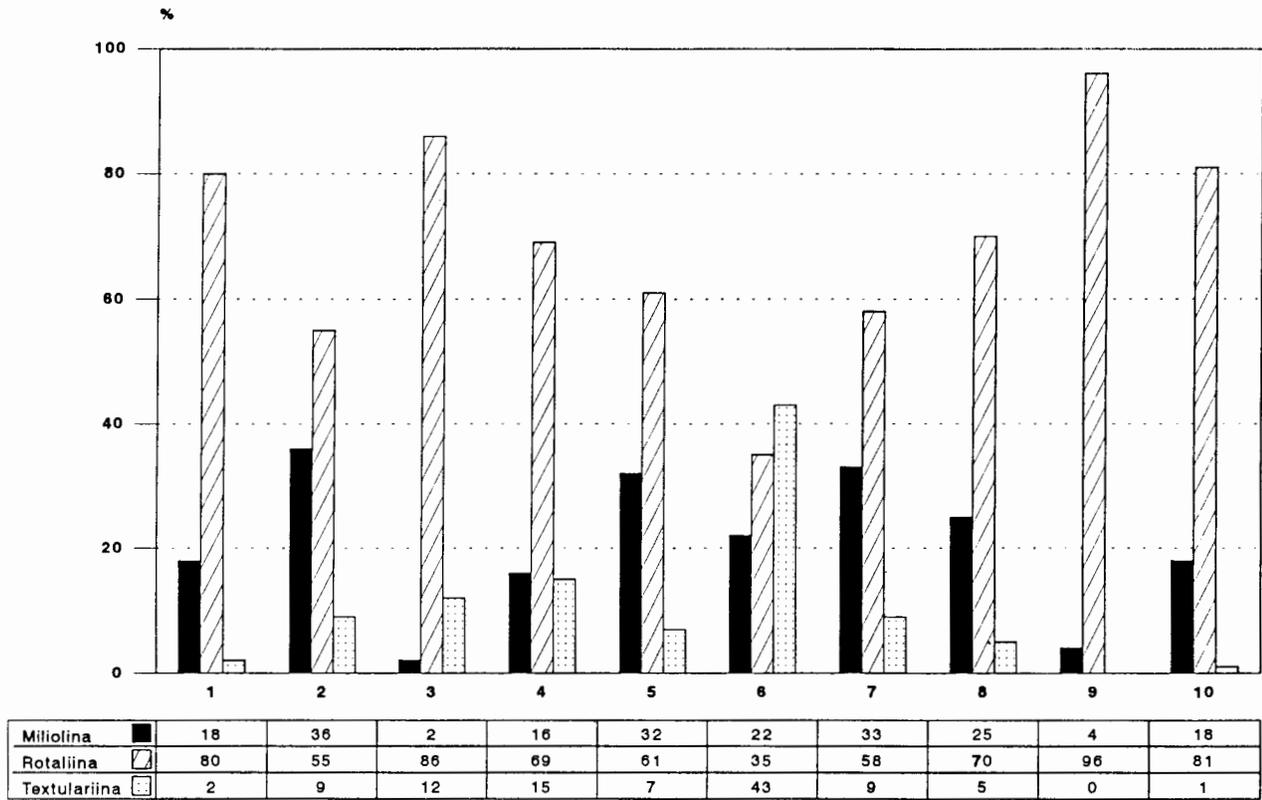


Abb. 4/ Fig. 4: Hainburger Berge (Badenium): 1-7 = Hundsheim; 8-10 = Devinska Nova Ves (Slowakei).

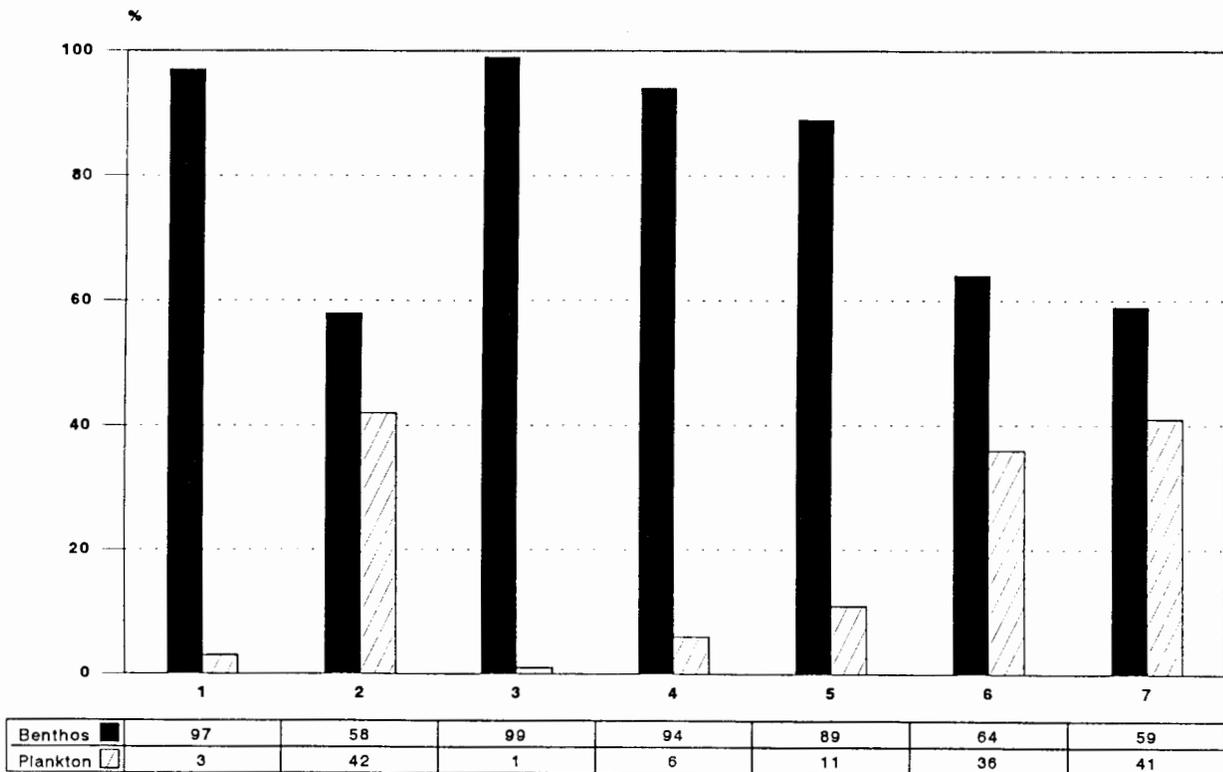


Abb. 5/ Fig. 5: Benthos/Plankton (Badenium): 1 = Mannersdorf; 2 = Wöllersdorf; 3-5 = Kaisersteinbruch; 6, 7 = Devinska Nova Ves (Slowakei).

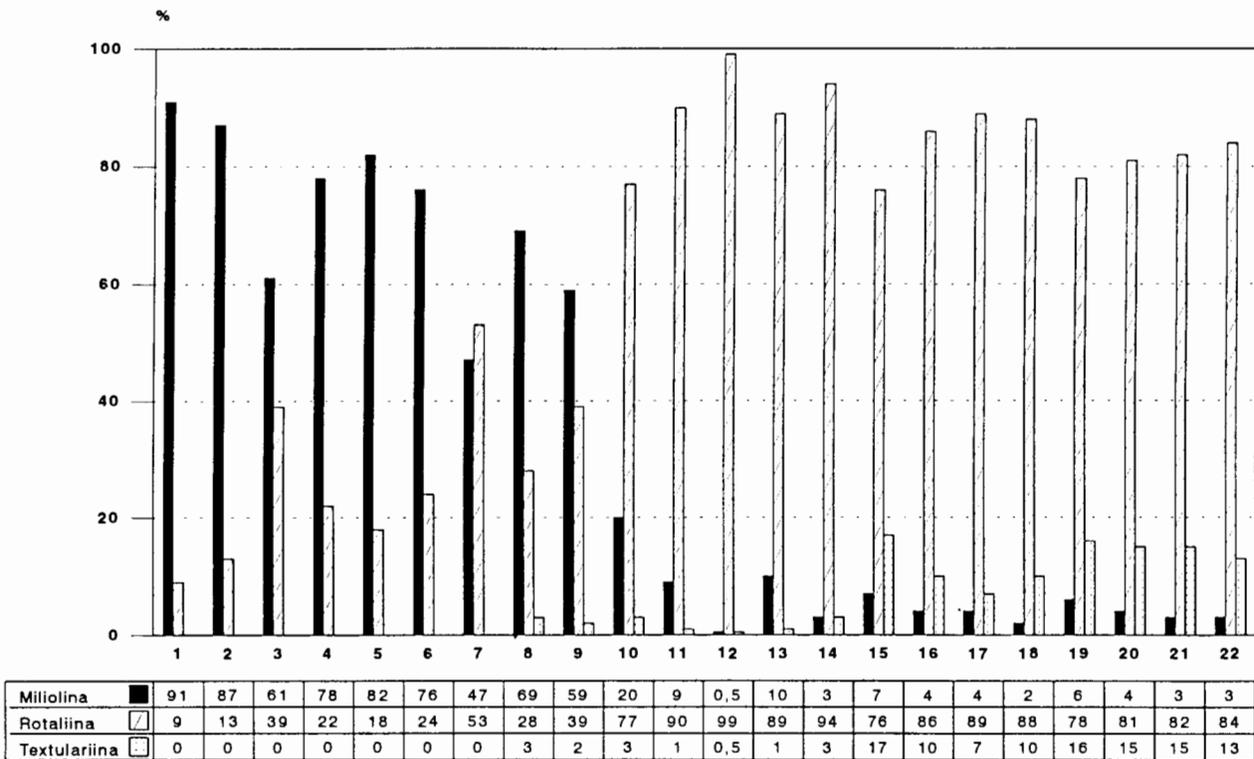


Abb. 6/ Fig. 6: Leithagebirge und Ruster Hügelland (Sarmatium): 1–5 = St. Margarethen; 6 = Breitenbrunn; 7–9 = Bruck/Leitha; 10–14 = Au/Leithagebirge (umgelagertes Badenium); 15–22 = Auerstein von St. Stephan (umgelagertes Badenium).

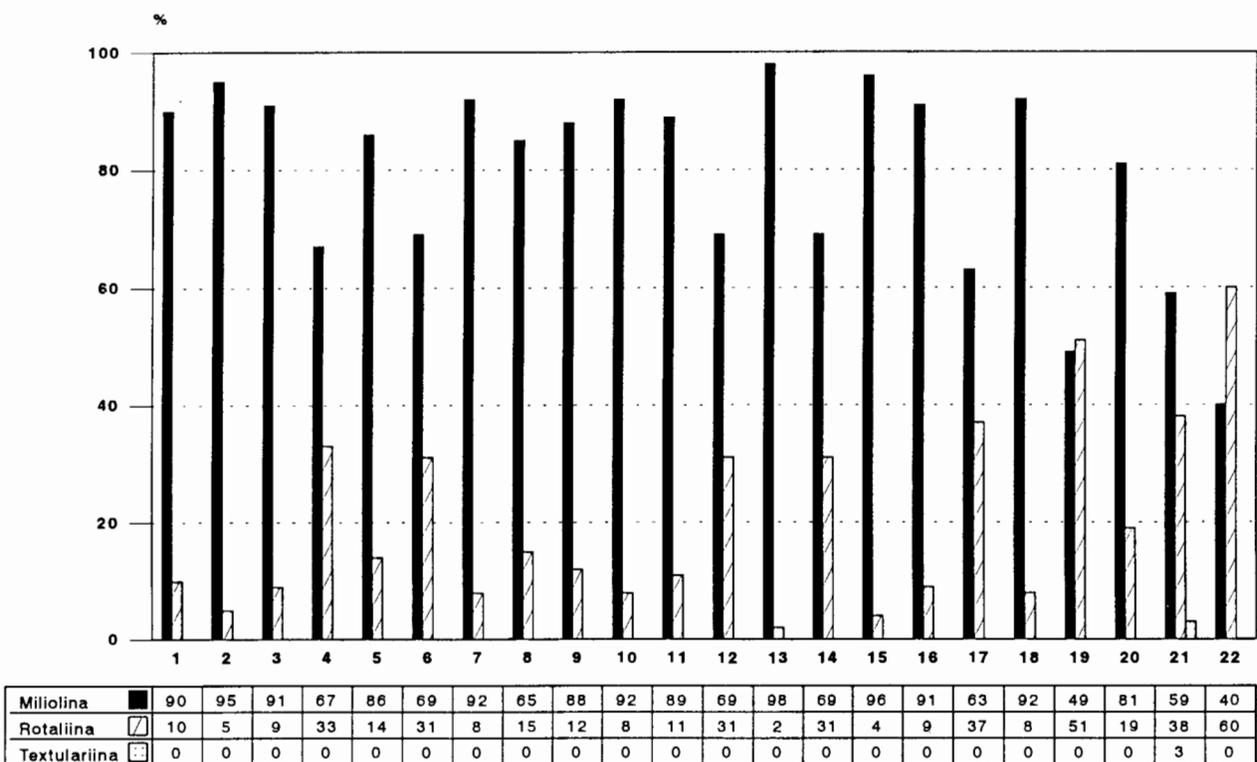


Abb. 7/ Fig. 7: Westrand Wiener Becken / western margin of the Vienna basin (Sarmatium): 1–10 = Atzgersdorf; 11 = Richardshof /Eichkogel; 12–20 = St. Stephan; 21 = Baugrube BOKU; 22 = U-Bahn Baustelle/Johnstraße Wien XV.

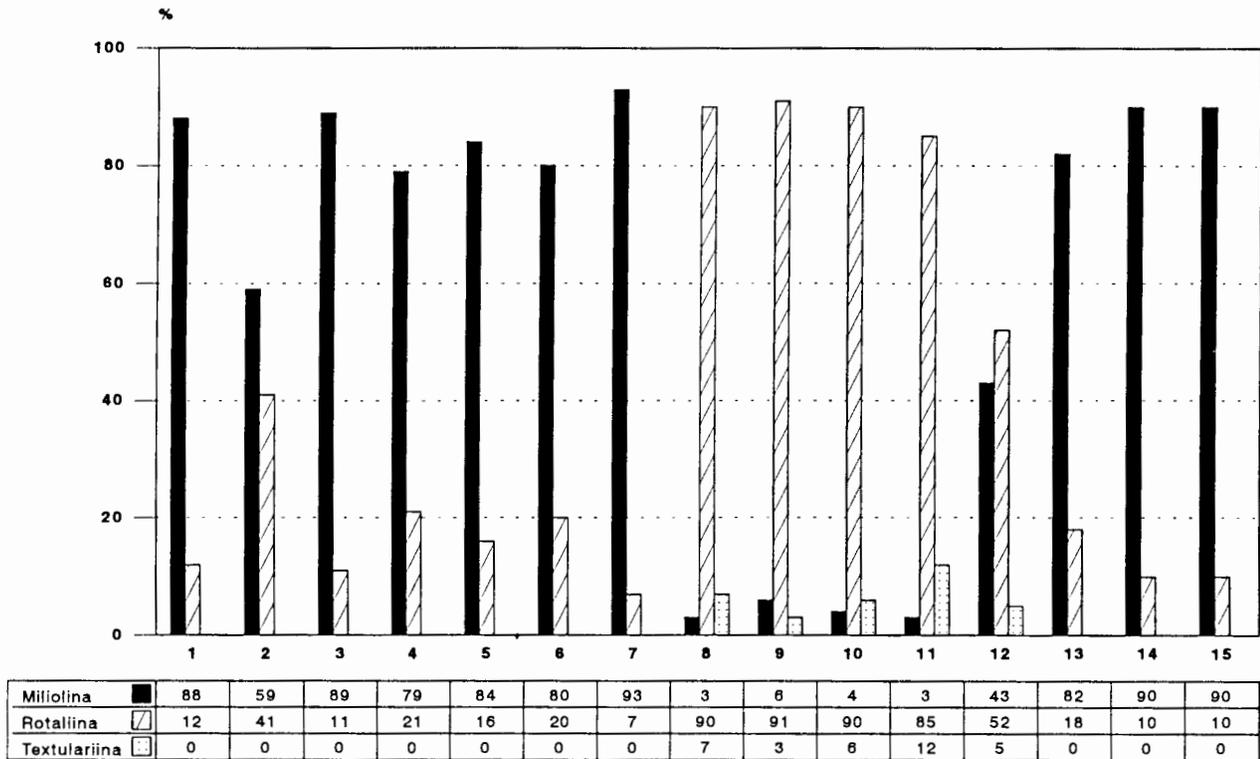


Abb. 8/ Fig. 8: Hainburger Berge und Weinviertel (Sarmatium): 1–7 = Wolfsthal; 8, 9 = Petronell (umgelagertes Badenium); 10–12 = Hundsheim (umgelagertes Badenium); 13, 14 = Hauskirchen; 15 = Hautzendorf.

deutlichen Unterschiede gute Gliederungsmöglichkeiten ab.

In Verbindung mit paläontologischen (qualitativ und quantitativ), sedimentologischen und mikrofaziellen Untersuchungen, wie dies DULLO (1983) für verschiedene Steinbrüche im Leithagebirge und Ruster Bergland, aber auch STEININGER & PAPP (1978:194 ff.) durchführten, wären diese Paläobiotope gut zu definieren.

Sarmatium

Bei den in den Balkendiagrammen dargestellten sarmatischen Faunenzusammensetzungen fällt ein Umstand sofort auf. Einerseits kommen Proben mit einer Vorherrschaft der Miliolina vor und andererseits dominieren rotaliide Foraminiferen. Bei letzteren handelt es sich um umgelagerte Faunen des Badenium, wie durch taxonomische Bestimmungen nachgewiesen werden konnte. Diese Proben wurden im Dreieckdiagramm nicht berücksichtigt.

Die erhaltenen Werte weisen bei den einzelnen Gruppen eine beträchtliche Streuung auf, obwohl die Foraminiferen mit miliolider Schalensubstanz in fast allen Proben dominieren. Für die Porzellanschaler wurden Werte zwischen 40 % und 98 % ermittelt. Foraminiferen der Unterordnung Textulariina wurden nur sehr

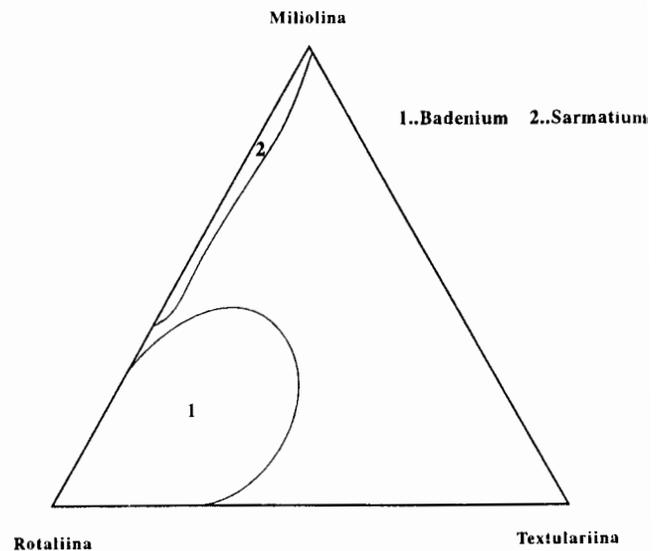


Abb. 9: Verteilung der Foraminiferenfaunen des Badenium und Sarmatium aus der kalkigen Randfazies des Wiener Beckens im Dreieckdiagramm.

Fig. 9: Distribution of badenian and sarmatian foraminiferid faunas from the marginal limestone facies of the Vienna Basin.

selten beobachtet, somit weisen die Foraminiferen mit kalkig-perforater Gehäusestruktur Gehalte zwischen 2 % und 60 % auf (meist *Elphidium* div. sp. und *Ammonia* sp.). Die Darstellung im Dreieckdiagramm zeigt deutlich die unterschiedliche Lage der sarmatischen Karbonate gegenüber den Leithakalken des Badenium. Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die ökologischen Verhältnisse für die Karbonatproduktion im Sarmatium wesentlich einheitlicher sein dürften als jene im Badenium. Hier liegt ein Großteil der Faunen im Dreieckdiagramm auf der Linie Miliolina-Rotalina. Dies spricht nach MURRAY (1973, 1991) für eine **Sedimentation in hypersalinen Lagunen**. Vergleichbare Faunen außerhalb des Wiener Beckens finden sich unter anderen im Sarmatvorkommen von Hartberg in der Steiermark (freundl. Mitt. Martin Jung, Inst. f. Geologie d. Univ. Wien), sowie im Faziostratotypus Söreg bei Tinnye, 30 km westlich von Budapest (BODA 1974:199 ff.), der mit dem Oolithvorkommen von Wolfsthal in den Hainburger Bergen vergleichbar ist und im Becken von Zsambek in Ungarn (GÖRÖG 1992).

Die vom Autor (1991a) unter Verwendung der entsprechenden Literatur (siehe Literaturverzeichnis) entwickelte Vorstellung über das Sedimentationsmilieu des „Atzgersdorfer Steines“, in Form einer randlichen, vomeigentlichen Becken durch Ooidbarren oder tektonische Verstellungen abgeschnürte, lagunäre Fazies in der, auch durch saisonal klimatische Schwankungen bedingt, erhöhte Salinitätsverhältnisse herrschten, wird auch nach Weiterführung der Untersuchung bestärkt.

4. Literatur

- BODA, J. (1974): Faziesstratotypus: Söreg bei Tinnye, 30 km V von Budapest. — [In:] BRESTENSKA, E. (Hrsg.): M₅-Sarmatien. — Chronostratigraphie und Neostatotypen, **IV**, 199–202, Bratislava (Slov. Akad. Vied).
- BRESTENSKA, E. (Hrsg.): (1974): M₅-Sarmatien. — Chronostratigraphie und Neostatotypen, **IV**, 707 S., Bratislava (Slov. Akad. Vied).
- (Hrsg.): (1978): M₅-Badenien. — Chronostratigraphie und Neostatotypen, **VI**, 707 S., Bratislava (Slov. Akad. Vied).
- CERNAJSEK, T. (1974): Die Ostracodenfaunen der sarmatischen Schichten in Österreich. — [In:] BRESTENSKA, E. (Hrsg.): M₅-Sarmatien. — Chronostratigraphie und Neostatotypen, **IV**, 707 S., Bratislava (Slov. Akad. Vied).
- DULLO, W.C. (1983): Fossildiagenese im miozänen Leithakalk der Paratethys von Österreich: Ein Beispiel für Faunenverschiebungen durch Diageneseunterschiede. — *Facies*, **8**, 1–112, 22 Abb., 15 Taf., 2 Tab., Erlangen.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. — 454 S., 33 Taf., 68 Abb., 57 Tab., Berlin-Heidelberg-New York (Springer Verlag).
- FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.) (1988): Sedimente und Sedimentgesteine – Sediment Petrologie Teil II. — 1141 S., 660 Abb., 113 Tab., Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- GÖRÖG, A. (1992): Sarmatian foraminifera of the Zsambek basin, Hungary. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae, Sectio Geologica*, **XX/X**, 31–153, Budapest.
- HÖFLING, R. (1985): Faziesverteilung und Fossilvergesellschaftungen im karbonatischen Flachwasser-Milieu der alpinen Oberkreide (Gosau-Formation). — *Münchner Geowiss. Abh.*, (A)**3**, 1–241, 55 Abb., 18 Taf., München.
- KIESLINGER, A. (1932): Zerstörungen an Steinbauten. — 346 S., 291 Abb., 13 Taf., Wien (F. Deuticke).
- LOEBLICH, A.R. & TAPPAN, H. (1964): Sarcodina, chiefly "thecamoebians" and Foraminiferida. — [In:] MOORE, R.C. (ed.): *Treatise on invertebrate paleontology*. — *Geol. Soc. Amer.*, pt. C, 1–2, 900 pp., New York.
- MURRAY, J.W. (1973): Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids. — 274 p., 103 Figs., London (Publ. by Heinemann Educational Books Ltd.).
- (1991): Ecology and Palaeoecology of benthic foraminifera. — 397 p., Essex-New York (J. Wiley).
- ROHATSCH, A. (1991): St. Stephan – Herkunft, Petrographie und Verwitterung der Baugesteine des Albertinischen Chores. — Unveröff. Diss. Inst. f. Bodenforsch. u. Baugeologie, Univ. Bodenkultur Wien, 180 S., 83 Abb., 4 Tab., 6 Taf., Wien.
- (1991a): St. Stephan – Herkunft, Petrographie und Verwitterung der Baugesteine des Albertinischen Chores. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **37**, 141–155, 4 Abb., 1 Beil., Wien.
- STEININGER, F. & PAPP, A. (1978): Faziostratotypus: Gross Höflein NNW, Steinbruch „FENK“, Burgenland, Österreich. — [In:] BRESTENSKA, E. (Hrsg.): M₅-Sarmatien. — Chronostratigraphie und Neostatotypen, **IV**, 199–202, Bratislava (Slov. Akad. Vied).
- TUCKER, M.E. (1985): Einführung in die Sedimentpetrologie. — 265 S., 219 Abb., 20 Tab., Stuttgart (Enke Verl.).
- & WRIGHT, V.P. (1990): *Carbonate Sedimentology*. — 482 S., London (Blackwell Sci. Publ.).
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History. — 471 S., 183 Abb., 30 Taf., Berlin-Heidelberg-New York (Springer Verl.).

Jungpleistozäne Arvicoliden (Rodentia, Mammalia) vom Gänsgraben bei Limberg / N.Ö.

**Upper Pleistocene Arvicolids (Rodentia, Mammalia)
from Gänsgraben near Limberg / N.Ö.**

von

Doris NAGEL

mit 14 Abbildungen und 16 Tabellen
with 14 figures and 16 tables

Schlüsselwörter:

Arvicolidae
Gänsgraben
Dryas
Morphodynamik

Keywords:

Arvicolidae
Gänsgraben
Dryas
Morphodynamic

Adresse der Autorin:

Address of the authoress:

Mag. Doris Nagel

Institut für Paläontologie

der Universität Wien

Geozentrum, Althanstraße 14

A-1091 Wien

Inhalt

Zusammenfassung, Abstract	67
1. Einleitung	67
2. Methodik	67
3. Systematik	68
<i>Dicrostonyx gulielmi gulielmi</i>	68
<i>Microtus (Stenocranius) gregalis</i>	73
4. Ergebnisse	78
4.1. Ökologie	78
4.2. Stratigraphie	80
5. Literatur	80

Contents

Abstract, Zusammenfassung	67
1. Introduction	67
2. Methodes	67
3. Systematik	68
<i>Dicrostonyx gulielmi gulielmi</i>	68
<i>Microtus (Stenocranius) gregalis</i>	73
4. Results	78
4.1. Ecology	78
4.2. Stratigraphy	80
5. References	80

Zusammenfassung

Die österreichische Freilandfundstelle Gänsgaben bei Limberg ergab neben Großsäugerresten auch eine größere Anzahl an Microvertebraten. Sowohl die Zusammensetzung dieser Kleinsäugerfauna wie auch deren Artenarmut deuten sie als Reste einer Kaltperiode. Besonders interessant ist die Dominanz von zwei Arten, nämlich *Microtus gregalis* und *Dicrostonyx gulielmi*. Die Ergebnisse auf Grund des Vergleichs mittels der morphodynamischen Methode, des Größenvergleichs und der Indices an den Oberkiefer-Molaren von *Dicrostonyx* erlauben ergeben eine Stellung dieser Fauna in den jüngsten Abschnitt des Pleistozäns, jünger als die Kleine Scheuer (13.250 a BP nach AGADJANIAN & KOENIGSWALD 1977) und etwas jünger als das Nixloch bei Losenstein (10.500 ± 150 a BP nach NAGEL 1992). Damit ist für die Arvicoliden Funde aus dem Gänsgaben bei Limberg ein Alter von ungefähr 10.000, also eine Stellung in die jüngere Dryas, anzunehmen

Abstract

The austrian open land locality Gänsgaben bei Limberg has beside findings of great mammals also a fair amount of microvertebrates. The composition of these smaller mammals and also the poverty of species indicate them as remains of a colder climate. The dominance of two species, as there are *Microtus gregalis* and *Dicrostonyx gulielmi*, is interesting. The results made by comparison with the morphodynamic method, the comparison of size and the indices of the upper-jaw molars of *Dicrostonyx* place this fauna in the upper part of the Pleistocene. It is younger than the Kleine Scheuer (13.250 a BP, AGADJANIAN & KOENIGSWALD 1977) and a bit younger than the Nixloch bei Losenstein (10.500 ± 150 a BP, NAGEL 1992). And so we assume for the Arvicolid findings from Gänsgaben bei Limberg an age between 10.000 and 13.000 a BP, so it has to be placed during the younger Dryas.

1. Einleitung

Die Fundstelle Gänsgaben bei Limberg (siehe Abb. 1) wurde 1951 entdeckt. Sie liegt nahe des Steinbruchs Hengl westlich von Limberg. Zu ihren Entdeckern gehörten G. Ritter, K. Höwarth und J. Gulda. Sie entnahmen auch die ersten Fossilien, wobei es sich durchwegs um Reste pleistozäner Großsäuger handelt. Von Ritter stammt auch die erste Skizze dieser Lokalität. Anschließend wurde von oben genannten Personen unter der Leitung von Dr. F. Brandtner eine gezielte Aufsammlung vorgenommen, wobei man auch Pollenproben entnahm. Weiters barg man Holzkohlenreste

und Kleinsäuger. Eine weitere Zeichnung dieses Fundpunktes bestätigt die erste Darstellung von Ritter. Heute ist diese Lokalität auf Grund des Straßenbaus bereits vollständig verschwunden. Die großen Fundstücke wurden dem Höwarth-Museum zur Aufbewahrung übergeben. Die Kleinsäugerreste übergab Dr. Brandtner 1990 der Autorin zur Bearbeitung.

Diese Fundstelle ist vor allem im Zusammenhang mit dem in der Nähe befindlichen mesolithischen Fundplatz von Bedeutung. Es könnte sich hierbei um die Reste dieser Besiedlung handeln, da man unter anderem auch Rentierknochen mit Schnittspuren fand. Die Alterseinstufung der Kleinsäuger um 10.000 a BP würde dem Mesolithikum entsprechen.

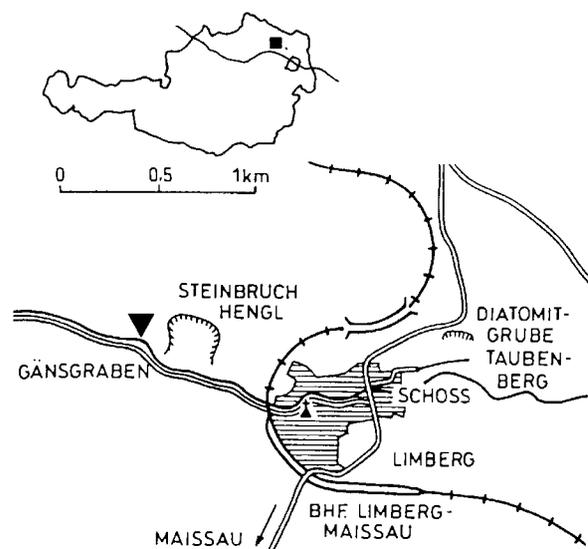


Abb. 1: Geographische Lage des Gänsgabens bei Limberg.
Fig. 1: Geographical position of Gänsgaben near Limberg.

2. Methodik

Das Kleinsäugermaterial besteht zum überwiegenden Teil aus Einzelzähnen und Kiefern. Die Hauptmasse stellen die Arvicoliden dar, im speziellen *Microtus* und *Dicrostonyx*. Bei ihrer Bearbeitung wurde nach der Idee des Morphodynamik-Konzepts (RABEDER 1981, AGADJANIAN & KOENIGSWALD 1977) vorgegangen.

Da es sich hier um eine sehr junge Fauna handelt, fällt eine Untersuchung der Linea sinuosa weg, die Zähne sind bereits wurzellos. Auch der Schmelz bei *Microtus* hat bereits sein höchstes Entwicklungsniveau, microtoknem, erreicht.

Es wurde eine qualitative Aufstellung der an den Molaren vorhandenen Morphotypen vorgenommen und daran anschließend deren quantitative Aufteilung. Dies ergibt bereits eine gute stratigraphische Aussage.

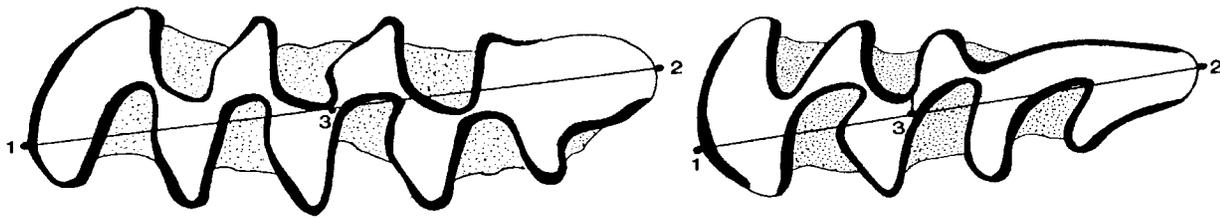


Abb. 2: Maße der Occlusalflächen am M_1 und M^3 von *Microtus*. 1–2 occlusale Gesamtlänge, 3–2 Länge des Anteroconid-Komplexes am M_1 (= a bei VAN DER MEULEN 1973) bzw. Länge des Talonid-Komplexes am M^3 .

Fig. 2: Measures of the occlusal area on M_1 and M^3 of *Microtus*. 1–2 total occlusal length, 3–2 length of the anteroconid complex on M_1 (= a, sec VAN DER MEULEN 1973) or length of the talonid complex on M^3 .

Untermauert wird dies noch durch die Auswertung der A/L-Werte am M_1 der *Microtus*-Molaren.

Ein weiteres stratigraphisch relevantes Maß sind die Indices (NAGEL 1992) an den Oberkiefer-Backenzähnen von *Dicrostonyx*. Auf Grund der raschen Evolution im jüngsten Abschnitt des Pleistozäns sind diese ein wertvoller zeitlicher Indikator.

3. Systematik

GENUS *DICROSTONYX* GOLGER 1841

Dicrostonyx gulielmi gulielmi (SANFORD 1870)

Abb.: 4 bis 5

Material: 27 M_1 , 14 M_2 , 19 M_3 , 25 M^1 , 26 M^2 , 22 M^3 .

Allgemeines

Dicrostonyx ist als Gattung seit dem Ältestpleistozän bekannt. Der Vorfahre *Praedicrostonyx* unterscheidet sich noch kaum von den ältesten *Microtus*-Formen. Aber bereits der 1966 von FEJFAR ältestpleistozäne *Dicrostonyx simplicior* ist sowohl als Gattung wie auch als Art zu erkennen. Er ist durch das ausschließliche Auftreten des Morphotyps I am M^1 und M^2 gekennzeichnet (nach AGADJANIAN & KOENIGSWALD 1977). Sein rezenter Vertreter *Dicrostonyx hudsonius* ist heute auf die Halbinsel Labrador beschränkt.

AGADJANIAN & KOENIGSWALD zeigen weiters in ihrer Arbeit von 1977, daß die ursprünglich getrennt aufgestellten Arten *Dicrostonyx gulielmi* (SANFORD 1870) und *Dicrostonyx henseli* (HINTON 1910), die auf Grund von qualitativen Merkmalsüberschneidungen in Frage gestellt wurden, durch zusätzliche quantitative Morphotypenanalyse sehr wohl zu trennen sind. Sie unterscheiden die fossile Art *Dicrostonyx gulielmi henseli* (HINTON 1910), der durch den Morphotyp II am M^1 und M^2 definiert wird und *Dicrostonyx gulielmi gulielmi* (SANFORD 1870) der bereits Morphotyp III am M^1 und M^2 aufweist, sowie eine neue Art *Dicrostonyx gulielmi rotundus* die durch das überwiegende Auftreten des Morphotyps I mit Ausbildung

eines distalen Schmelzbandes an der 4. Labialantiklinale gekennzeichnet ist.

Die Autorin schließt sich dieser Artdefinition an, da sie sich bereits für die Bearbeitung der Funde aus dem Nixloch bewährt haben.

Der heute in der Holarktis weit verbreitete *Dicrostonyx torquatus* ist die höchst evolvierte Form, die neben dem Morphotyp III auch bereits IV am M^1 und M^2 aufweist. In seinem bevorzugter Lebensraum herrschen Tundravegetation und Permafrostboden vor.

Beschreibung

M_1 : Der M_1 ist obwohl er wie die Oberkiefer-Molaren einer evolutiven Veränderung unterworfen ist, nur für eine ungefähre stratigraphische Zuordnung geeignet. Seine Entwicklung ist mit Beginn des Jungpleistozäns so gut wie abgeschlossen. AGADJANIAN unterscheidet in seiner Arbeit von 1986 folgende Morphotypen: **Morphotyp I:** Al6 und Ab5 gehen konvex ineinander über.

Morphotyp II: Auf der mesio-buccalen Seite der Ab5 bzw. mesio-lingualen Seite der Ab6 kommt es zur Abplattung und Schmelzauflage.

Morphotyp III: Mesio-buccal stärker eingebuchtet als mesio-lingual.

Morphotyp IV: Sb5 ist deutlich ausgebildet, Sl6 erst halb, aber trotzdem ergibt sich die Anlage für mindestens ein möglicherweise zwei neue Triangel und eine kleine Vorderkappe.

Tabelle 1: M_1 -Morphotypenverteilung bei *Dicrostonyx* im Vergleich

Table 1: M_1 -Comparison of the distribution of *Dicrostonyx* Morphotyps

Morpho- typ	Kipiewo	Gäns- graben	Nixloch	rezent
I	5%	14%	6%	–
II-III	85%	77%	74%	92%
IV	10%	9%	20%	8%

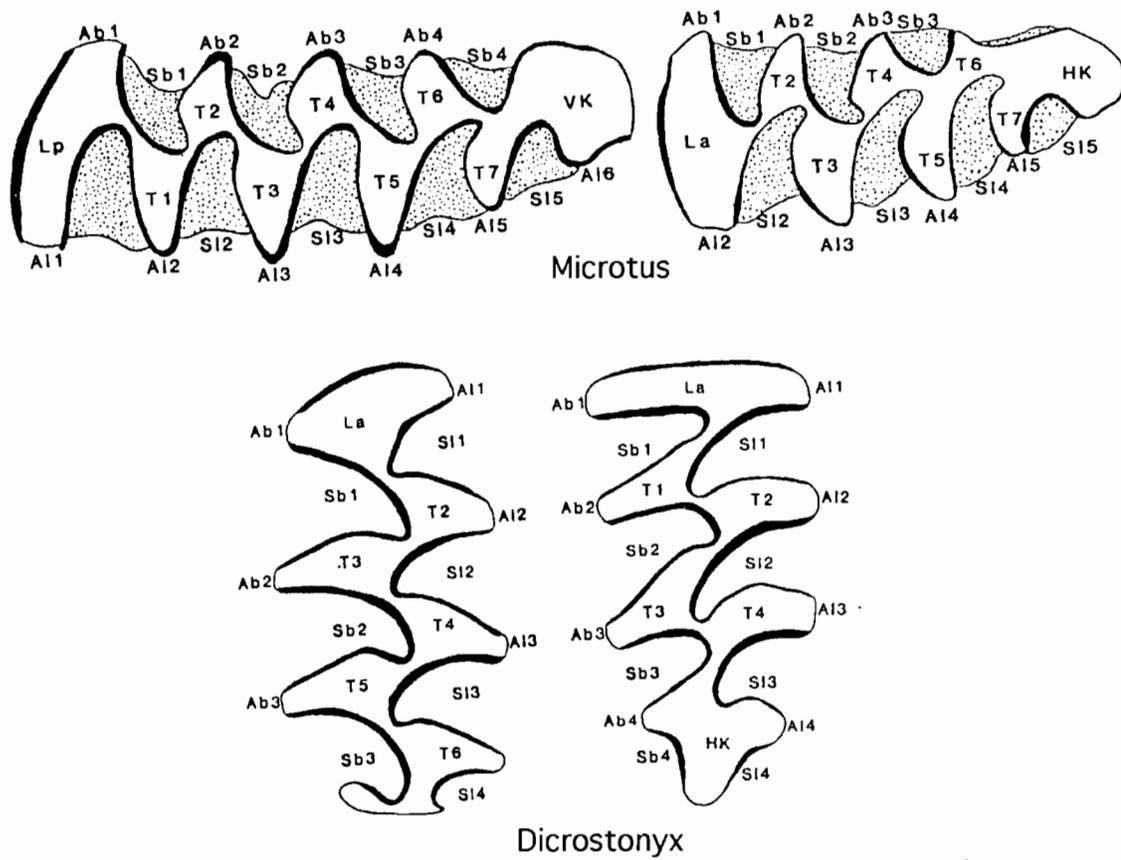


Abb. 3: Terminologie der Kauflächen- Morphologie der Arvicoliden-Molaren von *Microtus* (M_1, M^3) und von *Dicrostonyx* (M_1, M^3).
 Fig. 3: Terminology of the morphology of arvicolid molars of *Microtus* (M_1, M^3) and of *Dicrostonyx* (M_1, M^3).

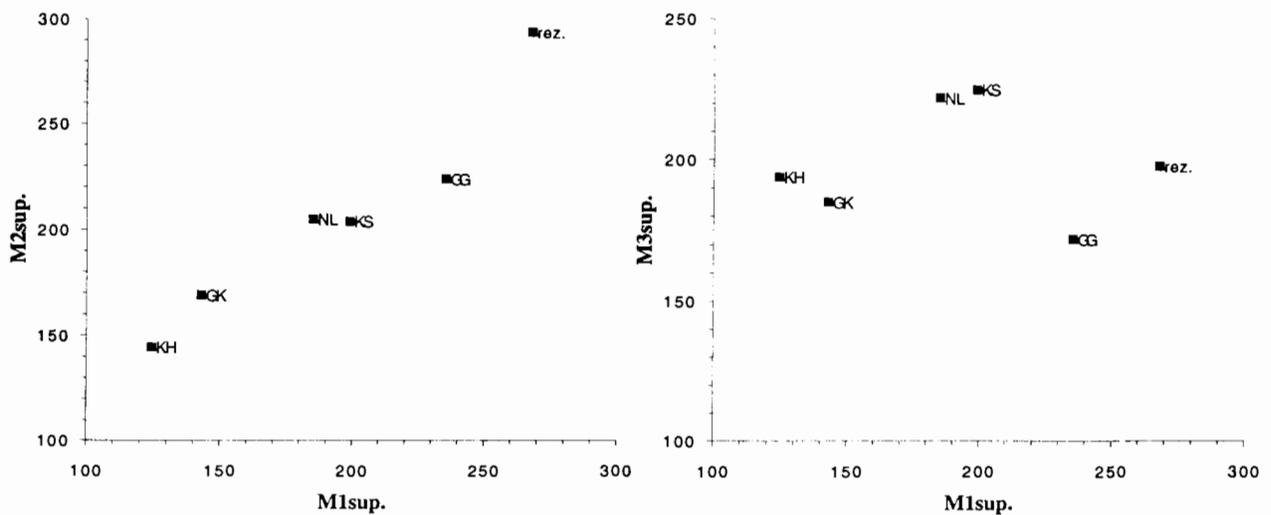


Abb. 4 a-b: Diagramme zu den morphodynamischen Indizes der M^1, M^2 und M^3 von *Dicrostonyx* (KH-Kemathenhöhle, GK-Geißenklösterle, NL-Nixloch, KS-Kleine Scheuer, GG-Gänsgraben, rez-rezent).

Fig. 4 a-b: Diagramm of the morphodynamic indices of M^1, M^2 and M^3 of *Dicrostonyx* (KH-Kemathenhöhle, GK-Geißenklösterle, NL-Nixloch, KS-Kleine Scheuer, GG-Gänsgraben, rez-rezent).

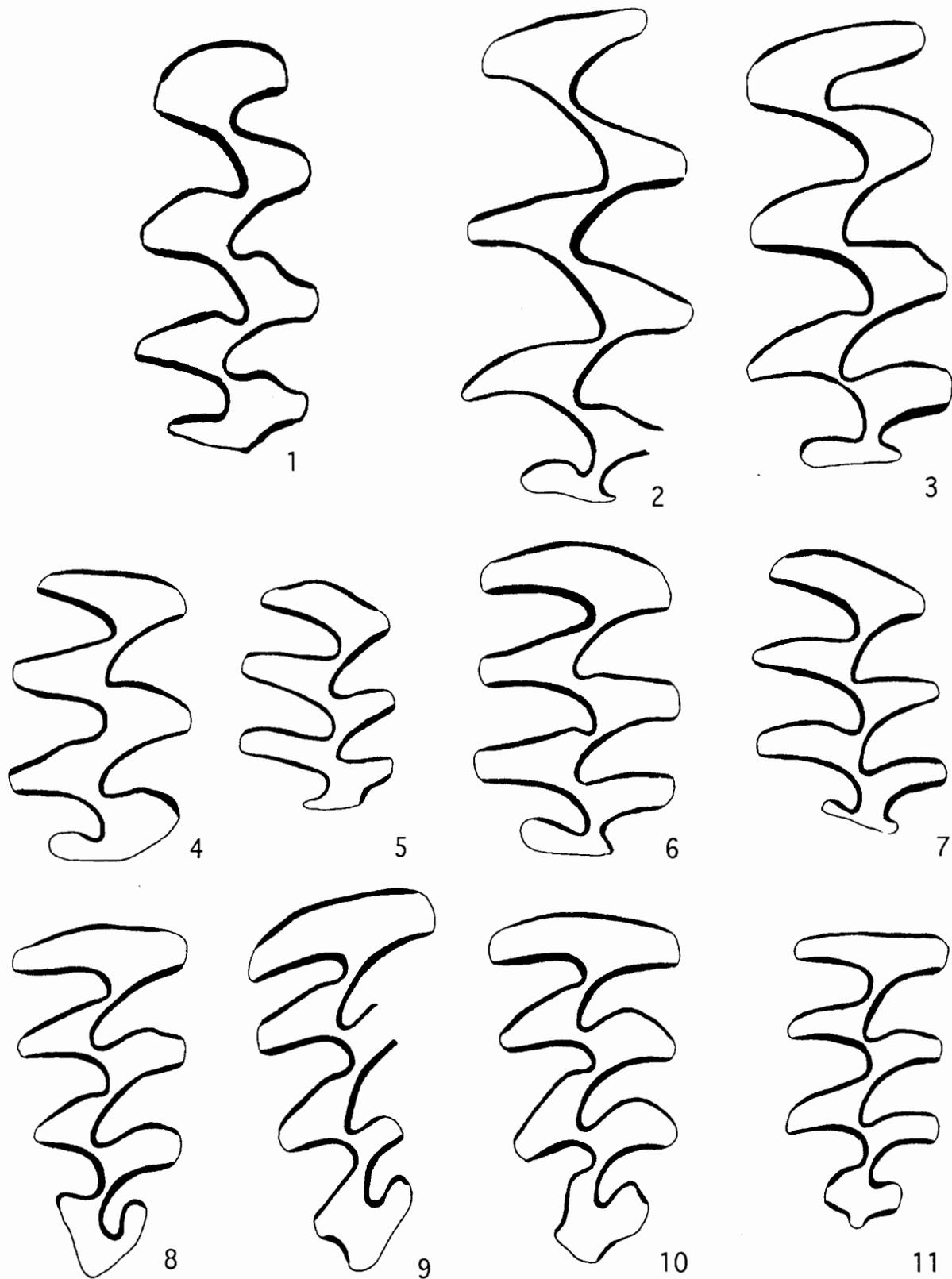


Abb. 5: M^{1-3} von *Dicrostonyx* aus den Gänssgraben.

Fig. 5: M^{1-3} of *Dicrostonyx* from Gänssgraben.

1–3: M^1 Morphotypen; 1 = Morphotyp II GG B/10; 2 = Morphotyp II/III GG C/20; 3 = Morphotyp III GG A/10.

4–7: M^2 Morphotypen; 4 = Morphotyp I GG C/12; 5 = Morphotyp II GG B/18; 6 = Morphotyp II/III GG C/26; 7 = Morphotyp III GG B/40.

8–11: M^3 Morphotypen; 8 = Morphotyp I GG C/5; 9 = Morphotyp II GG A/5; 10 = Morphotyp II aberrant GG A/9; 11 = Morphotyp III GG B/26 (25-fache Vergrößerung).

Tabelle 2: Längenvergleich der M_{1-3} von *Dicrostonyx* (mm)**Table 2:** Comparison of length of M_{1-3} of *Dicrostonyx* (mm).

		Nixloch	Gänsgraben
M ₁	Variationsbreite	3,17–3,73	2,99–3,91
	Mittelwert	3,50	3,45
M ₂	Variationsbreite	1,60–2,00	1,43–1,93
	Mittelwert	1,80	1,75
M ₃	Variationsbreite	1,45–2,32	1,47–1,98
	Mittelwert	1,71	1,68

M₂ und M₃ bieten keine Möglichkeiten der Differenzierung.

M¹: Die Kaufläche besteht aus einem Lobus anterior und vier vollständig ausgebildeten Triangel. Je nach Vorhandensein und Ausbildung eines fünften bzw.

Tabelle 3: M¹-Morphotypenvergleich von *Dicrostonyx* aus jungpleistozänen Fundstellen.**Table 3:** Comparison of M¹-morphotypes of *Dicrostonyx* from upper pleistocene sites.

Morphotyp	I	II	II–III	III
Kemathenhöhle (30.000 a BP)	73%	22%	5%	–
Geißenklosterle (31.000 a BP)	61%	35%	–	–
Kleine Scheuer (13.250 a BP)	14%	60%	25%	1%
Nixloch (10.500 a BP)	19%	69%	–	12%
Gänsgraben	–	48%	33%	19%
rezent	–	11%	41%	48%

sechsten Triangel werden fünf Morphotypen unterschieden: I, II, II-III, III, IV; siehe AGADJANIAN & KOENIGSWALD 1977.

M²: besitzt einen Lobus anterior und drei vollständig ausgebildete Triangel. Analog zum M¹ werden auch hier fünf Morphotypen unterschieden, je nach Entstehung und Ausprägung einer A13 bzw. A14 (siehe AGADJANIAN & KOENIGSWALD 1977).

Tabelle 4: M²-Morphotypenvergleich von *Dicrostonyx* aus diversen jungpleistozänen Fundstellen**Table 4:** Comparison of M²-morphotypes of *Dicrostonyx* from upper pleistocene findings.

Morphotyp	I	II	II–III	III	III
Kemathenhöhle (30.000 a BP)	57%	40%	3%	–	–
Geißenklosterle (31.000 a BP)	48%	22%	26%	4%	–
Kleine Scheuer (13.250 a BP)	10%	65%	22%	3%	–
Gänsgraben	12%	44%	32%	12%	–
rezent	–	–	21%	74%	5%

M³: Die Kaufläche des M³ setzt sich aus einem Lobus posterior, vier vollständig ausgebildeten Triangeln und einer Hinterkappe zusammen, deren Morphologie allerdings nur drei Unterscheidungsmöglichkeiten zuläßt, nämlich I, II und III (siehe AGADJANIAN & KOENIGSWALD 1977).

Die wesentlich primitivere Ausprägung der M³ ist zwar für die Interpretation nicht entscheidend, könnte aber zu Verwirrung führen. Der Vergleich der morphodynamischen Indizes (siehe NAGEL 1992) der M¹⁻³ bestätigt allerdings die zeitlich junge Stellung dieses Fundpunktes.

Tabelle 5: Vergleich der M³-Morphotypen von *Dicrostonyx* aus jungpleistozänen Fundstellen.**Table 5:** Comparison of M³-morphotypes of *Dicrostonyx* from upper pleistocene findings.

Morphotyp	I	II	III
Kemathenhöhle (30.000 a BP)	22%	62%	16%
Geißenklosterle (31.000 a BP)	31%	53%	16%
Kleine Scheuer (13.250 a BP)	16%	43%	41%
Nixloch (10.500 a BP)	11%	56%	33%
Gänsgraben	38%	52%	10%
rezent	12%	57%	26%

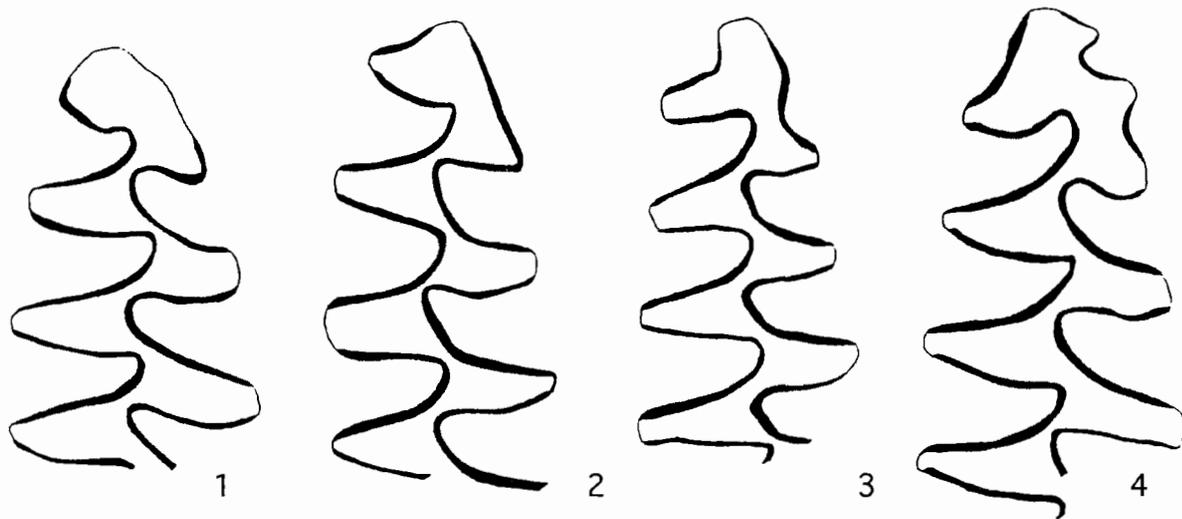


Abb. 6: M_1 von *Dicrostonyx* aus dem Gänsgraben.

Fig. 6: M_1 of *Dicrostonyx* from Gänsgraben.

1: Morphotyp I GG/18; 2: Morphotyp II GG/1; 3: Morphotyp III GG/25; 4: Morphotyp IV GG/2 (25-fache Vergrößerung).

Diese Werte werden gegeneinander in Diagrammen aufgetragen um so die relative Stellung der Fundpunkte zueinander zu verdeutlichen.

Der Vollständigkeit halber seien hier auch die Längenvergleiche der M_{sup} von *Dicrostonyx* aus Gänsgraben und Nixloch aufgelistet.

Diskussion

Vergleicht man die *Dicrostonyx*-Funde mit dem bisher im mitteleuropäischen Raum untersuchten Material, so zeigt sich deutlich das junge Alter des Gänsgraben-Materials bzw. zumindest des Gänsgraben-*Di-*

Tabelle 6: Morphodynamische Indices am M^{1-3} von *Dicrostonyx* im Vergleich.

Table 6: Morphodynamic indices on M^{1-3} of *Dicrostonyx* compared.

	M^1	M^2	M^3
Kemathenhöhle (30.000 a BP)	124,5	144,5	194
Geißenklösterle (31.000 a BP)	143	169	185
Kl. Scheuer (13.250 a BP)	199	204	225
Nixloch (10.500 a BP)	185	205	222
Gänsgraben	235,5	224	172
rezent	268	294,5	198

Tabelle 7: Längenvergleich der M_{sup} von *Dicrostonyx* im Vergleich (mm).

Table 7: Comparison of length of *Dicrostonyx* (mm).

		Nixloch	Gänsgraben
M^1	Variationsbreite	2,20–2,78	2,07–3,17
	Mittelwert	2,42	2,57
M^2	Variationsbreite	1,77–2,32	1,47–2,44
	Mittelwert	2,04	1,89
M^3	Variationsbreite	1,91–2,67	1,89–2,44
	Mittelwert	2,23	2,11

crostonyx. Selbst der am wenigsten aussagekräftige M_1 ist in seiner Morphotypen-Verteilung schon deutlich moderner als die Funde aus dem Nixloch (einer Höhle mit absolutem ^{14}C Knochen-Alter von 10.550 ± 150 a BP; NAGEL 1992).

Die Oberkiefer-Molaren zeigen in diesem jungen Zeitabschnitt (31.000 a BP bis rezent) eine kontinuierliche Entwicklung von Morphotyp I zu III (am M^3) bzw. zu IV (am M^1 und M^2). Dies bestätigen auch die Funde aus dem Gänsgraben. Vor allem die M^1 und M^2 sind moderner als jene in der Kleinen Scheuer, die auf 13.250a BP datiert sind (AGADJANIAN & KOENIGSWALD 1977).

Interessant ist allerdings die Tatsache, daß der M^3 dieser Modernisierung nachhinkt. Er ist mit einem Anteil am Morphotyp I von 38% sogar weniger hoch entwickelt als der M^3 aus dem Geißenklösterle (31.000 a BP; AGADJANIAN & KOENIGSWALD 1977). Die Möglichkeit der mosaikartigen Evolution ist natürlich auch für Kleinsäuger wahrscheinlich, tritt aber in den

meisten Fundstellen nicht auffällig hervor, da die Ablagerungen meist einen größeren stratigraphischen Zeitraum umfassen und daher der „Fehler“ statistisch wieder ausgeglichen wird.

Nicht so im Jung- bis Jüngstpleistozänen Material vom Gänsgraben. Betrachtet man sich dazu die Diagramme der morphodynamischen Indices (siehe Abbildung 4), so liegt das Niveau vom Gänsgraben eindeutig über dem des Nixlochs bzw. der Kleinen Scheuer, jedoch auch deutlich unterhalb des rezenten *Dicrostonyx torquatus* (der Morphotyp IV fehlt noch vollständig).

Auf Grund des Vorhanden seins von Morphotyp III am M¹ und M² sind die *Dicrostonyx*-Funde aus dem Gänsgraben als *Dicrostonyx gulielmi gulielmi* einzustufen.

GENUS *MICROTUS* SCHRANK 1782

Microtus (Stenocranius) gregalis

Abb. 7 bis 12

Bearbeitetes Material: 79 M₁, 40M₂, 40M₃, 40M¹, 40M², 68M³.

Allgemeines

Die Polymorphie dieser unbewurzelten Molaren ist bereits in zahlreichen Arbeiten erläutert worden (MALEZ & RABEDER 1984, RABEDER 1981 u.a.) und moderne Artentrennung innerhalb dieser Gruppe erfolgt über das sogenannte morphodynamische Konzept.

Es handelt sich dabei um das Erfassen der Variabilität der Molaren. Die einzelnen morphologischen Ausprägungen werden mit Kurzbezeichnungen versehen (Namen, Nummern, Buchstaben) und als Morphotypen angesprochen. Aus dem Vergleich der Morphotypenfrequenzen aus diversen Fundstellen, ergibt sich eine Evolutionsrichtung bzw. für die einzelnen Fundstellen ein bestimmtes Evolutionsniveau.

Die Morphotypen

Das Unterkiefer: Der Morphotyp *pliocenicus*, die einfachste Form eines *Microtus*-M₁-Molaren, besteht aus einem Lobus posterior drei Triangel und einem Anteroconid-Komplex. Ein Verlängern der Vorderkappe wird durch den zusätzlichen Einbau von Schneidekanten erreicht. Weiters kommt es zu einer Drehung jener Kanten gegen den Kaudruck (Provergenz). Beide Tendenzen sind Anpassungen an die Nahrungsaufnahme und bei allen *Microtus*-Gruppen zu beobachten. Angesichts dieser Tatsachen lassen sich die M₁ in mehrere Gruppen aufteilen je nach der Art ihrer Vorderkappenmodifikation. Hier seien nur jene erwähnt, die im bearbeiteten Material auch vorkommen.

Beschreibung der M₁ Morphotypen

Arvalis-Reihe: Sie zeigt eine gleichmäßige Vermehrung der Syn- bzw. Antiklinalen (RABEDER 1981).

Morphotyp *arvalis*: Lange Vorderkappe, Sb3 und S14 schneiden tief ein; weiters kommt es zu einer Halsbildung zwischen T6 und T7.

Gregalis-Reihe: Es werden kaum bis gar keine Buccalelemente eingebaut, nur lingual wird weitergebaut (RABEDER 1981).

Morphotyp *gregaloides*: Vorderkappe verlängert und S14 vertieft. T4 und T5 breit miteinander verbunden.

Morphotyp *gregalis*: T4 und T5 bereits durch den vollzogenen *Microtus*-Schritt voneinander getrennt (S13 provergent).

Übergangsform *gregalis-malei*: Wie *gregalis*, aber buccal ist ein T6 ausgebildet.

Malei-Reihe: Auch hier eine starke Verlängerung der Vorderkappe Sb3 und S14 extrem provergent. S15 deutlich bis seicht, Sb4 seicht (RABEDER 1981).

Das Oberkiefer: Der M₃ erfährt eine ähnliche Veränderung wie der M₁. Hier wird die Hinterkappe, also der Talonid-Komplex, verlängert und durch Postvergenz ebenfalls gegen den Kaudruck gestellt. Im vorliegenden Material sind die Morphotypen *simplex*, *artimultiplex*, *arvalis*, *quentheri*, *oconomus* und *gregalis* zu unterscheiden (siehe RABEDER 1981).

Das jungpleistozäne Material vom Gänsgraben wurden mit dem aus den gleichen Zeitabschnitt stammenden Funden vom Nixloch verglichen. Auf Grund der Dominanz der *gregalis*-Morphotypen drängt sich weiters der Vergleich mit einer rezenten *Microtus gregalis* Population auf. Hier ist vor allem der Vergleich des gesamten Morphotypenspektrums von Bedeutung, da das rezente Material keineswegs nur aus *gregalis* Typen besteht.

Die Morphotypenauswertung bestätigt obige Annahme. Die Ähnlichkeit mit der rezenten *Microtus gregalis* Morphotypen-Verteilung zeigt sich deutlich in dem fast identen *arvalis* Anteil, dem hohen *malei/gregalis* Prozentsatz, der im rezenten Material sogar über dem fossilen liegt und natürlich der deutlichen Präsenz der *gregalis*-Morphotypen.

Der Größenvergleich bringt in diesem Zeitabschnitt keine weiteren Informationen. Die Molaren sind annähernd gleich groß. Der A/L-Wert ist zwar nach Morphotypen differenziert, gesamt gesehen ist er aber in allen Lokalitäten gleich.

Schmelzband: Das luvseitige Schmelzband ist dicker ausgeprägt als das Leeseitige und entspricht damit dem *microtoknemen* Schmelztyp. Für diese Bearbeitung wurden keine eigenen Schlitze angefertigt, da es bei einer so deutlichen Ausprägung der Schmelzband-

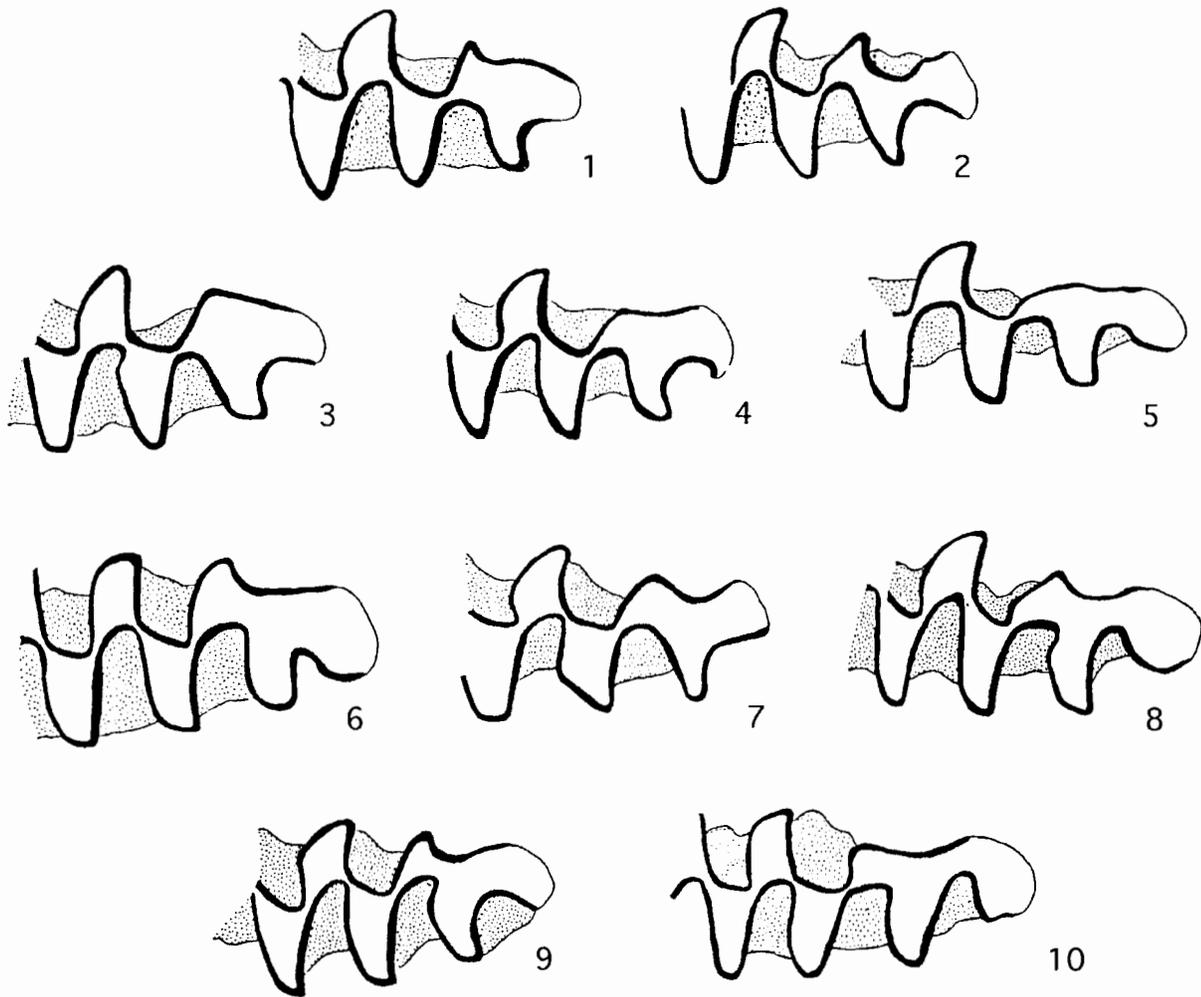


Abb. 7: M₁ Morphotypen von *Microtus* aus dem Gänssgraben und rezent.

Fig. 7: M₁ morphotyps of *Microtus* from Gänssgraben and rezent.

1–2: Morphotyp arvalis; 1 = GG 1/37; 2 = M/B 598. 3: Morphotyp gregaloides GG 2/9; 4–5: Morphotyp gregalis; 4 = M/B 598; 5 = GG 1/27; 6–8: Morphotyp malei/gregalis; 6 = GG 2/10; 7 = M/ 17.494; 8 = GG 1/28; 9–10: Morphotyp malei; 9 = M/23.137; 10 = GG 2/38 (25-fache Vergrößerung).

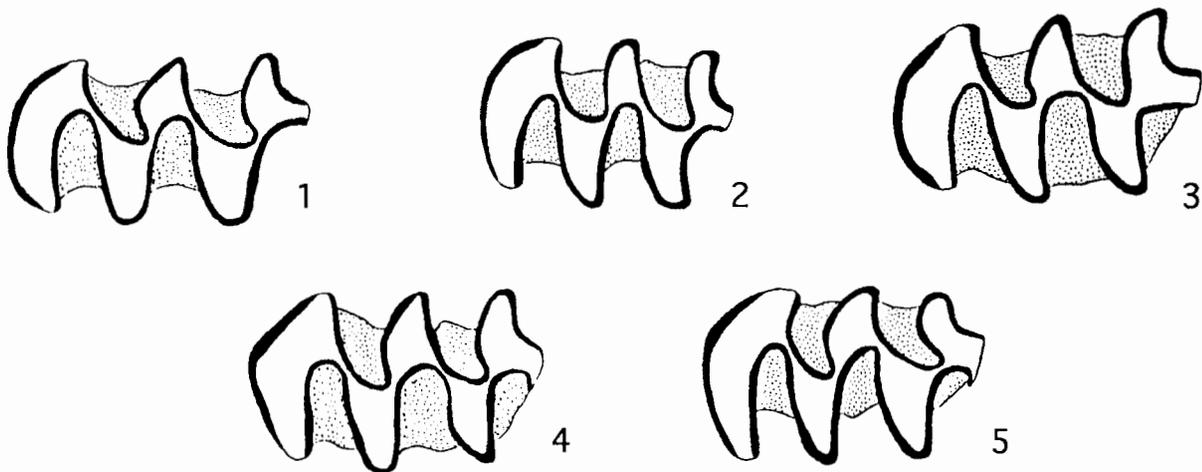


Abb. 8: M₂ Morphotypen von *Microtus* aus dem Gänssgraben und rezent.

Fig. 8: M₂ morphotyps of *Microtus* from Gänssgraben and rezent.

1: Morphotyp A2 GG/18; 2: Morphotyp AB M/B 598; 3: Morphotyp B2 M/8; 4–5: Morphotyp C2; 4 = GG/28; 5 = M/32.137 (25-fache Vergrößerung).



Abb. 9: M₃ Morphotypen von *Microtus* aus dem Gänsgraben und rezent.

Fig. 9: M₃ morphotypes of *Microtus* from Gänsgraben and rezent.

1: Morphotyp subarvalis GG/4; 2–3: Morphotyp arvalis; 2 = GG/26; 3 = M/32.137 (25-fache Vergrößerung).

Tabelle 8: M₁ Morphotypen von *Microtus* im Vergleich (Stückzahl).

Table 8: M₁-morphotypes of *Microtus*, compared (number of pieces).

Morphotyp	Nixloch (200)	Gänsgraben (75)	<i>M. gregalis</i> rez. (14)
ratticeps	1,5	–	–
gregaloides	–	4%	–
gregalis	6%	40%	14%
malei/gregalis	3%	28%	72%
malei	–	3%	–
arvalis	72%	15%	14%
arvalis/agrestis	13%	–	–
agrestis	2,5%	–	–
pararvalis	2%	–	–

Unterschiede trotzdem möglich ist eine Aussage zu machen.

M₂: Der Grundtypus des Schmelzbildes (Lobus posterior, Mittelfeld – T1+T2 und Mesialfeld – T3+T4) variiert in folgenden Punkten:

Konfluenz von T1 und T2 stark eingeschränkt – Morphotyp A2.

SI3 stark vertieft, dadurch ist die Konfluenz von T3 und T4 nicht mehr gegeben – Morphotyp B2.

Der Mesialschenkel der SI3 biegt bereits nach lingual um Morphotyp C2.

Tabelle 9: A/L-Mittelwerte von *Microtus* im Vergleich.

Table 9: A/L- and average values of *Microtus* compared.

		arvalis	malei/gregalis	gregalis
Nixloch	A/L	56,5	56,5	50,1
	Mittelwert	2,79 mm	2,84 mm	2,68 mm
Gänsgr.	A/L	59,3	55,63	54,3
	Mittelwert	2,70 mm	2,75 mm	2,73 mm
rezent	A/L	56,1	54,2	54,9
	Mittelwert	2,58 mm	2,62 mm	2,67 mm

Auffällig ist, daß das Nixloch mehr Molaren des Morphotyps C2 besitzt als die rezenten Individuen.

Allerdings wurde hier nur eine rezente *Microtus gregalis* Population zum Vergleich herangezogen. Im Nixloch kommen aber sowohl *M. arvalis* wie auch *M. agrestis* vor, also modernere Formen.

Übereinstimmend besitzen sie 57% B2-Typen. Der Gänsgraben dokumentiert seinen primitiveren Status indem mehr A2 Formen vorhanden sind (23% zu rezent 14%) und weniger C2 (20% zu 29%).

M₃: Je nach Modifikation des Grundbauplans konnten am vorliegenden Material zwei Morphotypen unterschieden werden: subarvalis und arvalis. Im Nixloch tritt zusätzlich der arvalidens und ratticeps Typ auf (genaue Definition der Morphotypen siehe RABEDER 1981).

Tabelle 10: M₂-Morphotypen-Verteilung von *Microtus* im Vergleich (Stückzahl).

Table 10: M₂-morphotyp distribution of *Microtus* compared (number of pieces).

Morphotyp	Nixloch (40)	Gänsgraben (40)	<i>M. gregalis</i> rez. (14)
A2	10%	23%	14%
B2	32%	57%	57%
C2	58%	20%	29%

Die M₃-Morphotypen Analyse des Gänsgraben Materials spricht nicht für eine reine *Microtus gregalis* Population. Hier ist eine kontinuierliche Entwicklung zu beobachten, da einfache Formen wie arvalidens und ratticeps im Gänsgraben nicht mehr auftreten, dafür noch subarvalis (zu 23%) vorhanden ist der rezent nicht mehr vorkommt.

M¹: Im Material vom Gänsgraben sind drei Morphotypen zu unterscheiden: A, B und exsul (Definition siehe RABEDER 1981).

Der „modernste“ Morphotyp exsul kommt in einer

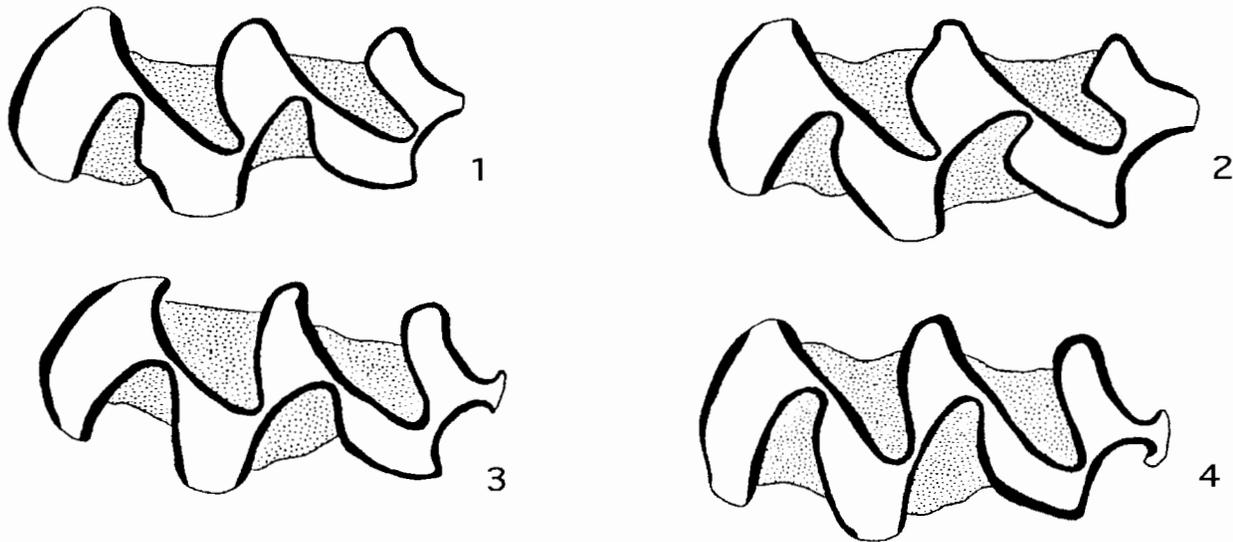


Abb.10: M¹ Morphotypen von *Microtus* aus dem Gänsgaben und rezent.

Fig. 10: M¹ morphotypes of *Microtus* from Gänsgaben and rezent.

1: Morphotyp A GG/27; 2: Morphotyp B GG/32; 3-4: Morphotyp B-exsul; 3 = GG/2; 4 = M/598 (25-fache Vergrößerung).

Tabelle 11: Vergleich der M₃-Morphotypen von *Microtus* im Vergleich (Stückzahl).

Table 11: M₃-morphotyp distribution of *Microtus* compared (number of pieces).

Morphotyp	Nixloch (40)	Gänsgaben (40)	<i>M. gregalis</i> rez. (14)
arvalidens	29%	–	–
ratticeps	15%	–	–
subarvalis	15%	23%	–
arvalis	44%	77%	100%

reinen *Microtus gregalis* Population überhaupt nicht vor. Im Gänsgaben tritt zwar eine Form auf deren Distalschenkel nach lingual umbiegt, ein Ausbilden eines T5 beginnt sich jedoch noch nicht abzuzeichnen (dieser Typ ist zu 20% vertreten).

Im Nixloch sind nur 13% exsul vorhanden, die aber den Typ ganz repräsentieren. Möglicherweise ist das eine Ausprägung des M¹ wie sie für *Microtus agrestis* üblich ist und daher in den anderen beiden Materialien, ohne Feldmaus, kaum oder gar nicht vorhanden ist.

M²: Die Entwicklung des M² verläuft sehr fein gegliedert, was sich in einer größeren Zahl von Morphotypen widerspiegelt. Im Gänsgaben Material liegen vier (A, B, BC und C) vor, rezent findet man noch den Typ AB und im Nixloch zusätzlich noch *agrestis* (Definition siehe RABEDER 1981).

Auch hier ist besonders auffällig das Fehlen von *agrestis*-

Tabelle 12: Größenvergleich der Längen der M₂₋₃ und M²⁻³ von *Microtus* im Vergleich (mm).

Table 12: Comparison of length of M₂₋₃ and M²⁻³ of *Microtus* compared (mm).

Molaren	Nixloch	Gänsgaben	<i>M. gregalis</i> rez.
M ₂	1,36–1,45	1,36–1,74	1,28–1,60
M ₃	1,19–1,47	1,16–1,68	1,13–1,48
M ²	1,38–2,32	2,00–2,38	1,97–2,41
M ³	1,57–1,91	1,45–1,77	1,39–1,74

Morphotypen, das auf das Nichtvorhanden sein der gleichnamigen Art hindeutet.

Interessant auch die Tatsache, daß BC und C Typen im rezenten Material nicht mehr auftreten und im Gänsgaben nur mehr zu einem geringem Prozentsatz (BC: 5%; C: 2%). Anscheinend wurden bei *Microtus gregalis* nur die Morphotypen A, AB und B beibehalten, alle anderen dagegen reduziert, bzw. nie ausgebildet.

M³: Die Variationsbreite aus dem Gänsgaben umfaßt die Formen: *arvalis*, *guentheri*, *oconomus* und *gregalis*. Das zum Vergleich herangezogene Nixloch besitzt außerdem noch *simplex* und *artimultiplex* Morphotypen (Beschreibung siehe RABEDER 1981).

Wie auch der M¹ zeigt der M³ aus dem Gänsgaben eine überaus deutliche Übereinstimmung mit der rezenten *Microtus gregalis* Morphotypen-Frequenz:

Der noch deutlich vorhandene Typ *gregalis* (im

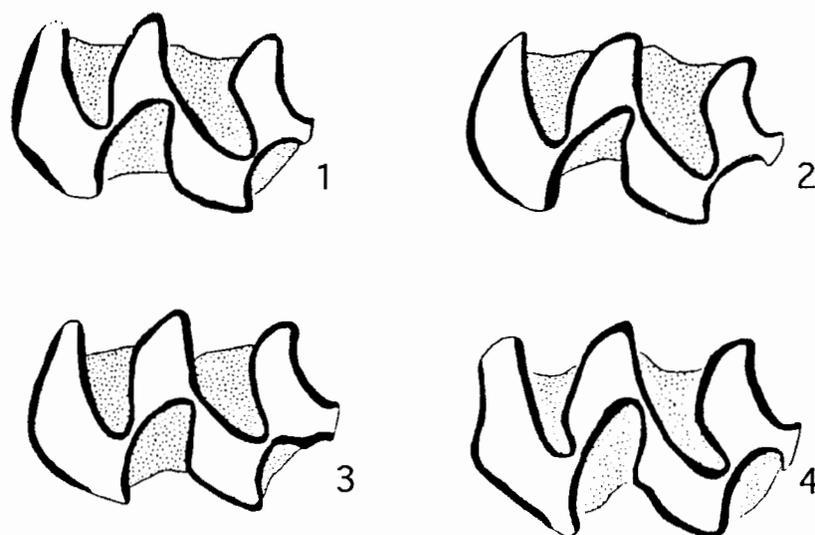


Abb. 11: M² Morphotypen von *Microtus* aus dem Gänsgraben und rezent.

Fig. 11: M² morphotyps of *Microtus* from Gänsgraben and rezent.

1-2: Morphotyp B; 1= GG/35; 2= GG/16; 3: Morphotyp C GG/10; 4: Morphotyp C-ex. M/B 598(25-fache Vergrößerung).

Tabelle 13: M¹-Morphotypen Vergleich von *Microtus* im Vergleich (Stückzahl).

Table 13: M¹-morphotyp distribution of *Microtus* compared (number of pieces).

Morphotyp	Nixloch (40)	Gänsgraben (40)	<i>M. gregalis</i> rez. (14)
A	12%	37%	93%
B	75%	43%	7%
exsul	13%	20%	-

Gänsgraben mit 27%) kommt rezent nicht mehr vor und dokumentiert die ältere Stellung der Gänsgraben Funden gegenüber den rezenten. Rezent dürfte gregalis sich zu guentheri weiterentwickelt haben. Morphotyp oeconomus ist in allen drei Materialien ungefähr gleich stark vertreten. Simplex und artimultiplex Morphotypen treten nur im Nixloch auf. Auch die Dominanz von arvalis kommt bei den anderen beiden Fundpunkten nicht vor.

Tabelle 14: Vergleich der M²-Morphotypen von *Microtus* im Vergleich (Stückzahl).

Table 14: M²-morphotyp distribution of *Microtus* compared (number of pieces).

Morphotyp	Nixloch (40)	Gänsgraben (40)	<i>M. gregalis</i> rez. (14)
A	-	45%	14%
AB	2,5%	-	79%
B	47,5%	48%	7%
BC	20 %	5%	-
C	17,5%	2%	-
agrestis	12,5%	-	-

Der Größenvergleich des M³ zeigt, daß in diesem kurzem Zeitabschnitt keine Größenzunahmen mehr erfolgt ist. Auch die T/L-Werte haben sich bereits auf einen Wert eingependelt. Zwar ergeben sich noch geringfügige Unterschiede zwischen den einzelnen Morphotypen, aber im Durchschnitt gleichen sich die Werte aus. In allen drei Lokalitäten beträgt der T/L-Mittelwert 54.

Diskussion

Bei der Beurteilung des *Microtus* Materials aus dem Gänsgraben ist man hier vor ein sehr spezielles Problem gestellt. Die Morphotypen Verteilung am M₁ spricht für eine reine *Microtus gregalis* Population und der Vergleich mit rezentem Material gibt der Annahme recht. Sie zeigt deutlich die Ähnlichkeit mit der rezenten Verteilung durch das Auftreten fast derselben Morphotypen mit einer ähnlichen Häufigkeit, sowie den großen Unterschied zu der zwar älteren, aber diverseren Fauna aus dem Nixloch. Leider sind aus älteren Fundstellen keine geeigneten Vergleichs-

Tabelle 15: M³-Morphotypen von *Microtus* im Vergleich (Stückzahl).

Table 15: M³-morphotyp distribution of *Microtus* compared (number of pieces).

Morphotyp	Nixloch (80)	Gänsgraben (68)	<i>M. gregalis</i> rez. (14)
simplex	15%	-	-
artimultiplex	1%	-	-
arvalis	64%	32%	29%
guentheri	11%	34%	64%
oeconomus	9%	7%	7%
gregalis	-	27%	-

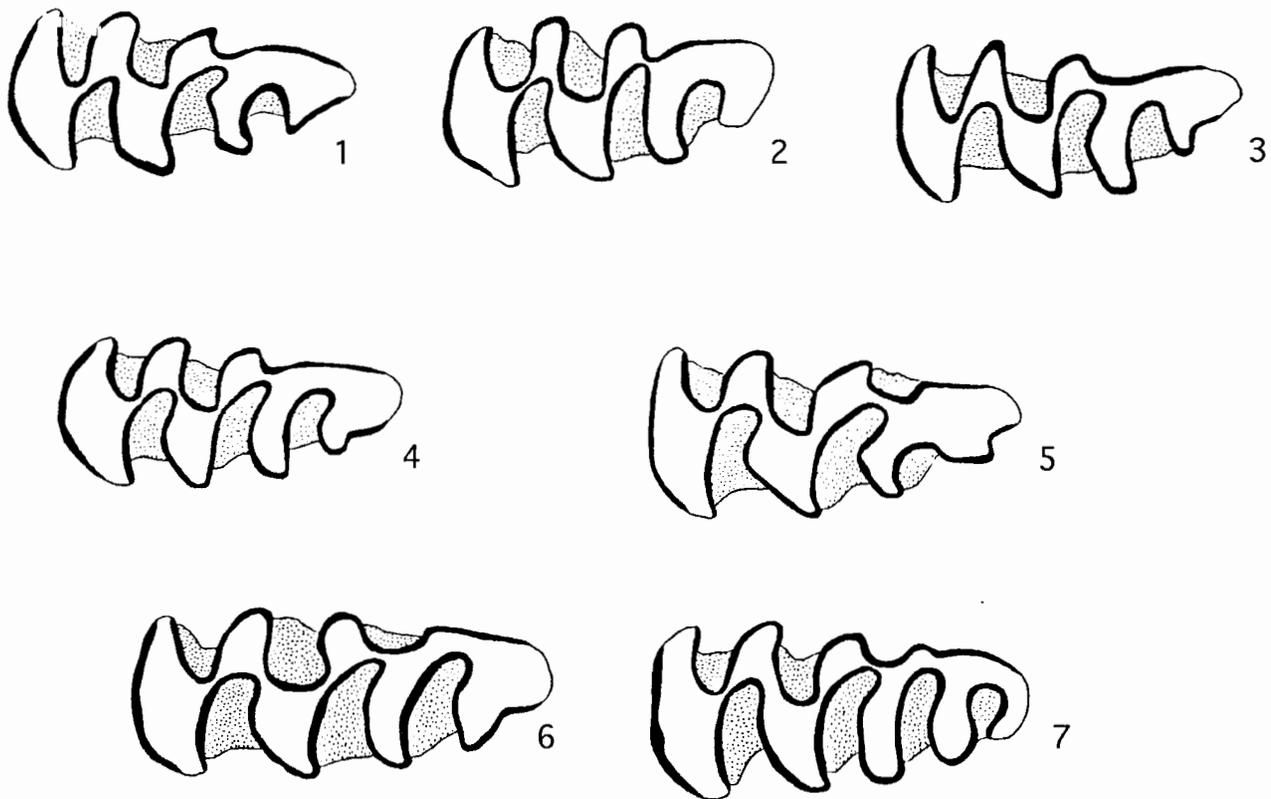


Abb. 12: M^3 -Morphotypen von *Microtus* aus dem Gänssgraben und rezent.

Fig. 12: M^3 -morphotyps of *Microtus* from Gänssgraben and rezent.

1: Morphotyp arvalis M/17.392; 2: Morphotyp gregalis GG 1/31; 3–4: Morphotyp arvalis/guentheri; 3 = M/32.138; 4 = GG 1/34; 5–6: Morphotyp guentheri; 5 = M/17.494; 6 = GG/5; 7: Morphotyp oeconomus GG 2/7 (25-fache Vergrößerung).

möglichkeiten vorhanden, da dort *Microtus gregalis* immer nur gemeinsam mit anderen *Microtus* Arten auftritt. Der Morphotyp subarvalis am M_3 , sowie exsul M^1 , der arvalis Anteil am M^3 und die Typen BC und C am M^2 lassen allerdings einen geringen Prozentsatz *M. arvalis* vermuten

Die Minf. unterstreichen deutlich die schon von *Dicrostonyx* gewonnenen Ergebnisse, nämlich die jüngere Stellung des Gänssgrabens gegenüber dem Nixloch, aber das primitivere Niveau gegenüber rezenten Formen.

Die Oberkiefer Molaren M^1 und M^2 zeigen dagegen eine widerlaufende Tendenz. Hier kommt es zu keiner weiteren Modernisierung. Im Gegenteil, die einfacher gebauten Morphotypen treten rezent häufiger auf, als im fossilen Material.

Der Größenvergleich bringt auch keine weiteren Klärungen. In diesem kurzen und jungen Zeitabschnitt ist die Größen- bzw. abnahmen zu gering um noch ein signifikantes Ergebnis zu liefern.

Da die Übereinstimmungen mit der rezenten Form *Microtus gregalis* überwiegen erscheint die Zuordnung

der Funde aus dem Gänssgraben zu *Microtus cf. gregalis* gerechtfertigt, ein geringer Prozentsatz dürfte zu *M. arvalis* zu stellen sein.

4. Ergebnisse

4.1. Ökologie

Die Faunenzusammenstellung ist sehr einseitig. Kaltformen wie *Dicrostonyx*, *Microtus gregalis*, *Vulpes vulpes* oder *Capra ibex* dominieren. Die sonst so diverse *Microtus* Fauna ist verarmt. Auch der typische Vertreter für kaltes Klima *Microtus nivalis*, die Schneemaus, fehlt. Als Indikatoren für offene Graslandschaft sind *Equus ferus* (?) und *Lepus* sp., sowie *Rangifer tarandus* zu nennen. Diesem Faunenspektrum ist noch eine Besonderheit hinzuzufügen, nämlich *Putorius putorius*.

Es ergibt sich daraus das Bild einer kalten Steppen- oder Graslandschaft. Waldbewuchs ist nicht anzunehmen, auch nicht für die nähere Umgebung da keinerlei Waldformen wie *Apodemus*, *Clethrionomys* oder *Sciurus* zu finden waren.

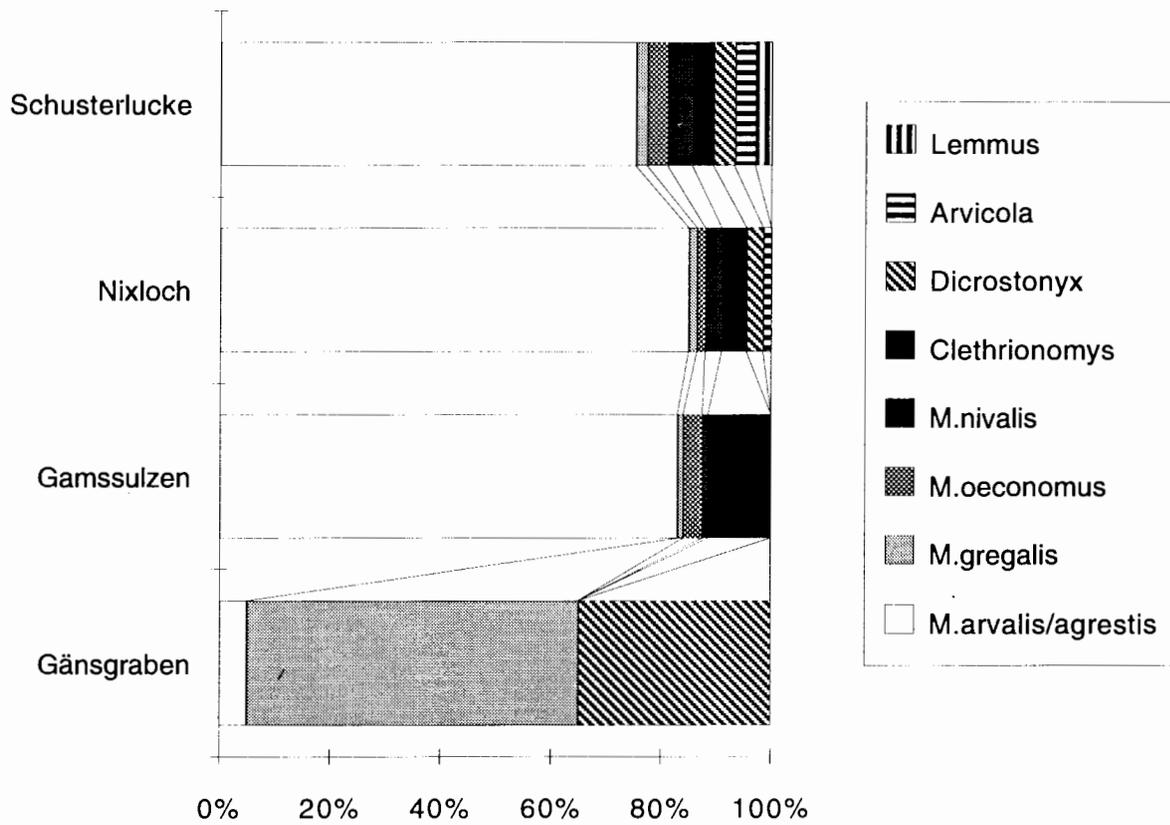


Abb. 13: Morphotypen-Verteilung vom Gänssulzen bei Limberg im Vergleich mit dem Nixloch.
 Fig. 13: Morphotyp distribution from Gänssulzen near Limberg compared with Nixloch.

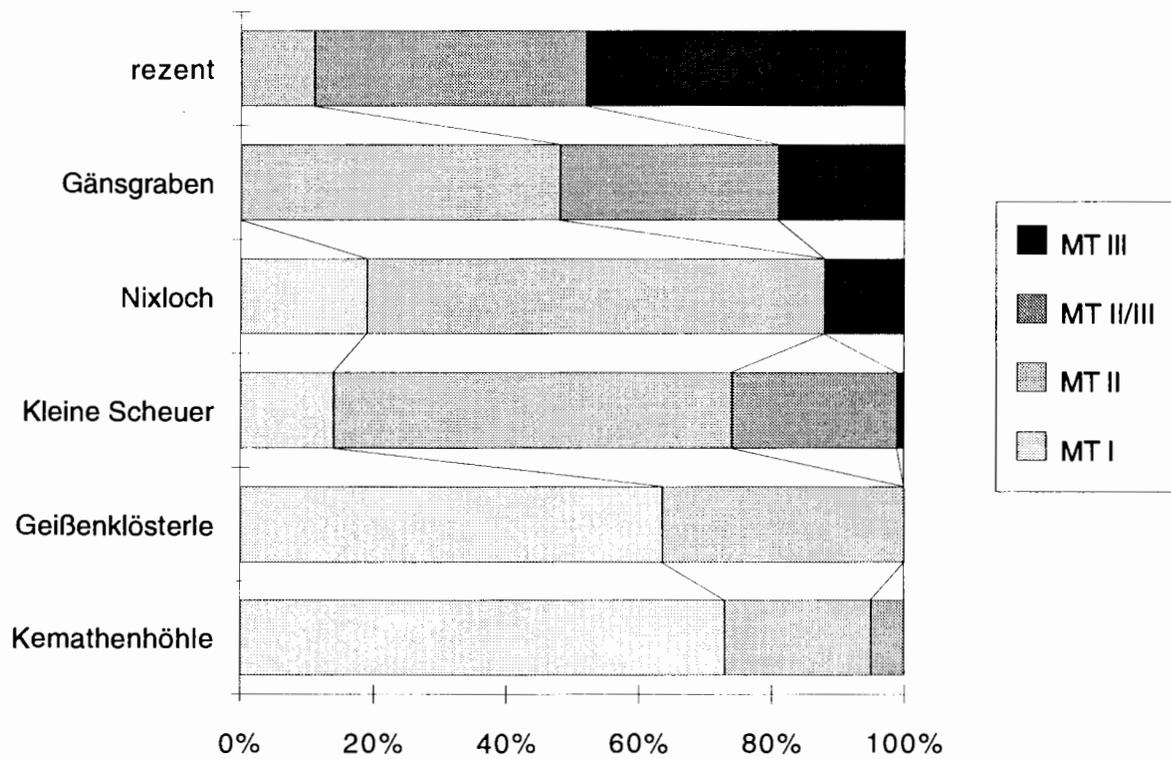


Abb. 14: Morphotypen-Verteilung bei Dicrostonyx aus dem Gänssulzen im Vergleich.
 Fig. 14: Morphotyp distribution of Dicrostonyx from Gänssulzen compared with other localities.

Tabelle 16: T/L- und Mittelwerte von *Microtus* im Vergleich.
Table 16: T/L- and average values of *Microtus* compared.

	arvalis	gregalis	guentheri	oeconomus
T/L-Wert				
Nixloch	55	—	—	56
Gänsgraben	54	52	54	54
rezent	53	—	54	55
Mittelwert				
Nixloch	2,06 mm	—	—	2,03 mm
Gänsgraben	1,86 mm	1,88 mm	2,03 mm	1,77 mm
	1,85 mm	—	2,02 mm	2,00 mm

4.2. Stratigraphie

Die Kleinsäugerfauna des Gänsgrabens bei Limberg weist auf Grund stratigraphischer Untersuchungen ein Alter zwischen 13.000 und 10.000 a BP auf. Die Funde sind fossil bzw. max. subfossil. Ein rezentes Alter ist eindeutig auszuschließen, nicht zuletzt auf Grund des Faunenspektrums, welches heute nicht mehr in dieser Gegend vorhandene Arten beinhaltet. *Dicrostonyx* wie auch *Microtus gregalis* sind rezent in Österreich nicht mehr vertreten. *Dicrostonyx* hat einen 26% Anteil an der Kleinsäugerfauna im Gänsgraben. Durch seine rasche Evolution im jüngeren Jungpleistozän ist er für eine stratigraphische Bearbeitung besonders geeignet. Sein morphodynamischer Index, der sich aus der Verteilung der Morphotypen ergibt, zeigt deutlich die junge Position dieser Fundstelle: Jünger als das Nixloch und die Kleine Scheuer, älter als rezent. Das ergibt ein ungefähres Alter zwischen 13.000 und 10.000 a BP. Das Ergebniss der *Microtus gregalis* bestätigen dies. Das Morphotypen Schema ist bereits gleich: Am M₁ treten Morphotyp gregalis, malei/gregalis und arvalis auf. Die Entwicklung verläuft in malei/gregalis Richtung. Am M³ sind arvalis, gregalis, guentheri und oeconomus typisch. Die Entwicklung läuft hier in Richtung guentheri. Die Morphotypen- Verteilung des Halsbandlemmings ergibt die Zuordnung zu *Dicrostonyx guillemi guillemi*, einer bereits sehr modernen aber nicht rezenten Variation des Halsbandlemmings.

Dank

Ich möchte mich bei Herrn Dr. F. Brandtner bedanken, für das Überlassen des Materials. Ebenso bei Frau Dr. F. Spitzenberger und Herrn Dr. K. Bauer (Säugetiersammlung des Naturhistorischen Museum Wiens) für die Möglichkeit, rezentes Material zum Vergleich heranzuziehen. Mein besonderer Dank gilt Prof. Dr. G. Rabeder, für die wertvollen Anregungen bei der Bearbeitung.

Literatur

- AGADJANIAN, A. (1976): Die Entwicklung der Lemminge der zentralen und östlichen Paläarktis im Pleistozän. — Mitt. Bayer. Staatssammlung Paläont. Hist. Geol., **15–16**, 53–64, München.
- & KOENIGSWALD, W. v. (1977): Merkmalsverschiebung an den oberen Molaren von *Dicrostonyx* (Rodentia, Mammalia) im Jungtertiär. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **153**, 34–49, Stuttgart.
- CHALINE, J., BRUNET-LECOMTE, P., BROCHET, G. & MARTIN, F., (1989): Les lemmings fossils du genre Lemmus (Arvicolidae, Rodentia) dans le Pléistocène de France. — Geobios, **22**, 613–623, Lyon.
- GUILDAY, J. E. (1963): Pleistocene zoogeography of the lemming *Dicrostonyx* (Cricetidae, Rodentia), a Reevaluation. — Evolution, **17**, 194–197, Lancaster.
- KOENIGSWALD, W. v. (1970): Schmelzstruktur und Morphologie in den Molaren der Arvicolidae (Rodentia). — Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges., **539**, 1–94, Frankfurt/M.
- KUNST, K. G., NAGEL, D. & RABEDER, G. (1989): Erste Grabungsergebnisse vom Nixloch bei Losenstein-Ternberg. — Jb. OÖ. Mus. Ver., **134**, 199–212, Linz.
- MALEZ, M. & RABEDER, G. (1984): Neues Fundmaterial von Kleinsäufern aus der altpleistozänen Spaltenfüllung Podumci 1 in Norddalmatien (Kroatian, Jug). — Beitr. Paläont. Österr., **11**, 439–510, Wien.
- NAGEL, D. (1992): Die Arvicoliden (Rodentia, Mammalia) aus dem Nixloch bei Losenstein-Ternberg. [In:] Das Nixloch bei Losenstein-Ternberg. — Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss. **8**, 153–187, Wien.
- RABEDER, G. (1981): Die Arvicoliden (Rodentia, Mammalia) aus dem Pliozän und dem älteren Pleistozän von Niederösterreich. — Beitr. Paläont. Österr., **8**, 1–373, Wien.
- (1986): Herkunft und frühe Evolution der Gattung *Microtus* (Arvicolidae, Rodentia). — Sonderdruck Z. Säugetkde., **51**, 350–367, Wien.

Sedimentpetrologie und Environmentanalyse der neogenen Sedimentabfolgen am Westabhang des Leithagebirges (Hornstein/ Wimpassing, Bgl., Österreich)

**Sedimentpetrology and Environmental analysis of the Neogene sedimentary
sequences on the western slope of the Leithagebirge
(Hornstein/Wimpassing, Bgl., Austria)**

von

Margit HAAS

mit 21 Abbildungen, 6 Tabellen, 3 Tafeln, 6 Beilagen, 1 Anhang
with 21 figures, 6 tables, 3 plates, 1 appendix

Schlüsselwörter:

*Wiener Becken
Hornstein/Wimpassing
Diageneseentwicklung
Sedimentpetrologie
Sedimentologie
Faziesanalyse*

Keywords:

*Burgenland
Viennese basin
Hornstein/Wimpassing
Diagenetic evolution
Sedimentpetrology
Sedimentology
Faciesanalysis*

Adresse der Autorin:

Address of the authoress:

Mag. Margit Haas

Institut für Petrologie der Universität Wien

Geozentrum, Althanstraße 14

A-1091 Wien

Inhalt

1. Zusammenfassung, Abstract	83
2. Einleitung	84
3. Geologische Rahmenbedingungen	84
4. Sedimentpetrologische Untersuchungsmethoden	88
4.1. Geländetätigkeit	88
4.2. Granulometrie	88
4.3. Leicht- und Schwermineralanalyse	90
4.4. Biogener Inhalt, Biogene Sedimentstrukturen	90
5. Environmentalanalytische Untersuchungsergebnisse	90
5.1. Trennung der Faziesräume	90
5.2. Wimpassing: Aufschluß F	92
5.3. Wimpassing: Aufschluß A	95
5.4. Hornstein: Übersicht zu den Aufschlüssen C, D und E	99
5.5. Hornstein: Aufschluß C	99
5.6. Hornstein: Aufschluß D	103
5.7. Hornstein: Aufschluß E	104
5.8. Bohrungen	107
6. Diagenetische Entwicklung – Dünnschliffanalyse	108
6.1. Kornspezifische Untersuchungsmethoden	108
6.2. Sedimentinhalt und Sedimentbenennung	110
6.3. Diageneseerscheinungen und Environmentalanalyse	110
6.4. Porosität	112
6.5. Environment	112
6.6. Diageneseregime	113
7. Literatur	113

Contents

1. Zusammenfassung, Abstract	83
2. Introduction	84
3. Geological Settings	84
4. Petrologic investigation methods	88
4.1. Fieldwork	88
4.2. Granulometry	88
4.3. Light- and Heavy mineral analysis	90
4.4. Biogenic content, Biogenic sedimentary structures	90
5. Environmentalanalytic results	90
5.1. Separation of different facies areas	90
5.2. Wimpassing: Exposure F	92
5.3. Wimpassing: Exposure A	95
5.4. Hornstein: Survey on the Exposures C, D and E	99
5.5. Hornstein: Exposure C	99
5.6. Hornstein: Exposure D	103
5.7. Hornstein: Exposure E	104
5.8. Drilling results	107
6. Diagenetic evolution – Thinsection analysis	108
6.1 Grainspecific investigationmethods	108
6.2. Sedimentary content and sedimentary nomenclature	110
6.3. Diagenetic appearances and environmental analysis	110
6.4. Porosity	112
6.5. Environment	112
6.6. Diagenetic regime	113
7. Literature	113

1. Zusammenfassung

Die neogenen Sedimente im Raume Hornstein/Wimpassing zeigen im Hinblick auf ihre sedimentologisch-sedimentpetrographische Ausbildung starke Unterschiede. Durch die gegenständlichen Untersuchungen konnten zwei getrennte Faziesräume definiert werden. Sie unterscheiden sich in ihrem mineralogischen, chemischen und granulometrischen Aufbau und werden zusätzlich durch die Ergebnisse der Schwermineralanalyse bestätigt.

Eine gezielte paläontologische Untersuchung war im Rahmen dieser Arbeit nicht vorgesehen, jedoch konnten bei dünnschliffanalytischen Untersuchungen verfestigter Sedimente auch biogene Hinweise auf das Environment gefunden werden.

Die südlich von Wimpassing verbreitete Faziesentwicklung zeigt in basalen verfestigten Einheiten vollmarine oolithische Sedimente, wohingegen die hangenden unverfestigten Ablagerungen vor allem im Bereich des Vorstrandes – shoreface (Brecherzone)- beziehungsweise im Übergang zum nassen Strand – foreshore (Spritzwasser bis Brandungszone)- abgelagert wurden. Kurzfristige ruhige Sedimentationsverhältnisse führten zur Ausbildung onkoidischer Lagen und machen eine Sedimentation in einer geschützten Bucht unter lagunenähnlichen Bedingungen möglich. Die vollmarine Entwicklung steht im Hangenden unter zunehmend fluviatilen Einfluß. Ob es sich um eine regressive Verschiebung der Küstenlinie oder eine kurzfristig verstärkte Sedimentation aus dem Hinterland handelt, ist nicht eindeutig zu klären.

Das Auftreten vulkanischer Gesteinsbruchstücke (mit trachytoiden Gefügemerkmalen) läßt eine bereits vollkommen erodierte magmatische Auswurfstelle im näheren Untersuchungsgebiet vermuten.

Die Sedimente der zweiten Faziesentwicklung sind am Terrassenabfall zu den Leithaalluvionen in mehreren Aufschlüssen zu beobachten.

Die basalen Einheiten lassen sich mit marin betonten Deltaablagerungen in Verbindung bringen (Brecherzone, vorgelagerte Sandbänke), welche im Hangenden ebenfalls zunehmend fluviatil beeinflusst sind. Durch wechselnde Schichtfolgen toniger Silte und Feinsande sowie das Auftreten fluviatiler Rippelmarken und kleinmaßstäblicher Schichtentwicklungen ist eine zusätzliche laterale Verschiebung innerhalb eines Deltasystems zu vermuten. Demnach handelt es sich um Seitenrinnen eines Deltas sowie dessen feinsedimentäre ufernahe Ablagerungen.

Als Hauptliefergebiet der neogenen Sedimente wird auf Grund des Schwermineralspektrums das kupfelförmig aufgewölbte Altkristallin im Achsenbereich des Leithagebirges bezeichnet.

Mit der Untersuchung diagenetischer Erscheinungsformen im Dünnschliff wurden letztendlich postsedimentäre Hinweise zu frühdiagenetischen Prozeßabläufen im meteorisch-phreatischen Environment sowie in der Mischungszone von meteorisch-marin phreatischen Wässern gefunden.

Abstract

The Neogene sediments from the area of Hornstein/Wimpassing show strong differences within their sedimentological and petrographical development. Investigations have defined two separated facies, which differ in their mineralogical, chemical, and granulometric composition. This was also confirmed by heavy mineral analysis.

A specific palaeontological investigation was not the aim of this work, nevertheless some biogenic indications on the environment have been observed from thinsection analysis of consolidated sediments.

The consolidated units at the bottom of the southern area of Wimpassing show typical marine oolitic sediments. However, at the top of the sequence loose sediments mostly originate from the shoreface or from the transition area, but also do originate from a foreshore environment. Immediate calm sedimentation conditions led to the formation of onkoidic sedimentary layers. This might be a clue for a corresponding lagunary sedimentation in a quiet sheltered bay. The marine environment, observed within the basic units, undergoes to a more fluvial influence. If this is the result of a regressive translation of the coastal line or just the result of an immediate forced sedimentation from the landscape area could not be precisely defined.

Some volcanic rock-fragments (with trachytoidal textures) give an idea of a completely eroded preexisting magmatic eruptive outcrop in the nearest investigated area. The sediments of the second facies are situated on the terrace slope close to the Leitha-alluvial sediments. These basic units show marine accentuated delta sediments (shoreface and offshore sand banks) that have a more fluviale influence in the top.

Further more, information about the delta environment are given by the alternating layering of clay-bearing silts and fine sands, by fluviale rippelmarks and small-scaled layering. Lateral shifting within this delta system seems to be evident. Consequently, the sediments can be regarded as product of a delta distributary channel development, including fine sediments of natural levees. Heavy mineral analysis clearly showed that the source area of the Neogene sediments is the dome-shaped arched „old crystalline“ in the axes of the Leitha-mountains.

The investigation of diagenetic developments from thinsections gave postsedimentary clues. Very early diagenetic processes, in meteoric-phreatic environments

as well as in the mixing zone of meteoric-marine phreatic fluids, are responsible for the diagenetic changes in the sediments.

2. Einleitung

Die vorliegende Arbeit ist vorrangig sedimentpetrographischen Untersuchungen zur Ermittlung lokaler spezifischer Ablagerungsmilieus gewidmet. Aus granulometrischen, mineralogischen, dünnschliffanalytischen und schwermineralanalytischen Daten konnten environmentbedingte Zusammenhänge erarbeitet werden. Ein besseres Verständnis der Sedimentationsbedingungen und der faziellen Gegebenheiten im neogenen Ablagerungsraum des Gebietes um Hornstein/Wimpassing wird damit möglich. Die Arbeit stellt somit einen lokalen Beitrag zur Kenntnis der Environmententwicklung im südöstlichen Wiener Becken dar.

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich vom westlich der Gemeinde Hornstein gelegenen Steinviertel bis zu den südlich der Gemeinde Wimpassing befindlichen Bergäckern (Abb. 1).

Mit nur wenigen Ausnahmen (Aufschlüsse A, E und B5) liegen die Aufschlüsse gesamtheitlich im Bereich östlich der Autobahn und westlich der Bundesstraße Hornstein/Wimpassing.

In den offenen Sandabbrüchen sowie den generell in Betrieb befindlichen Sandgruben ist seit dem Zeitpunkt der Probennahme mit einer Änderung der Aufschlußverhältnisse durch witterungs- und gravitationsbedingte Einflüsse sowie durch größere Materialentnahmen zu rechnen.

Bezüglich der in Abb. 1 ausgewiesenen Aufschlußpunkte ist anzumerken, daß die rot definierten Aufschlüsse durchgehend beprobt und environmentanalytisch ausgewertet wurden. Durch die Kenntnis der granulometrischen Daten aus der Siebanalyse konnte in weiterer Folge eine Auswahl an Proben für rohstoffanalytische Untersuchungen herangezogen werden (siehe: HAAS, 1993 a, b).

Die gelb definierten Punkte stellen solche Aufschlüsse dar, welche beispielsweise durch starken Bewuchs, ihre Ausweisung als Naturschutzgebiet oder andere Einschränkungen von den Untersuchungen ausgeschlossen werden mußten.

Die grün definierten Punkte stellen ausgewählte Bohrpunkte im Hinterland der obengenannten Aufschlüsse dar. Die Bohrungen wurden als Bohrsondierungen niedergebracht und ermöglichen hinsichtlich der Environmentanalyse eine nur eingeschränkte Aussagemöglichkeit.

Jedoch kann auf Grund des Schwermineralbestandes, der Mineralogie sowie der Korngrößenverteilung ein

genereller Vergleich zu den Proben der offenen Sandabbrüche getroffen werden.

Die Ergebnisse dieser Arbeit sind ein Teil meiner Diplomarbeit (HAAS, 1993 b), welche bei Herrn Prof. Dr. H. Kurzweil am Petrologischen Institut der Universität Wien in den Jahren 1989 bis 1993 entstand.

Das Untersuchungsgebiet ist Teil des Projektes „Rohstoffpotential Raum Wien Ost und Südost“, welches im Auftrag des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung, des Bundesministeriums für wirtschaftliche Angelegenheiten sowie der Ämter der Landesregierungen von Burgenland und Niederösterreich gemeinsam mit der Geologischen Bundesanstalt durchgeführt wird.

Für die vielfältigen Hilfestellungen, welche das Zustandekommen dieser Arbeit erst ermöglichte, möchte ich vor allem Herrn Prof. Dr. H. Kurzweil, Herrn Prof. Dr. P. Faupl und Herrn Dr. R. Sauer herzlich danken. Außerdem bedanke ich mich bei Herrn Dr. O. Schreiber für die paläontologische Bestimmung einzelner Fossilien aus den Dünnschliffpräparaten. Mein besonderer Dank gilt letztendlich Herrn Mag. W. Strasser, der mir bei der Probennahme auf wackeliger Leiter beziehungsweise am Seilzug beistand sowie all meinen Freunden, die mir durch ihre Geduld und ihr Verständnis eine große Unterstützung waren.

3. Geologische Rahmenbedingungen

Das untersuchte Gebiet ist Teil des südöstlichen Wiener Beckens. Durch das Aneinandergrenzen zweier differenzierter Sedimentationseinheiten nimmt das Gebiet eine Sonderstellung ein.

Das inneralpine Wiener Becken trifft hier unmittelbar auf das Eisenstädter Becken, welches durch seine regionale Stellung zwischen Leithagebirge, Rosalia, Wr. Neustädter Pforte und dem Brennbach das erste unmittelbar anschließende Alpenstrandbecken darstellt (TOLLMANN, 1985).

Beide genannten Becken verweisen jedoch auf eine ähnliche Entwicklungsgeschichte mit weitgehend gleichen Schichtfolgen und dem Schwerpunkt der Subsidenz vom Baden bis ins Pannon.

Der sedimentologische Unterschied ist durch die Gegenüberstellung des tieferen Ablagerungsraumes im Eisenstädter Becken zum unmittelbaren Flachwasserbereich am Wiener Beckenrand gegeben. Im Anteil des Wr. Beckens liegt der Schwerpunkt auf klastisch – kalkiger Sedimentation, während in der stillen Randbucht des Eisenstädter Beckens mergelig – kalkige Ablagerungen dominieren (SOHS, 1963).

Das Eisenstädter Becken begann im unteren Baden abzusinken. Das Meer der Paratethys, mit der Tethys in direktem Zusammenhang stehend, erfüllte die Senke

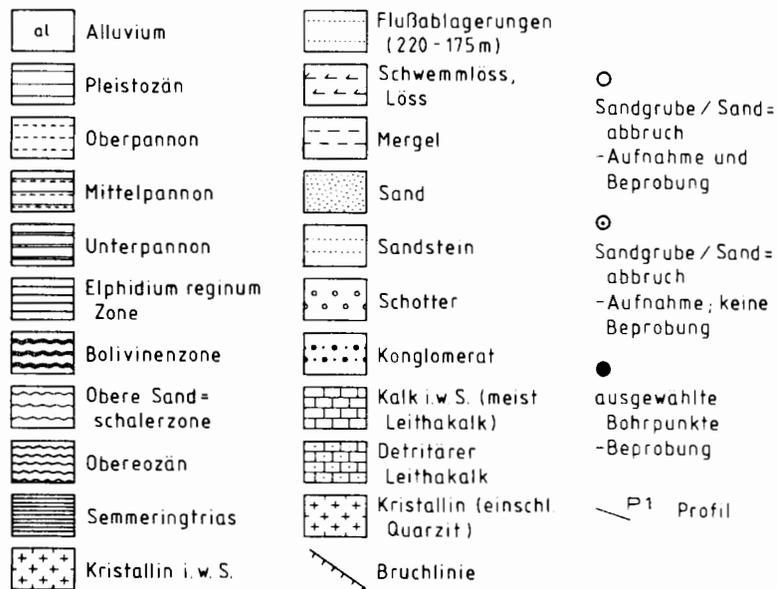
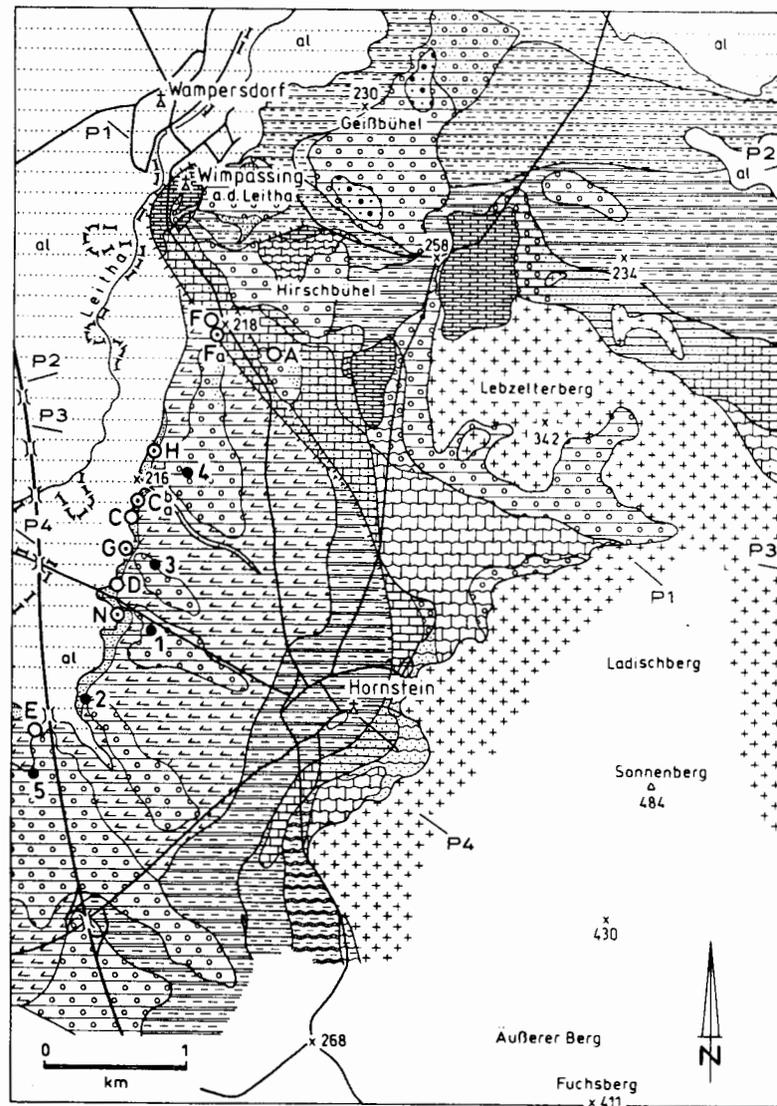


Abb. 1: Untersuchte Aufschlüsse und Bohrungen im Raume Hornstein/Wimpassing. Geologische Karte des untersuchten Arbeitsgebietes (umgezeichnet nach SOHS, 1963)

Fig. 1: Investigated outcrops and drillings in the area of Hornstein/Wimpassing. Geological map of the investigated area (redrawn from SOHS, 1963).

und drang transgressiv durch die Wr. Neustädter – Ödenburger Pforte ins Wr. Becken ein.

Während des mittleren Baden erreichte das Wr. Becken seine maximale Ausdehnung. Eine Sedimentabfolge von Konglomeraten, Sanden, Mergeln sowie Kalken (Leithakalk i. w. Sinn) liegt dem Kristallin im untersuchten Gebiet transgressiv auf.

Nach der vollmarinen Entwicklung des unteren und mittleren Baden kam es in weiterer Folge zu häufigen Schwankungen der Küstenlinie, was sich in einem ständigen Wechsel von Transgressions- und Regressionsphasen ausdrückt.

Bedingt durch eine weitläufige Hebung weiter Teile Europas zu Ende des Baden kam es zum Rückzug des Meeres, wobei die artenreichen, marinen Faunen des unteren Baden zu Gunsten einer arm-marinen Entwicklung im oberen Baden verschwanden.

Im Sarmat setzte mit der Abschnürung der Tethys zur Paratethys die Aussüßung ein.

Der brachyhaline Charakter des Meeres (Salinität 3% bis 1,7%) steht den hochmarinen, euhalinen Ablagerungen gegenüber. Im unteren Sarmat folgt zunächst den regressiven Tendenzen des oberen Baden ein rapider Anstieg der Küstenlinie. Die Sedimentation von Konglomeraten, Kalken i. w. Sinn (meist Leithakalk), detritärem Leithakalk, Sandstein sowie Mergel erfolgte transgressiv auf die basalen Einheiten des mittleren Baden. Geht man von einer vorhandenen Verbindung zur Tethys aus, so können nur eustatische Meeresspiegelschwankungen dafür verantwortlich gemacht werden, da das Salzwasser bei starkem Zufluß von Süßwasser (z.B. zumündende Flußsysteme) durch diesen Tethysabfluß verdrängt werden würde (TOLLMANN, 1955).

Das Obersarmat wird dominiert durch einen vollkommenen Rückzug des Meeres sowie das Fehlen entsprechender Ablagerungen im Untersuchungsgebiet.

Im Pannon sinkt der Salzgehalt der abgeschnürten Paratethys weiter ab (THENIUS, 1974). Das pontische Meer hat nur noch 0,2% Salinität (oligohalin), und schließlich herrschen Süßwasserverhältnisse vor (TOLLMANN, 1955). Der Sedimentationsinhalt ist mergelbetont, mit vereinzelt sandigen Einschaltungen. Schließlich zeichnet sich das Pannon und Pont durch einen komplizierten Wechsel von Transgressions- und Regressionsphasen ab, welcher nicht allein durch tektonische Vorgänge erklärbar ist:

Änderungen der Verdunstungsrate und der Zuflußmenge sowie geringe klimatische Wechsel zeigen ihre Auswirkung sehr rasch und werden durch häufige Schwankungen der Küstenlinie dokumentiert (TOLLMANN, 1955).

Die Überlegung, daß Klimaschwankungen während des Baden, Sarmat und besonders während des Pannon und Pont einen Beitrag zu Änderungen der Küstenlinie

lieferten, wird durch BERGERS (1953) klimaspezifische, paläontologische Florenuntersuchung zusätzlich untermauert. Die letzte Sedimentationsperiode wurde im Pont abgeschlossen, bei gleichzeitigem Einsetzen der Verlandungsphase.

Im geographischen Sinn konzentrieren sich die nachfolgenden sedimentpetrologischen Untersuchungen auf die südwestlich dem Leithagebirge vorgelagerten Niederungen zwischen Wimpasing im Norden und Hornstein im Süden.

SOHS (1963) erarbeitete eine geologische Karte (Abb. 1) mit mehreren geologischen Profilen (Abb. 2), durch welche auch der Untergrund des Arbeitsgebietes charakterisiert wird.

Das Altkristallin ist im Achsenbereich des Leithagebirges kuppelförmig aufgewölbt und trägt an den Flanken geringmächtige Reste permomesozoischer Sedimente (DELLMOUR & WIDDER, 1989).

Glimmerschiefer, Schiefergneise und Quarzphyllite bilden den Hauptbestand des Kristallin. Weiters können vereinzelt Granat und akzessorischer Turmalin festgestellt werden. Orthogneise (Sonnberg), Granatamphibolite sowie fallweise auftretende pegmatitische Einschaltungen vervollständigen den Gesamteinhalt des altkristallinen Untergrundes.

Die permomesozoische Hülle setzt sich überwiegend aus Alpinem Verrucano (TOLLMANN, 1985), Semmeringquarzit und Dolomit zusammen.

Die stratigraphische Gliederung der transgressiv auflagernden tertiären Flachwassersedimente ist durch die Dominanz verschiedener Foraminiferengesellschaften zu verschiedenen Zeitpunkten gegeben. Aus dem Vergleich der geologischen Karte des Arbeitsgebietes mit der generellen stratigraphischen Abfolge des Wr. Beckens (TOLLMANN, 1985) ist das Fehlen bestimmter Schichtglieder im Untersuchungsgebiet erkennbar.

Durch ein System von Staffelbrüchen werden die neogenen Kalke, Kalksandsteine und Dolomite des Baden und Sarmat deutlich gegenüber den Sanden und Tonmergeln des Pont abgesetzt.

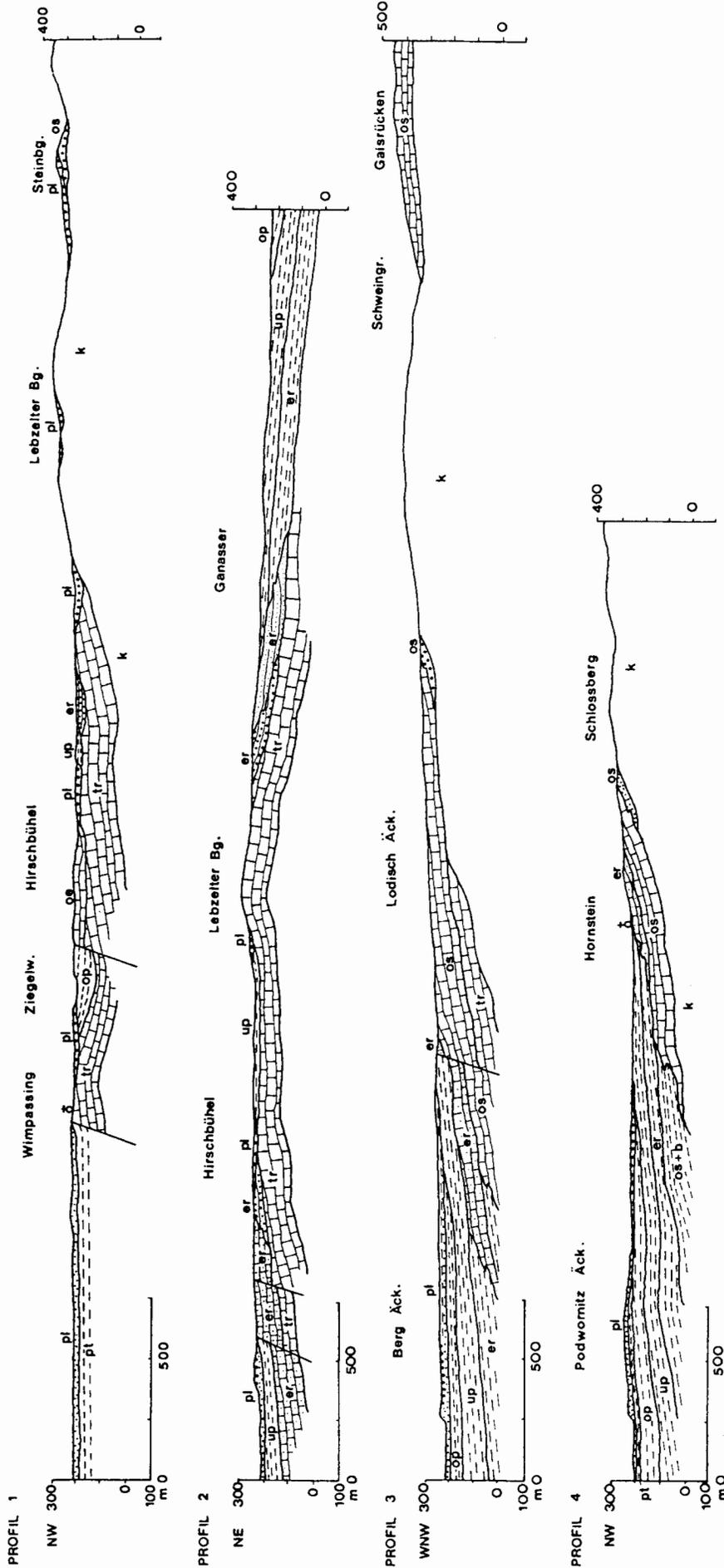
Nachträglich wurden die beiden letzteren im Pleistozän in der Bucht von Hornstein zu einer Terrassenlandschaft umgestaltet.

Die Begrenzung gegen das Leithatal bildet eine Erosionskante, welche durch Umlagerung von Löß und Feinsand stark verschliffen wurde und die Hänge verflacht hat (PIRKL & SCHMID, 1979).

Die tieferliegenden Schotterkuppen und Fluren längs der Leitha sind dem Jungpleistozän zuzuordnen (SOHS, 1963). Schwemmkegel der Bäche sowie tiefliegende

Abb. 2 (rechts): Geologische Profile durch das Arbeitsgebiet (umgezeichnet nach SOHS, 1963).

Fig. 2 (right): Geological profiles in the investigated area (redrawn from SOHS, 1963).



- Mergel
- Sand
- Sandstein
- Schotter
- Konglomerat
- Kalk

- detritärer Leithalk
- Kristallin
- Pleistozän
- Pont
- Oberpannon
- Unterpannon

- er Elphidium reginum Zone; Untersarmat
- b, os Bolivinen -, Obere Sandschalarzone; Mittleres Baden
- oe Obereozän
- tr Semmeringtrias
- k Kristallin
- / Störung

Akkumulationsflächen sind dann holozänen Alters und beenden den Sedimentationsablauf.

4. Sedimentpetrologische Untersuchungsmethoden

4.1. Geländetätigkeit

Unter Berücksichtigung der environmentspezifischen Fragestellung wurde die Geländetätigkeit auf die sedimentologische Aufnahme und Beprobung bereits vorhandener Geländeaufschlüsse sowie die Probennahme mittels Sondiernadel an 5 ausgewählten Bohrpunkten beschränkt.

Die in Abb. 1 rot dargestellten Aufschlüsse wurden eingehend beprobt und sind neben den geländemäßig erfaßten unbeprobten Aufschlüssen (gelb) sowie den Bohrpunkten (grün) eingezeichnet.

Nach Abklärung der Eigentumsverhältnisse und Genehmigung durch die Grundeigentümer wurden in den entsprechenden Aufschlüssen insgesamt 109 Proben gezogen, von denen 95 aus Sandgruben bzw. natürlichen Geländeaufschlüssen stammen. Die restlichen 14 Proben entstammen den Bohrpunkten, wobei deren maximal erreichte Teufen nur knapp 4m überschreiten. Die Lage, die Art der Aufschlüsse sowie die Eigentumsverhältnisse der beprobten Aufschlüsse werden in meiner Diplomarbeit (HAAS, 1993 b) beschrieben. Alle Aufschlüsse finden sich auf ÖK Blatt 77, Eisenstadt (1986).

Die in Form geologischer Vertikalprofile dargestellten Aufschlüsse wurden bezüglich ihrer sedimentären Strukturen, der Farbgebung sowie auf Grund des Sedimentinhaltes wie Konkretionen, Fe/Mn-reichen Horizonten, Feinsandlinsen etc. und des offensichtlichen biogenen Inhaltes (z.B. Ophiomorpha) unterschieden und in Horizonte bestimmter Mächtigkeiten gegliedert. Neben den Messungen des Schichteinfallens ungestörter Sedimentfolgen wurden zur Feststellung eventueller tektonischer Einflüsse auch kleine Brüche in den Aufschlüssen berücksichtigt.

Die im Labor durchgeführte Korngrößenanalyse sowie die Farbbestimmung mittels „rock colour chart“ an den getrockneten und gemahlten Proben wurde bei der zeichnerischen Darstellung der Profile berücksichtigt.

4.2. Granulometrie

Die Korngrößenbestimmung erfolgte durch Siebung nach DIN 51033 sowie durch Norm-Siebung nach ASTM (American Standard Mesh).

Die Siebsätze nach ASTM bieten eine engere Abstufung der Korngrößenklassen, was in weiterer Folge z.B. genauere Aussagen zu environmentspezifischen Fragestellungen zuläßt. Als Kornklassengrenzen wurden gewählt: 8mm (-3 Phi), 4mm (-2 Phi), 2,8mm (-1,5 Phi),

2mm (-1 Phi), 1,4mm (-0,5 Phi), 1mm (0 Phi), 0,71mm (0,5 Phi), 0,5mm (1 Phi), 0,355mm (1,5 Phi), 0,25mm (2 Phi), 0,18mm (2,5 Phi), 0,125mm (3 Phi), 0,09mm (3,5 Phi), 0,063mm (4 Phi), 0,032mm (5 Phi). Nach der Naßsiebung wurden die Feinkornklassen < 32 µ bei allen Proben mittels Sedigraph zusätzlich bis mindestens 0,25 µ analysiert.

Die Sedimentbenennung erfolgte mittels des Benennungsdreieckes (Sand-Silt-Ton) nach FÜCHTBAUER (1959) und MÜLLER (1961). Bei einem Anteil des Silt- und Tongehaltes von weniger als 50% wurde das Benennungsdreieck Kies-Sand-Silt+Ton verwendet. Die Korngrößenbestimmung erfolgte nach DIN 4022. Der **Rundungsgrad** der Sande wurde mikroskopisch an sechs Siebfractionen im Sandbereich ermittelt (0,063mm - 0,09mm; 0,125mm - 0,18mm; 0,25mm - 0,355mm; 0,5mm - 0,71mm; 1mm - 1,4mm; 1,4mm - 2mm). Die Bestimmung erfolgte nach den Rundungsklassen von POWERS (1953).

Arithmetisches Mittel (mean)

$$\bar{x} = \frac{(q_1 x_1 + \dots + q_n x_n)}{100}$$

Standardabweichung (standard deviation)

$$\sigma = \sqrt{\frac{q_1 (x_1 - \bar{x})^2 + \dots + q_n (x_n - \bar{x})^2}{100}}$$

Momentkoeffizient der Schiefe (skewness)

$$\alpha_3 = \frac{[q_1 (x_1 - \bar{x})^3 + \dots + q_n (x_n - \bar{x})^3]}{100 \sigma^3}$$

x... Kornklassenmittelpunkt in Phi - Einheiten

q prozentuelle Häufigkeit in der Kornklasse

Die Bestimmung der **deskriptiven Korngrößenparameter** erfolgte unter Anwendung der „Momentstatistik“. Diese wird errechnet unter Einbeziehung der Anteile aller Korngrößenfraktionen (MARSAL, 1967), wodurch die Ergebnisse repräsentativer sind als bei der Anwendung graphischer Methoden, die ihre Aussagen auf nur wenige Bezugsgrößen aus der Summenlinie beziehen.

Die Klassifizierung der Sedimente nach der *Sortierung* erfolgte nach FRIEDMAN (1962) aus den Werten der Standardabweichung.

Zur Faziesinterpretation fossiler Sande eignet sich am besten die *Schiefe*, da sie sehr empfindlich auf fazielle Veränderungen reagiert.

Charakterisiert man innerhalb der Küstenzone die Bereiche „Swash“, „Berm“ und „Dune“, so ergeben sich für ersteren charakteristische Schiefewerte von < 1 Phi, für die „Berm“- Sedimente Werte um ca. 1 Phi und deutlich > 1 Phi für Dünenablagerungen. Der

Schelfbereich zeigt generell negative Schiefewerte, während der Kontinentalhang wiederum positive Werte aufweist (FRIEDMAN, 1979).

Der Großteil der Proben zeigt Schiefekoeffizienten um ca. 1 Phi, wodurch Ablagerungsbedingungen im Küsten- und Küstennahbereich dokumentiert werden.

Durch die Parameterkorrelation von Mittelwert gegen Schiefe lassen sich zwei Gruppen innerhalb der korrelierten Sande differenzieren: Der *Mittelwert* der Sande aus den Aufschlüssen A und F zeigt deutlich niedrigere Werte und charakterisiert somit eine grobkörnigere Entwicklung im Gegensatz zu den Proben der Aufschlüsse C, D, E und B1–B5, welche Mittelwerte bis über 8 Phi haben und somit wesentlich feinkörniger sind.

In der Parameterkorrelation Sortierung gegen Mittelwert läßt sich dieser Trend ebenfalls beobachten.

Eine räumliche Trennung von zwei sedimentären Entwicklungsstadien ist damit evident. Als Ursache für die durchwegs schlechte Sortierung und die „Schiefen“-Entwicklung der Sande kommen Transport- und Ablagerungsmechanismen in Frage, welche auf Grund unterschiedlicher energetischer Verhältnisse im Ablagerungsraum auftraten.

CM - Norm

Die CM-Norm nach PASSEGA (1957, 1964) ist eine weitere graphische Methode, um Verknüpfungen zwischen bestimmten Kornverteilungen und dem Ablagerungsmilieu herstellen zu können. Im sogenannten CM-Diagramm wird der grobe 1% Wert C mit dem 50% Wert M (Median) korreliert. Dadurch können verschiedene Bereiche abgegrenzt werden, die, von rezenten Ablagerungsräumen abgeleitet, eine Zuordnung zum Sedimentationsmilieu und zur Transportart ermöglichen.

PASSEGA (1964) unterscheidet die Bereiche N–O–P–Q–R–S–T, welche jeweils einer bestimmten Transportart entsprechen:

- N... rolling transport
- O... rolling - rolling and suspension transport
- P... rolling and suspension transport
- Q... suspension and rolling transport
- R... graded suspension transport
- S... uniform suspension transport
- T... pelagic suspension transport

Eine spätere Erweiterung des CM-Diagrammes in neun Klassen (PASSEGA & BYRAMJEE, 1969) erleichtert mit den ausgewiesenen Feldern die Zuordnung zu bestimmten Sedimentationsbereichen. Dies vor allem deshalb, weil nicht die Lage der Einzelprobe im Diagramm dafür maßgebend ist, sondern die Positionen aller Projektionspunkte und das dabei gebildete Verteilungsmuster für sedimentologische Beurteilungen herangezogen werden.

Die bei den jeweiligen Aufschlüssen besprochenen Proben im CM-Diagramm werden, sofern ein charakteristisches Verteilungsmuster der einzelnen Projektionspunkte vorliegt, dunkel schraffiert und der von PASSEGA (1957) vorgegebenen Form des Feldes rezenter Küstenablagerungen Floridas gegenübergestellt (strichliertes Feld).

Einteilung des CM-Diagrammes in neun Klassen

- | | |
|-----------------------|--|
| I, II, III, IX | C > 1 |
| | vorwiegend rollender Transport der Körner; wenig Suspensionssedimentation oder eine geringe Transportweite sind charakteristisch für diese Bereiche. |
| IV, V, VI, VII | C < 1 |
| | vorwiegend Suspensionstransport; rollend transportierte Körner < 1mm können vorhanden sein. |
| IV, V, VI | Transport in gradierter Suspension |
| IV... | hochenergetischer Bereich (high turbulence) |
| V... | mittlerer Energiebereich (moderate turbulence) |
| VI... | niedrigenergetischer Bereich (low turbulence) |
| VII | Transport in homogener Suspension |
| VIII | Transport in homogener und pelagischer Suspension |

Faziesanalyse nach VISHNER (1969)

Durch die Darstellung der Kornsummenkurve im Wahrscheinlichkeitsnetz lassen sich Sande als Mischung von meist drei lognormalen Verteilungen beschreiben. Jede Verteilung wird durch eine Gerade dargestellt, welche einer bestimmten Transportart und Sedimentationsart entspricht.

VISHNER (1969) unterscheidet demnach drei Transportarten:

- schwebender Transport Suspension
- springender Transport Saltation
- rollender Transport Traction, surface creep, rolling

Diese vereinfachte Darstellungsart einer Kornsummenkurve ermöglicht letztendlich eine gute Vergleichsmöglichkeit von Kurven aus rezenten Sedimenten mit jenen aus fossilen Ablagerungen. Eine fazielle Abgrenzung auch von eng angrenzenden Sedimentationsbereichen wird dadurch ermöglicht, wobei einschränkend hinzuzufügen ist, daß manche Kurventypen durch weitgehend idente Ausbildungen Interpretationen von bestimmten Sedimentationsmilieus erschweren bzw. auch unmöglich machen können.

Die im Untersuchungsgebiet Hornstein/Wimpasing auftretenden Sedimente sind vor allem dem Küstenbereich beziehungsweise einem marin - fluviatil beeinflussten Deltaenvironment zuzuordnen.

REINSON (1984) gliedert die Küste in den Vorstrand (shoreface) mit der flach abfallenden Seichtwasserzone (shoaling zone), der Brecherzone (breakerzone) und der Brandungszone (surf zone) sowie den nassen Strand

(foreshore) mit der Spritzwasserzone (swash zone) und den trockenen Strand (backshore).

Die Sedimente des Vorstrandes zeichnen sich durch eine eher sandige Entwicklung mit häufig auftretenden Lebensspuren von Skolithos aus, während die beckenwärts gelegenen Sedimente des offshore Bereiches wesentlich feiner sind (muddy substrate).

Die Spritzwasserzone (swash zone), die Brandungszone (surf zone) und die Brecherzone (breaker zone) unterscheiden sich durch ihre verschiedenen Energieverhältnisse im Bewegtwasserbereich sowie durch die daraus resultierenden Unterschiede in der Korngrößenverteilung und Sortierung. VISHNER (1969) konnte, wie bereits erwähnt, mittels Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz diese drei Zonen trennen, wobei die Spritzwasserzone zwei charakteristische Subpopulationen vorweist, welche auf das Auflaufen (swash) und Rücklaufen (backwash) gebrochener Wellen im Strandbereich zurückzuführen sind.

Weitere Beispiele für environmentspezifische Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz sind in der entsprechenden Arbeit von VISHNER (1969) zu finden und wurden bei der Auswertung der hier besprochenen Kornsummenkurven zu Vergleichszwecken herangezogen.

4.3. Leicht- und Schwermineralanalyse

Der **Leichtmineralanteil** wurde an 36 ausgewählten Proben mit Hilfe der Röntgendiffraktometrie (XRD) ermittelt (analytische Daten siehe Diplomarbeit: HAAS, 1993 b).

Prinzipiell setzt sich der Leichtmineralanteil der Sande aus Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas sowie Calcit, Ankerit, Dolomit und Tonmineralen in stark wechselnden Mengenanteilen zusammen.

Schwermineralanteile wurden an 49 Proben aus den Aufschlüssen A, F, C, D, E sowie den Bohrungen B1, B2, B3, B4 und B5 bestimmt. Die Analysen erfolgten an Streupräparaten der Fraktionen 63, 90 und 125 µ. Die Untersuchungen wurden einerseits aus rohstoffwirtschaftlichen Gründen (HAAS, 1993 a), andererseits zur Bestimmung des Liefergebietes, der Schüttrichtung und des Ablagerungsmilieus der Sedimente und, darüberhinaus, auch zur faziellen Abgrenzung einzelner Teilgebiete vorgenommen.

4.4. Biogener Inhalt, Biogene Sedimentstrukturen

Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten paläontologischen Untersuchungen beschränken sich auf Beobachtungen biogener Erscheinungsformen in den Aufschlüssen sowie auf dünnschliffanalytische Untersuchungen der karbonatisch zementierten Horizonte im Aufschluß F. Eine systematische Analyse des Biogehaltes wurde jedoch nicht durchgeführt.

Aus den Liegendbereichen des Aufschlusses E wurde ein verstärktes Auftreten mariner Lebensspuren vom Typ Ophiomorpha beobachtet.

Diese zur Skolithos Ichnofazies zählenden vagilen bis halbsessilen Suspensionsfresser treten in relativ hochenergetischen Wellen- und Strömungsbereichen auf (FREY et al., 1978). Abrupte Wechsel bezüglich der Sedimentationsrate, der Erosion sowie der Aufarbeitung des Sedimentes sind häufig. Derartige Bedingungen treten vor allem im Bereich des nassen Strandes (foreshore) und des Vorstrandes (shoreface) sowie in gezeitenbeeinflussten Deltabereichen und Ästuaren auf. Sedimentäre Strukturen von feinen parallelen bis subparallelen Laminae, welche seewärts einfallen, bis zu groß- bis kleindimensionalen trogförmigen Kreuzschichtungen inklusive Rippelstrukturen sind zu beobachten.

Der biogene Inhalt in diesen Küstenbereichen ist auf Grund der starken physikalischen Aufarbeitung der Sedimente sonst allgemein gering. Die Wohnbauten dieser grabenden Organismen geben deshalb wichtige sedimentologische Hinweise.

5. Environmentanalytische Untersuchungsergebnisse

5.1. Trennung der Faziesräume

– mittels Schwermineralspektren

Beilage I verdeutlicht, daß die unmittelbar im Gelände nebeneinander liegenden Aufschlüsse sowohl räumlich wie auch zeitlich nach ihren sedimentologischen Entwicklungen getrennt werden können.

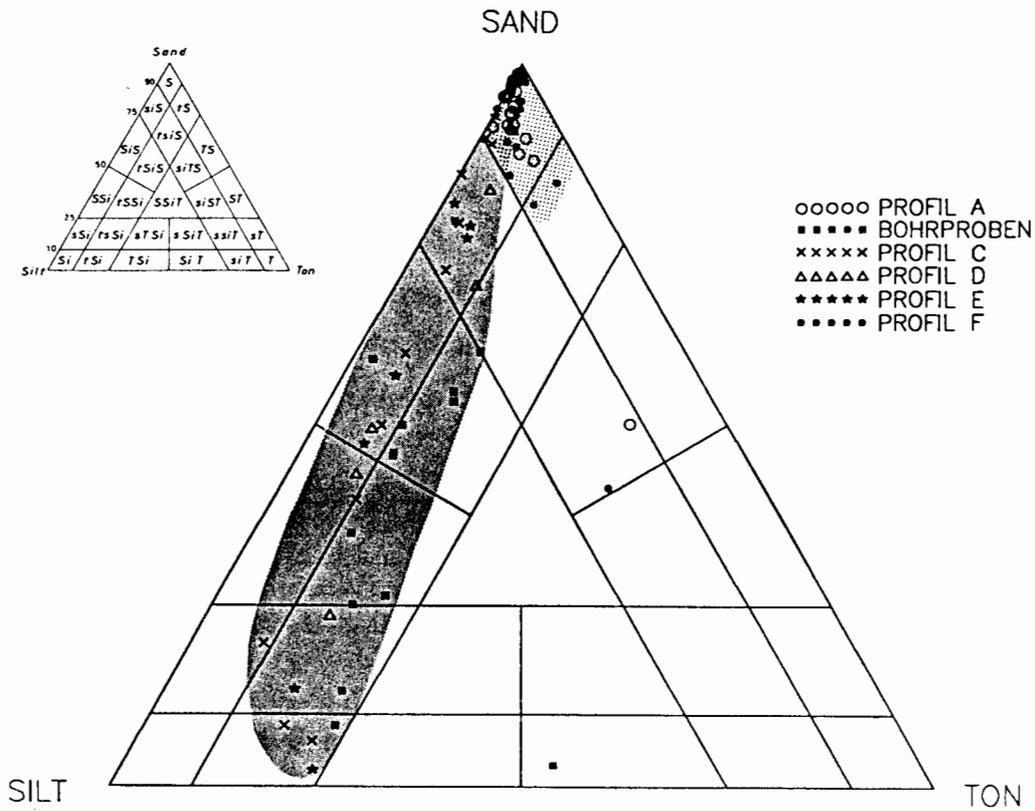
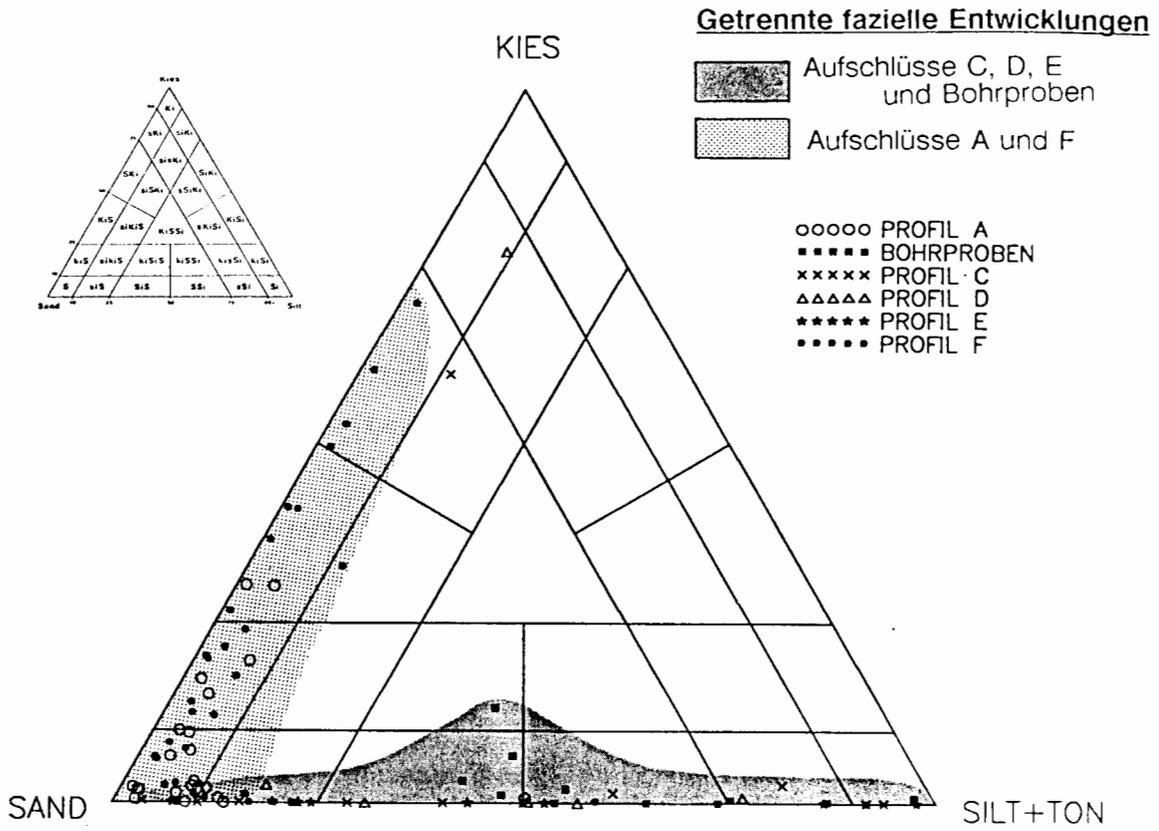
Die Spektren Granat-Turmalin-Rutil (Aufschlüsse A und F) und Granat-Epidot-Hornblende (Aufschlüsse C, D, E sowie die Bohrungen B1–B5)

Abb. 3 (rechts): Proben aus dem Gebiet Hornstein/Wimpassing im Benennungsdreieck Kies/Sand/Silt+Ton (nach FÜCHTBAUER, 1959 und MÜLLER, 1961).

Fig. 3 (right): Samples from the area of Hornstein/Wimpassing in the nomenclature triangle gravel/sand/silt+clay (after FÜCHTBAUER, 1959 und MÜLLER, 1961).

Abb. 4 (rechts): Proben aus dem Gebiet Hornstein/Wimpassing im Benennungsdreieck Sand/Silt/Ton (nach FÜCHTBAUER, 1959 und MÜLLER, 1961).

Fig. 4 (right): Samples from the area of Hornstein/Wimpassing in the nomenclature triangle sand/silt/clay (after FÜCHTBAUER, 1959 und MÜLLER, 1961).



verweisen einerseits auf differenzierte Kristallinbereiche, die als Schüttungs- und Liefergebiet für die Herkunft der Sedimente in Frage kommen, andererseits auf zeit- bzw. erosionsbedingte Unterschiede, die im Ablauf von Verwitterungs- und Transportprozessen wirksam werden können.

Die schwermineralanalytische Trennung dieser beiden ausgewiesenen Faziesräume kann mit letzteren Vorgängen, nämlich daß die Erosion zu unterschiedlichen Zeitpunkten an bestimmten kristallinen Einheiten stärker oder schwächer war, erklärt werden. Bemerkenswert ist das verstärkte Auftreten von Staurolith und Disthen in den Granat-Epidot-Hornblende betonten Spektren sowie ein beachtliches Vorkommen von Sillimanit (bis zu 6% im Aufschluß C). Die bis zu 3% auftretenden Titanitgehalte können einerseits aus den kristallinen Schieferen stammen, andererseits ist eine Herkunft aus sauren-intermediären, magmatischen Gesteinen nicht auszuschließen. Die mikroskopisch häufig beobachtbaren vulkanischen Gesteinsbruchstücke (siehe Tafel 3) sind gleichzeitig als Anzeiger einer lokalen, bereits vollkommen erodierten vulkanischen Einheit anzusehen.

In allen Vertikalprofilen sind keine tendenziellen Änderungen im Schwermineralspektrum zu erkennen, welche auf Grund von verwitterungs- und klimabedingten Ab- und Anreicherungen sowie eventuellen pH-Änderungen während der Diagenese entstehen hätten können.

– mittels Korngrößenverteilung

In den Benennungsdreiecken Kies/Sand/Silt+Ton (Abb. 3) und Sand/Silt/Ton (Abb. 4) nach FÜCHTBAUER (1959) und MÜLLER (1961) ist die fazielle Abgrenzung der sandig-kiesigen vollmarinen Sedimente (Aufschluß A und F) zu den sandig-siltigen Sedimenten des marin beeinflussten Deltaenvironments (Aufschlüsse C, D, E) ersichtlich. Die unterschiedliche sedimentpetrographische Entwicklung der beiden Ablagerungsräume wird hiermit verdeutlicht.

5.2. Wimpassing: AUFSCHLUSS F

(Beilage 3, Abb. 1–4)

Profilbeschreibung

Der Aufschluß F liegt nach der geologischen Karte von SOHS (1963) im Bereich der sarmatischen Elphidium reginum Zone. Der Fund eines Pectinidenbruchstückes läßt jedoch die Möglichkeit offen, die Ablagerungen als dem Baden zugehörig einzustufen (HERRMANN, 1987).

Eine westlich der Bundesstraße verlaufende Störungzone 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 vertikalen Profils erfolgte im mittleren, ungestörten Grubenbereich (Beilage 3, Abb. 1). Das allgemeine Schichteinfallen ist in diesem Abschnitt mit 055/0° gegeben.

Die Sedimente im unmittelbaren Basalbereich (Proben 48, 47, 46, 45, 44, 43, 42) sind teilweise bis vollkommen karbonatisch zementiert (siehe auch Kapitel 6.). Ein 2 m mächtiger, stark sandiger Kalkoolithhorizont setzt sich nach einer geringmächtigen feinsedimentären Kalkschlammeinschaltung bis zum Horizont 45 fort.

Weiter gegen das Hangende ist eine eindeutige Abnahme der oolithischen Entwicklung bei gleichzeitiger Zunahme von Peloiden und Onkoiden zu erkennen. Dem liegt eine Änderung der energetischen Verhältnisse im Ablagerungsraum zu Grunde, wobei die basalen Oolithe ein hochenergetisches Bildungsmilieu im warmen, flachmarinen Küstenbereich benötigen. Das Auftreten von Biogenen und Onkoiden ab Probe 44 spricht für eine Änderung zu ruhigeren Energieverhältnissen im Peritidalbereich der Küste. Die an den Siliciklastika bzw. oolithischen Komponenten durchgeführten dünn- schliffanalytischen Korngrößenuntersuchungen wurden nach einem Überblicksverfahren gewonnen (siehe Kapitel 6.). Das Ergebnis ist eine Fein- bis Mittelsandentwicklung mit der grobschluffigen Einschaltung im Bereich der 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. 2,5m Mächtigkeit.

Danach tritt abermals ein Bereich mehr und weniger stark zementierter Horizonte auf, doch sind im Vergleich zu den basalen Lagen keine Ooide mehr zu beobachten. Auffallend für diesen Abschnitt ist eine massive Anreicherung biogener Schalenreste. Auch konnten in vereinzelt Lagen Lebensspuren von Ophiomorpha festgestellt werden. Die Horizonte 31, 29 und 22 lassen durch ihren erhöhten Kiesanteil kurzfristige Unterbrechungen der gleichförmigen, sandigen Sedimententwicklung erkennen, wobei grobkörnigere Schüttungen aus dem kristallinen Hinterland verantwortlich zu machen sind. In den Sedimentstrukturen

sind lediglich Wechsel von eben laminierten und massigen Sedimentkörpern zu unterscheiden.

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

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). Die stark sandige Kieslage 1 ist vermutlich dem Quartär zuzuordnen.

Parameterverteilung (Beilage 3)

Die Sedimente der Grube F sind generell als feinkörnig zu bezeichnen, wobei erhöhte Kiesanteile ebenso wie erhöhte Ton- und Siltanteile zu größeren Schwankungen im Korngrößenaufbau führen (Tabelle 1).

Die mittlere Korngröße \bar{x} liegt von der Basis bis zum Horizont 29 meist zwischen 1 und 4 Phi. Nach geringmächtigen gröberen (29) und auch feineren (26) Einschaltungen, welche Werte bis zu 6,89 Phi erreichen, kommt es im Hangenden zu einer tendenziellen Korngrößenzunahme bis zu -1,35 Phi und nur vereinzelt auftretenden Schichtpaketen, welche die gleiche mittlere Korngröße von 1 bis 4 Phi zeigen wie jene im Liegenden (12, 11, 10, 9).

Die Sortierung σ unterliegt im liegenden Bereich des Profiles starken Wechseln von „very well sorted“ bis „very poorly sorted“ (Dünnschliffanalyse). Gegen das Hangende nimmt der Sortierungsgrad dann generell ab und ist als „poorly sorted“ bis „very poorly sorted“, fallweise als „extremely poorly sorted“ ausgewiesen. Die Schiefewerte α_3 sind durchwegs „stark positiv“; nur untergeordnet ergeben sich „positive“, „symmetrische“ oder „stark negative“ Einstufungen.

CM-Norm

Ein Vergleich der Punktverteilung mit der vorgegebenen Form des Feldes rezenter Küstenablagerungen – (PASSEGA, 1957) läßt erkennen, daß die Sedimente des Aufschlusses F dem Küstenbereich zuzuordnen sind (Abb. 5).

Die Kiesproben 1 und 15 sowie die sehr schlecht sortierten Proben 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 12, 13, 14, 18, 19, 21, 24, 28, 29, 30, 32, 35, 36, 39, 40 und 41 liegen in den Klassen I und II und sind damit vorwiegend

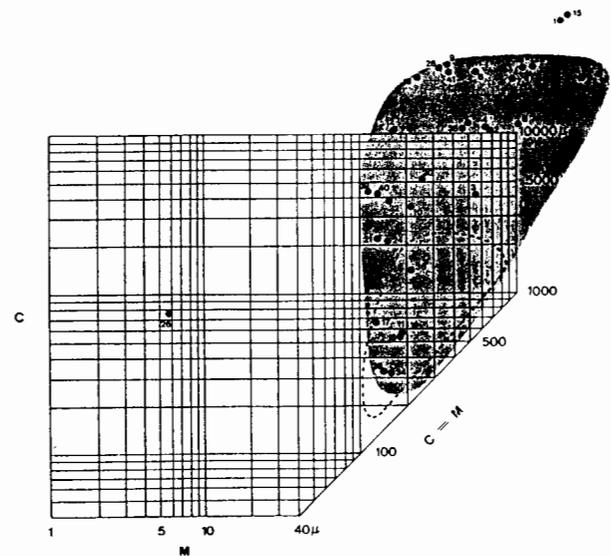


Abb. 5: Verteilungsmuster der Proben des Aufschlusses F (schattiert) im Vergleich zu rezenten Küstensedimenten Floridas (strichliert) im CM-Diagramm (PASSEGA, 1957).

Fig. 5: Distribution-patterns of samples from outcrop F (shaded) compared to recent sediments from the coastal line, Florida (dotted line) in a CM-diagramm (PASSEGA, 1957).

rollend transportiert worden. Gleichzeitig scheinen eine geringe Suspensionssedimentation beziehungsweise eine geringe Transportweite ebenfalls gegeben. 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 siltige, stark tonige Feinsandprobe 26 schließlich charakterisiert durch ihre Lage in Klasse VIII einen Transport in homogener bzw. pelagischer Suspension.

In Abb. 5 sind die dünnchliffanalytisch untersuchten Proben nicht berücksichtigt.

Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz

Um einen gesamtheitlichen Überblick zur environmentalanalytischen Entwicklung des Aufschlusses F zu bekommen werden zuvor noch einige Bemerkungen zu den nur mikroskopisch untersuchten liegenden Horizonten 48, 47, 46, 45, 44, 43, 42 gemacht.

Die kalkoolithischen Gesteine (mit jeweils wechselnden Gehalten an biogenen Skelettfragmenten, Siliciklastika, Peloiden und Onkoiden) entstammen einem hochenergetischen Milieu (46) mit entsprechend geringen Wassertiefen von 2 bis 10m. Das Bildungsmilieu entspricht somit 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 ruhigeren, niederenergetischen Ablagerungsraum zugeordnet werden, wie er häufig hinter subtidalen Barren und Sandbänken beziehungsweise in lagunenähnlichen Milieus mit nur eingeschränkter Fauna auftritt (vereinzelt Auftreten von rotaliiden Foraminiferen; Tafel 1, Tafel 3).

Die Probe 48 ist nicht eindeutig zuzuordnen. Es könnte sich jedoch um einen aufgearbeiteten oolithischen Horizont handeln, welcher durch die Einbringung größerer siliciklastischer Komponenten aus dem Hinterland entsprechend schlechter sortiert ist. Das gehäufte Auftreten der Foraminiferenspezies *Ammonia* gemeinsam mit biogenen Schalenresten und weiter nicht bestimmbareren Foraminiferenarten (45) drückt die Nähe zum Strand aus, da Ammonien vor allem im Spritzwasserbereich auftreten.

Onkoide in den Proben 42, 43 und 44 verweisen schließlich auf ruhigere Bildungsbereiche im Peritidal.

Die sedimentologische Zuordnung der Lockersedimente über Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz erfolgte dann ab Probe 41 (Beilage 3, Abb. 3):

Die Zugehörigkeit der Sedimente zum unmittelbaren Küstenbereich konnte auf diesem Wege durchgehend bestätigt werden.

Sedimente der wellenbeeinflussten Brecherzone (breaker zone - wave zone) (40?, 39, 38, 36, 32, 24?, 21, 19?, 17, 16, 12?, 10, 9, 5?), der Brandungszone (surf zone) und der Spritzwasserzone (swash zone) (11) können damit unterschieden werden. Die schlecht sortierten Sedimente 34, 30, 28 und 8 sind nach ihrer Kurvenausbildung der Brecherzone sehr ähnlich, trotz ihres relativ hohen Anteils an der rollenden Population.

Die Proben 41, 35, 29, 18, 15, 14, 13, 7, 6, 4, 3 und 2 sind den oben genannten Proben zwischengeschaltet und zeigen erhöhte Kiesanteile, wobei eine generelle charakteristische Vergrößerungstendenz gegen das Hangende festgestellt werden kann. Eine fluviatile Beeinflussung des marinen Environments ist nicht ausgeschlossen und damit die Möglichkeit einer Vermischung und Aufarbeitung der Sedimente gegeben. 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 (25) und sind verstärkt Ostracodenführend: Allein aus dieser Situation ist eine Verschiebung der Küstenlinie anzunehmen beziehungsweise eine fazielle Änderung zu einförmigeren brackischen Faunengesellschaften erkennbar.

Bewertung des Schiefekoeffizienten α_3

Die Sedimente der Brecherzone zeigen Schiefewerte meist zwischen 1 und 3 Phi, die der Brandungs- bzw. Spritzwasserzone um 2 Phi. Die Werte der möglicher-

Tabelle 1: Parameterverteilung im Aufschluß F.

Table 1: Distribution of parameter-datas in outcrop F.

Probe	\bar{x}	σ	α_3
F1	-1,11	2,94	0,54
F2	0,42	1,87	1,53
F3	0,91	1,62	3,43
F4	0,45	2,19	1,90
F5	0,75	2,08	2,04
F6	0,40	2,24	-0,82
F7	-0,22	1,91	0,37
F8	-0,51	1,81	0,81
F9	1,32	1,71	-1,17
F10	2,26	1,91	2,86
F11	3,64	3,36	1,99
F12	2,36	2,13	0,76
F13	-0,71	2,31	0,24
F14	-0,89	2,14	1,06
F15	-1,35	2,77	0,74
F16	2,84	1,77	3,55
F17	4,00	3,06	2,00
F18	-0,41	2,58	0,64
F19	1,84	1,97	-0,34
F20	Dünnschliffanalyse		
F21	3,16	1,99	2,52
F22	Dünnschliffanalyse		
F23	Dünnschliffanalyse		
F24	3,22	2,52	1,92
F25	Dünnschliffanalyse		
F26	6,89	4,41	0,06
F27	Dünnschliffanalyse		
F28	0,94	2,35	0,07
F29	-1,21	2,20	1,57
F30	1,50	1,82	0,05
F31	Dünnschliffanalyse		
F32	2,89	2,16	2,10
F33	Dünnschliffanalyse		
F34	1,55	2,28	1,39
F35	1,01	2,11	0,16
F36	2,72	2,20	2,59
F37	Dünnschliffanalyse		
F38	3,06	1,61	3,26
F39	3,25	1,75	2,32
F40	2,89	1,97	2,14
F41	1,06	3,93	0,86
F42-F48	Dünnschliffanalyse		

weise unter fluviatil-marinem Einfluß abgelagerten, kiesigen Sedimente des Hangendbereiches liegen dagegen meist zwischen 0 und 1 Phi.

Die durchwegs positiven Schiefewerte verweisen auf das Vorhandensein bestimmter Feinkornanteile in den Proben. Sie sind damit im Vergleich zu rezenten Sedimenten des unmittelbaren Strandbereiches, die eher negative Schiefewerte zeigen, als „ausgewaschen“ hinsichtlich der feinkörnigen Fraktionsanteile zu beurteilen (FRIEDMAN, 1979). Die aus den Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz erarbeiteten Environmentunterschiede finden jedoch im Schiefewert ihre Bestätigung.

Rundungsgrad

Die Körner der Sande sind meist angular bis subangular und entsprechen somit einem allgemein schlechten Rundungsgrad. Als Ausnahme sind die gut sortierten basalen Sande zu sehen (48, 46, 45, 43, 44), welche nach der Dünnschliffanalyse Rundungsgrade zwischen „subrounded“ und „well rounded“ aufweisen und damit eindeutig einem höherenergetischen Milieu entstammen als die restlichen Sande. Eine leichte Verbesserung der Rundung von „subangular“ zu „subrounded“ kann in größeren, hangenden Horizonten (5, 10, 11, 12) festgestellt werden, wobei es sich um Sedimente aus zunehmend hochenergetischen Küstenbereichen handelt.

Aus den grundsätzlich schlechten Rundungsgraden der Sedimente im Aufschluß F läßt sich ein nur kurzer Transportweg sowie eine rasche Ablagerung vermuten.

Schwermineralverteilung

Die Schwermineralverteilung ist in Beilage 3, Abb. 4 dargestellt. Charakteristisch für diesen Bereich ist das Granat-Turmalin-Rutil dominierte Spektrum sowie die generell hohen Schwermineralgehalte von bis zu 0,3% und die Höhe der Fe-Oxid umkrusteten Komponenten (analytische Daten siehe Diplomarbeit: HAAS, 1993 b).

Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse (Aufschluß F)

Nach den vorliegenden Untersuchungsergebnissen sind die basalen oolithischen Sedimente des Aufschlusses F einem 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, welche durch kurzfristig kiesige Sedimenteinschaltungen beziehungsweise auch durch die

Ausbildung onkoidischer Lagen unterbrochen werden. Das Auftreten von Ophiomorpha ist ein weiteres Merkmal für die generelle Ablagerung im relativ hochenergetischen Wellen- und Strömungsbereich der Küste.

Die Mangan/Eisenkrusten der Horizonte 18 und 14 im Hangenden bilden den Auftakt zu einer sehr schlecht sortierten, größeren Sedimentationseinheit, welche 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 bereits stark veränderte, vulkanische Komponenten mit vereinzelt erkennbarer trachytischer Textur gefunden werden. Ein Zusammenhang mit den von WIESENEDER & ZIRKL (1957) beschriebenen Tuffitlagen am Alpenoststrand (mittleres Miozän) erscheint möglich.

5.3. Wimpassing: AUFSCHLUSS A

(Beilage 2, Abb. 1–2)

Profilbeschreibung

Die östlich der Bundesstraße aufgeschlossenen Sedimente werden von SOHS (1963) dem Sarmat zugeordnet (siehe auch Aufschluß F). Die Lagerung der Schichten entspricht mit $061/10^\circ$ im wesentlichen jenen des Aufschlusses F (Abb. 6).

Die basalen Einheiten (15, 16, 17, 18, 19, 20, 21) bilden einen relativ einheitlichen, mäßig bis schlecht sortierten Fein- bis Mittelsandhorizont, dessen massige Ausbildung nur geringe Anteile von Kies aufweist (21, 20) beziehungsweise eine leichte Gradierung erkennen läßt (16, 17). Der Abschnitt zu Horizont 14 beginnt mit einem Mittelsandhorizont (15), welcher in einen lagigen Wechsel von Feinkies und Mittelsand übergeht und endet mit einer massigen Feinsandlage (13). Mit dem sehr schlecht sortierten, siltigen, stark tonigen Mittelsandhorizont 12 setzt eine generelle Verschlechterung des Sortierungsgrades ein, die auch an den Feinsandlagen 8, 9, 10 und 11 zu bemerken ist. Der Übergang zur grobkörnigeren Hangendentwicklung wird durch ein schmales Kiesband mit Mangan/Eisen-umkrusteten, kiesigen Mittelsanden (7) gebildet. Die kiesigen bis stark kiesigen Mittel- bis Feinsande (1, 3, 5, 6) sind der Hangendentwicklung des Aufschlusses F sehr ähnlich, zumal sie ebenfalls durch Sedimente mit dünnen Mangan/Eiseninkrustierungen (7, 5, 3) eingeleitet werden.

Parameterverteilung

Die *mittlere Korngröße* \bar{x} liegt in den basalen Schichten sehr einheitlich zwischen 1,64 Phi und 2,74 Phi (15, 16, 17, 18, 19, 20, 21), wobei sie im Horizont 14 kurzfristig auf 0,57 Phi ansteigt (Abb. 7, Tabelle 2).

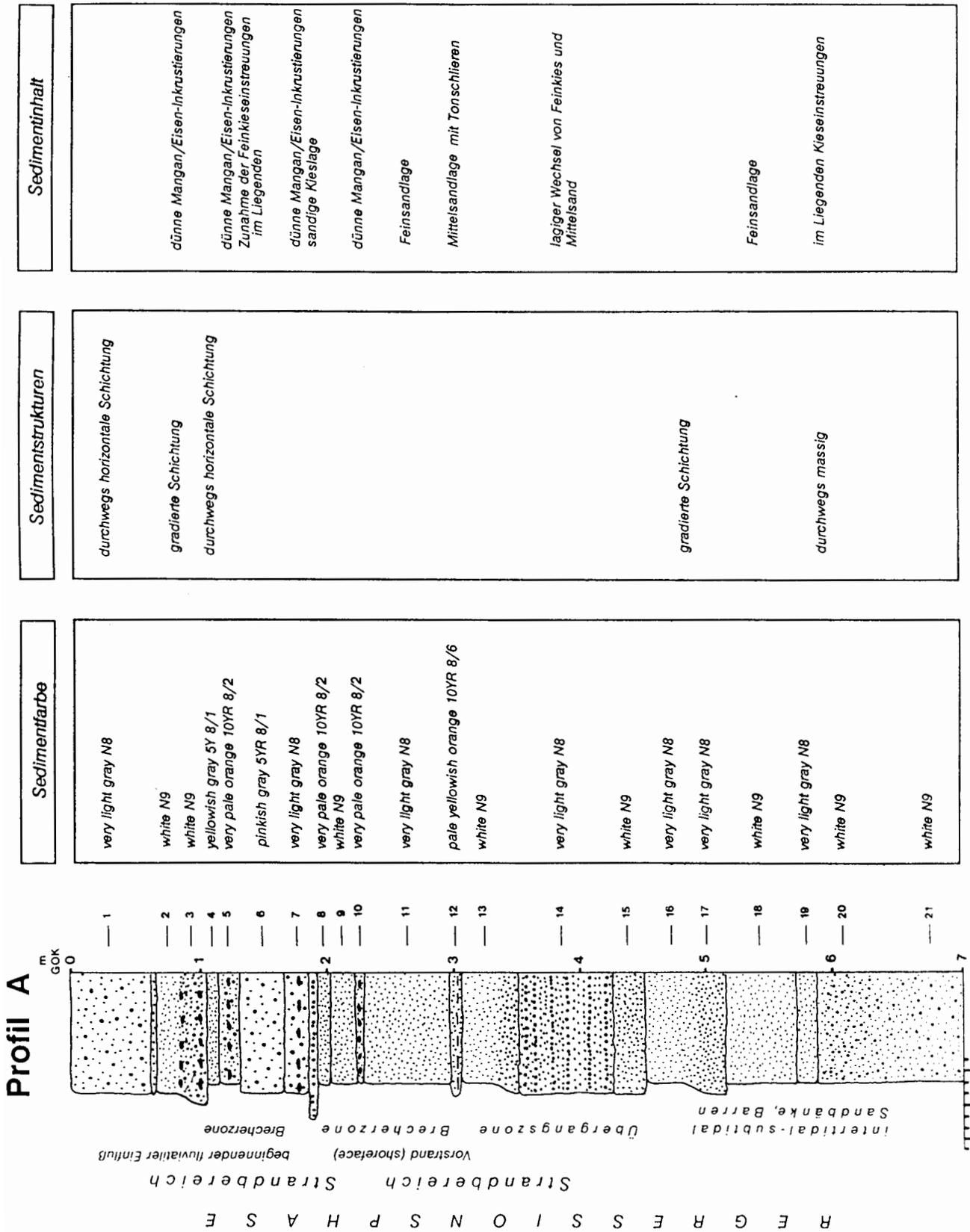


Abb. 6: Lithologische Verhältnisse im Aufschluß A.
 Fig. 6: Lithologic conditions in outcrop A.

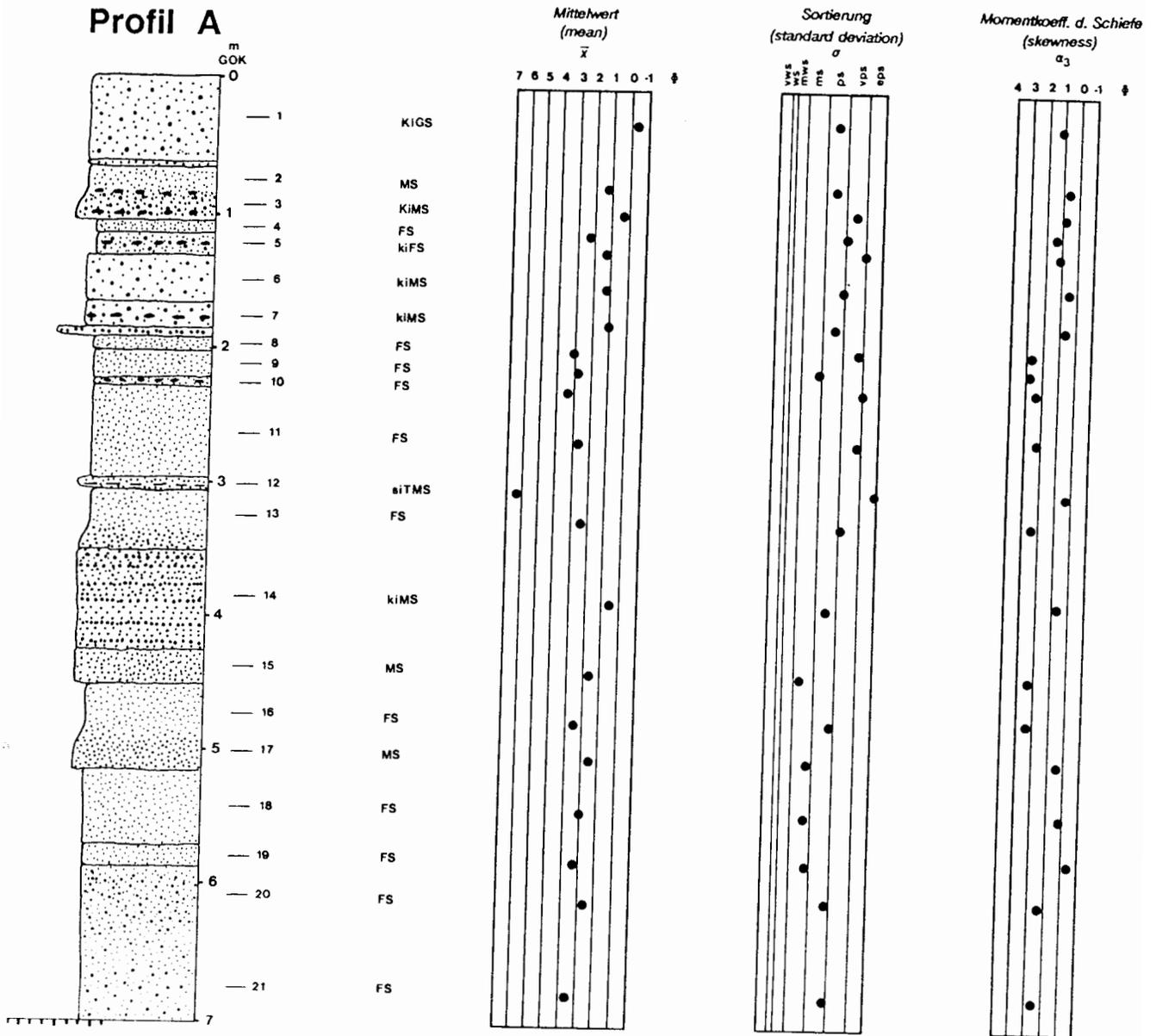


Abb. 7: Sedimentbenennung (nach FÜCHTBAUER, 1959 und MÜLLER, 1961) und Parameterverteilung im Aufschluß A.

Fig. 7: Designation of the sediments (after FÜCHTBAUER, 1959 und MÜLLER, 1961) and distribution of parameter-datas in outcrop A.

Tabelle 2: Parameterverteilung im Aufschluß A.
Table 2: Distribution of parameter-datas in outcrop A.

Probe	\bar{x}	σ	α_3
A1	-0,30	1,70	1,11
A2	1,21	1,68	0,70
A3	0,29	2,25	0,87
A4	2,27	2,03	1,34
A5	1,22	2,61	1,08
A6	1,17	1,99	0,58
A7	1,01	1,74	0,68
A8	3,09	2,52	2,59
A9	2,80	1,35	2,74
A10	3,32	2,66	2,40
A11	2,66	2,51	2,16
A12	6,42	4,98	0,30
A13	2,50	2,10	2,31
A1	0,57	1,69	0,78
A15	1,76	0,94	2,23
A16	2,56	1,87	2,24
A17	1,64	1,19	0,54
A18	2,00	1,16	0,21
A19	2,29	1,20	-0,36
A20	1,81	1,86	1,33
A21	2,74	1,94	1,61

Dem starken Abfall auf 6,42 Phi in Probe 12 folgt eine leichte Steigerung auf Werte um 3 Phi. Erst in den kiesigen Hangendlagen (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7) ist eine deutliche Vergrößerung der mittleren Korngröße auf durchschnittlich 1 Phi zu erkennen, wobei die Maxima bis zu -0,3 Phi erreichen.

Die *Sortierung* σ ist entsprechend der wechselhaften Sedimentausbildung im Liegenden als „moderately sorted“ bis „poorly sorted“ einzustufen. Eine tendenzielle Verschlechterung im Hangendbereich läßt Werte von „poorly sorted“ bis zu „extremely poorly sorted“ erreichen.

Die *Schiefe* α_3 zeigt nach einem kurzfristigen Abfall des Koeffizienten von 1,61 Phi auf bis zu -0,36 Phi im Liegenden einen Anstieg in mittlerer Profilhöhe auf Werte zwischen 2,16 und 2,74 Phi, um schließlich im Hangenden mit Beginn der kiesigen Lagen (ab 7) wiederum auf Werte zwischen 0,58 und 1,34 Phi abzufallen.

CM-Norm

Die Lage der Probenpunkte bildet eine Feldform, die jener der Küstensedimente Ostfloridas (PASSEGA, 1957) gleicht (Abb. 8).

Durch die Darstellung im CM-Diagramm können die vorwiegend rollend transportierten Körner der Klassen

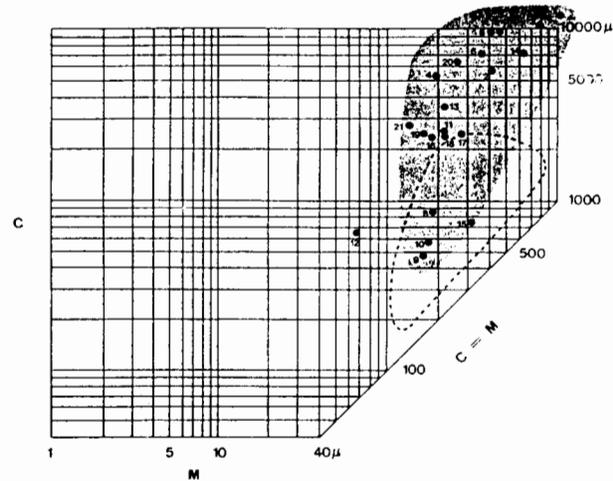


Abb. 8: Verteilungsmuster der Proben des Aufschlusses A (schattiert) im Vergleich zu rezenten Küstensedimenten Floridas (strichliert) im CM-Diagramm (PASSEGA, 1957).

Fig. 8: Distribution-patterns of samples from outcrop A (shaded) compared to recent sediments from the coastal line, Florida (dotted line) in a CM-diagramm (PASSEGA, 1957).

I und II aus dem Liegend- und Hangendbereich milieuspezifisch unterschieden werden (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 11, 13, 14, 16, 17, 18, 19, 20, 21).

In die Klassen IV und V fallen vor allem die in gradiertem Suspension transportierten Proben 8, 9, 10 und 15, womit auf einen Suspensionstransport im mittel- bis hochenergetischen Milieu hingewiesen wird. Die siltige, stark tonige Probe 12 läßt einen Transport in homogener Suspension in einem niederenergetischen Milieu vermuten.

Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz (Beilage 2, Abb. 1)

Die Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz zeigen für die liegenden Fein- bis Mittelsandhorizonte durchwegs ähnliche Kurventypen, welche jenen der Brecherzone ähnlich sind. Eine Übergangszone zu marinen Sandbänken und Barren ist für diese Sedimente wahrscheinlich. Erst die Proben 8, 9, 10 und 11 sind auf Grund ihres geringeren Anteiles an der rollenden Population eindeutig der Brecherzone zuzuordnen. Die darüber liegenden Schichten 7, 6, 4 und 2 sind wiederum größere Entwicklungen und durch die Zunahme der springenden Population ebenfalls in Verbindung mit den Sedimenten der Brecherzone zu sehen. Die Proben 12, 14 und 15 sind nicht eindeutig interpretierbar, wobei jedoch letztere am ehesten mit dem Typ „reworked sands“ verglichen werden kann. Die schlecht sortierten kiesigen Sedimente 1, 3 und 5 im Hangenden

lassen eine fluviatile Beeinflussung aus dem Hinterland nicht ausschließen (vgl. Aufschluß F).

Bewertung des Schiefekoeffizienten α_3 , Rundungsgrad, Schwermineralverteilung

In der Bewertung des Schiefekoeffizienten α_3 wird auf die Beschreibung des Aufschlusses F verwiesen.

Die mikroskopische Bestimmung des Rundungsgrades nach POWERS (1953) ergab, daß die Komponenten „subangular“ bis „subrounded“ mit einem hohen Maß an Sphärizität sind. Dieser Umstand ist letztlich auf Ablagerungsprozesse in der hochenergetischen Brandungs- und Brecherzone zurückzuführen.

Die Schwermineralverteilung (Beilage 2, Abb. 2) entspricht einem Granat–Turmalin–Rutil–Spektrum und ist vergleichbar mit jenem des Aufschlusses F (analytische Daten siehe Diplomarbeit: HAAS, 1993 b).

Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse (Aufschluß A)

Da im Aufschluß A die liegenden oolithischen Schichten nicht aufgeschlossen sind (vgl. Aufschluß F) und ein Großteil der hangenden Entwicklung fehlt, beschränkt sich die fazielle Zuordnung der Sedimente auf den Bereich der Brecherzone beziehungsweise auf den hochenergetischen Küstenbereich.

Trotz eines fallweise leicht erhöhten Kiesanteiles ist der Ablagerungsraum im Aufschluß A sehr einheitlich der strandnahen Brecherzone zuzuordnen, wobei eine fluviatile Einflußnahme in den sehr schlecht sortierten Hangendlagen vermutet werden kann (siehe auch Aufschluß F). Biogene Hinweise auf den Ablagerungsraum wurden in Aufschluß A nicht gefunden, wodurch eine genauere Interpretation des Environments erschwert wird.

5.4. Hornstein: Übersicht zu den Aufschlüssen C, D und E

Die Aufschlüsse C, D und E befinden sich nordwestlich von Hornstein am Abfall der Neogensedimente zu den Leithaalluvionen.

Frühere Überlegungen von SOHS (1963) stellen die Sedimente ins obere Pliozän bis Quartär, während HERRMANN (1987) diese Fossil-leeren Sande eventuell auch dem Baden zuordnen würde. Einige Algenfunde sprechen für diese Annahme.

Aus den sedimentpetrographischen Untersuchungen konnte eine deutliche fazielle Abgrenzung zu den Sedimenten der Aufschlüsse A und F abgeleitet werden, die auf Korngrößenanalytischen, mineralogischen und schwermineralanalytischen Ergebnissen sowie auf sedimentären Strukturentwicklungen basiert. Mangels paläontologischer Untersuchungen ist eine zeitliche Zuordnung nicht möglich.

Die im folgenden besprochenen environmentanalytischen Ergebnisse geben weitere Auskunft zum Bildungsmilieu und dem Ablagerungsraum dieser Sedimente.

5.5. Hornstein: AUFSCHLUSS C

(Beilage 2, Abb. 9–10)

Profilbeschreibung

Der drei Bereiche umfassende Aufschluß (C, C_a, C_b) wurde im zugänglichsten Grubenteil C aufgenommen und beprobt.

Die Sedimente sind hier mit einer Gesamtmächtigkeit von 8m aufgeschlossen, wobei Hangschutt die Probennahme an der Basis des Aufschlusses behinderte. Durch Umlagerung von Löß und Feinsand kam es im Pleistozän zu einer starken Verschleifung der Erosionskante dieses Terrassenabfalls. Das Einfallen der Sedimente im Bereich der ungestörten Schichten liegt zwischen 064/10° und 051/07°.

Die Basis im Aufschluß wird von einem massiven, siltigen Feinsandhorizont gebildet (12), welcher im Hangenden zunehmend toniger wird und schließlich in der Ausbildung einer tonigen Siltlage (11) endet (Abb. 9). Nach gering mächtigen, verbrauchten Feinsand- bis Silteinschaltungen setzt sich der schlecht sortierte siltige Feinsandhorizont (10) fort, um anschließend in einen mäßig sortierten Feinsand überzugehen (9). Die anfänglich leicht gewellte Lamination ändert sich in diesem Bereich zu einer ebenflächigen Laminationentwicklung. Ein cm-breiter Verbraunungshorizont bildet den Übergang zur darüberliegenden Wechselagerung von Sand und Silt, welche in Probe 8 zusammengefaßt wurde.

Der nächste Horizont besteht aus Feinsand (7), der im Hangenden in ein toniges Siltband (6) übergeht. Gleichzeitig verschlechtert sich der Sortierungsgrad von „mäßig sortiert“ auf „sehr schlecht sortiert“. Eine deutliche Änderung des Energieregimes ist in den nachfolgenden, stark siltigen Feinsanden des Horizontes 5 zu erkennen, wo vereinzelt kleindimensionale Kreuzschichtungen im Übergang zu kletternden Rippelbildungen erkennbar sind. Kurzfristig ruhigere Sedimentationsverhältnisse sind im Hangenden durch eine tonige, stark sandige Siltlage (4) ausgewiesen, die den Übergang zu einem Wechselagerungshorizont von Silt und Feinsand im cm-Bereich bildet. Als markanter Horizont, welcher letztendlich auch namensgebend für die Gemeinde ist (1. urkundliche Erwähnung 1271, terra zorm = Hornstein), folgt eine knollige Hornsteinlage, die besonders im Teilbereich C_b des Aufschlusses deutlich hervortritt. Ob es sich hierbei um diagenetische Bildungen, die auf Verdrängungsreaktionen primärer kieseliger Partikel zurückzuführen sind, oder um direkte Ausfällungen aus einem SiO₂-

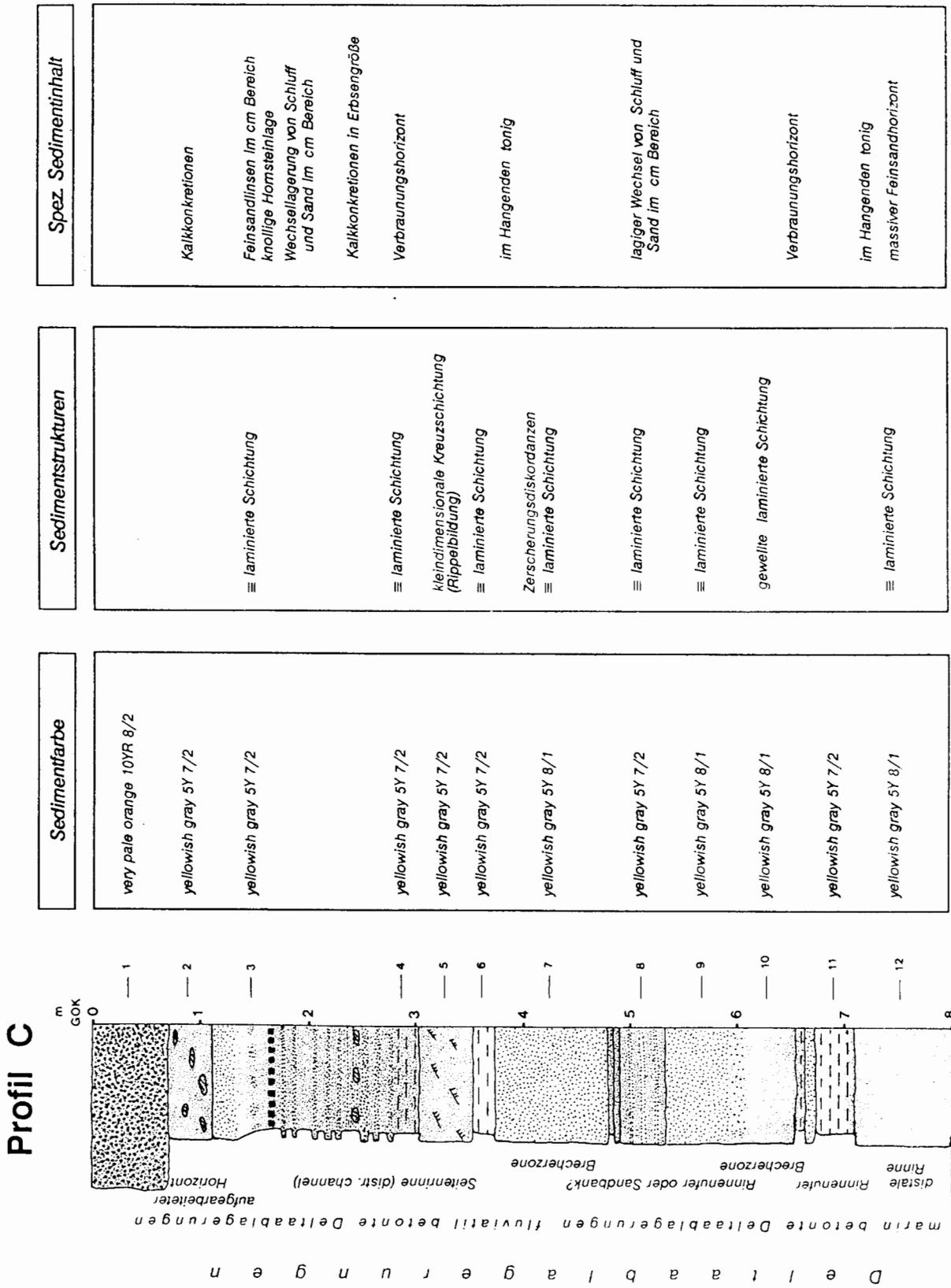


Abb. 9: Lithologische Verhältnisse im Aufschluß C.
 Fig. 9: Lithologic conditions in outcrop C.

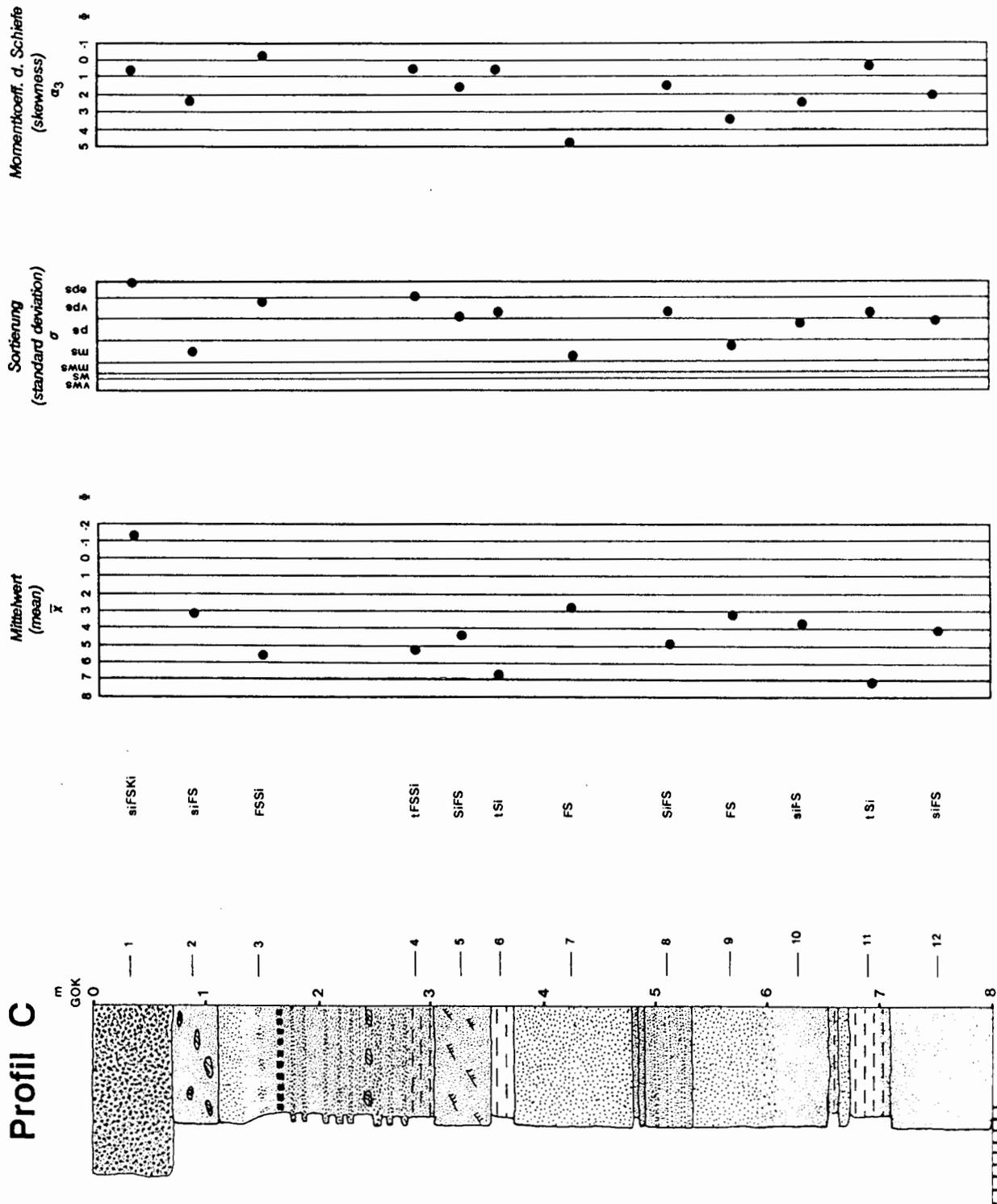


Abb. 10: Sedimentbenennung (nach FÜCHTBAUER, 1959 und MÜLLER, 1961) und Parameterverteilung im Aufschluß C.
 Fig. 10: Designation of sediments (after FÜCHTBAUER, 1959 und MÜLLER, 1961) and distribution of parameter-datas in outcrop C.

übersättigten Meerwasser handelt, ist nicht zu klären. Ein mit Feinsandlinsen durchsetzter Silthorizont (3) vergrößert sich im Hangenden zu siltigem Feinsand (2) mit vereinzelt auftretenden Kalkkonkretionen. Der bodennahe, schlecht sortierte Grobkieshorizont (1) schließt die Entwicklung im Aufschluß C ab.

Parameterverteilung

Die *mittlere Korngröße* \bar{x} schwankt zwischen 3 Phi und 7 Phi und entwickelt keine tendenzielle Vergrößerung oder Verfeinerung innerhalb dieses Aufschlusses (Abb. 10, Tabelle 3).

Tabelle 3: Parameterverteilung im Aufschluß C.
Table 3: Distribution of parameter-datas in outcrop C.

Probe	\bar{x}	σ	α_3
C1	-1,22	4,19	0,73
C2	3,19	1,06	2,33
C3	5,59	2,50	-0,15
C4	5,19	2,62	0,55
C5	4,48	2,07	1,66
C6	6,79	2,19	0,46
C7	2,86	0,92	4,86
C8	4,86	2,19	1,52
C9	3,14	1,28	3,40
C10	3,79	1,80	2,48
C11	7,11	2,21	0,33
C12	4,10	1,96	2,04

Eine Ausnahme bildet die oberste, siltig sandige Grobkieslage mit einem Wert von -1,22 Phi; eine pleistozän-quartäre Lage ist wahrscheinlich.

Die *Sortierung* σ ist auf Grund der wechselhaften Sedimentausbildung ebenfalls stark schwankend. So lassen sich Sedimente von „moderately sorted“ (2, 7, 9) bis „extremely poorly sorted“ unterscheiden, wobei die Feinsande generell besser sortiert sind als die Silte.

Bei der *Schiefe* α_3 ist im Liegenden eine tendenzielle Zunahme von 2,04 Phi auf 3,40 Phi (9) zu bemerken, wobei nach einer kurzfristigen Erhöhung auf 4,86 Phi (7) die auflagernden tonig siltigen Horizonte deutlich geringere Werte von 0,15 bis 1,66 Phi (4, 5, 6) zeigen. Die massive Grobkieslage mit 0,73 Phi unterstreicht die geänderten Sedimentationsentwicklungen.

CM-Norm

Im Gegensatz zu den Aufschlüssen A und F liegen die Probenpunkte der Sandgrube C nur vereinzelt im Feld rezenter Küstensedimente Floridas (PASSEGA, 1957) (2, 7, 9, 10) (Abb. 11).

Der Transport erfolgte hier bevorzugt in gradierter Suspension im mittleren Energiebereich (Klasse V),

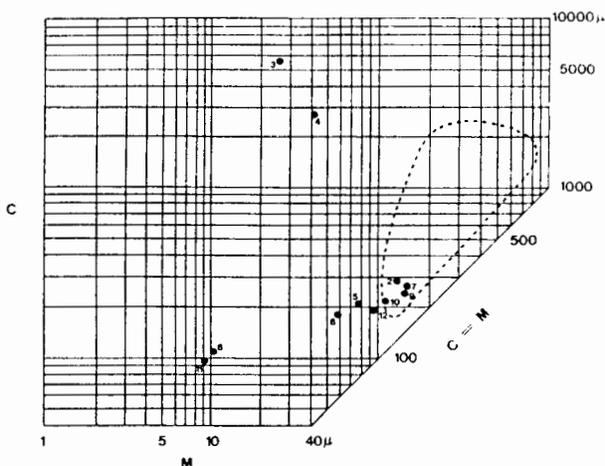


Abb. 11: Proben des Aufschlusses C im Vergleich zum Verteilungsfeld rezenter Küstensedimente Floridas (strichliert) im CM-Diagramm (PASSEGA, 1957).

Fig. 11: Samples from outcrop C compared to a distribution-pattern of recent coastal sediments, Florida (dotted line) in a CM-diagram (PASSEGA, 1957).

auch finden sich Sedimente, welche überwiegend in homogener Suspension (Klasse VII) transportiert wurden (5, 8, 12). Zur Abrundung der durchwegs feinkörnigen Sedimententwicklung zeigen die Proben 6 und 11 kurzfristige Stillwasserperioden, wo der Transport vor allem in homogener und pelagischer Suspension erfolgte. Dieser Entwicklung nicht zugehörend sind die Proben 3 und 4, deren Transport vorwiegend rollend, mit nur wenig Suspensionsanteilen, erfolgte.

Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz

Die fazielle Aussage der Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz unterscheidet sich ebenfalls wesentlich von jener der Aufschlüsse A und F. So dominieren durchwegs Kurventypen, die mit jenen des fluviatil-marin beeinflussten Deltabereiches vergleichbar sind (Beilage 2, Abb. 9) Einige Sedimente dürften aus seewärts gelegenen distalen Seitenrinnen (distributary sands, distributary channel) stammen, wo die Strömung des Flusses bereits stark nachläßt und die Sedimentationsrate folglich stark ansteigt (12, 9, 5). In Horizont 5 erkennt man für diesen Bereich typische Kreuzschichtungen mit häufig zwischengeschalteten kletternden Strömungsrippelhorizonten.

Durch die seitliche Verschiebung und Verlagerung derartiger, oft sehr breiter Seitenarme kommt es zur Ablagerung von tonigen Siltlagen, welche dem Uferbereich (natural levee) dieser Deltarinnen entsprechen beziehungsweise auch als Teil einer dem Deltaseitenarm vorgelagerten Sandbank (distributary mouth bar) angesehen werden können (11, 8?, 6). Probe 8 entspricht



Abb. 12: Kletternde Rippelschichtung in Sedimenten des Aufschlusses C. Die Balkenlänge entspricht 5 cm.

Fig. 12: Climbing ripple-structures in sediments of outcrop C. Scale: 5 cm.

weitgehend diesem Environment. Als Zwischeneinschaltungen finden sich Kurventypen, welche dem wellenbetonten flachmarinen Bereich entsprechen und mit typischen Sandbankablagerungen in Verbindung gebracht werden können (7, 10). Die Horizonte 3 und 4 sind nicht näher bestimmbar. Probe 2 entspricht weitgehend einer aufgearbeiteten Sandlage („reworked sands“).

Bewertung des Schiefekoeffizienten α_3 , Rundungsgrad, Schwermineralverteilung

Die Schiefekoeffizienten stimmen überwiegend mit den Aussagen der Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz überein. Die durchwegs positive Schiefe verweist auf Ablagerungen im fluviatil beeinflussten Milieu, da die feinkörnigen Sedimentanteile nicht vollständig ausgewaschen sind.

Der Rundungsgrad wurde im wesentlichen mit „angular“ bis „subangular“ bestimmt, und ist geringfügig schlechter als jener in den Aufschlüssen A und F.

Die Schwermineralverteilung unterscheidet sich deutlich von jener der Aufschlüsse A und F und entspricht im wesentlichen einem Granat-Epidot betonten Spektrum mit relativ hohen Hornblendegehalten (Beilage 2, Abb. 10). Der Gesamtschwermineralgehalt liegt mit Werten von 0,6 bis 16,4% extrem hoch. Zusätzlich treten große Mengen an Chlorit (fallweise bis zu 33%) auf, welche jedoch nicht zum eigentlichen Schwermineralspektrum gezählt werden (analytische Daten siehe Diplomarbeit: HAAS, 1993 b).

Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse (Aufschluß C)

Die Faziesentwicklung in den Aufschlüssen C und C_B ist mit jener rezenter Deltasedimente vergleichbar. Die wechselhafte Schichtfolge zeigt keine eindeutigen Hinweise auf transgressiv/regressive Meereszyklen, Niedrig- und Hochwasserstände eines Flußsystems oder tektonisch beeinflusste Wasserspiegelschwankungen. Vielmehr ist sie das Ergebnis von lateralen und kurzfristig progressiven Verschiebungen kleinerer Deltasubenvironments.

An der Basis des tiefer aufgeschlossenen Profiles C_B findet man Schrägschichtungssets mit einem Einfallswinkel von 186/20°. Sie lassen sich eventuell mit einem geringmächtigen Deltaforeset vergleichen. Die basalen Schichten des Aufschlusses C gehören nach den Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz dem marginalen Deltaschüttungsbereich (distributary) an, wobei wellenbetonte Ablagerungen (10, 7) eine Verschiebung zu marin beeinflussten Strömungsverhältnissen erkennen lassen. Aus der relativ geringmächtigen Sedimentabfolge und unter Berücksichtigung aller erarbeiteten Daten läßt sich keine grundsätzliche Tendenz erkennen, ob es sich um ein eher marin, fluviatil oder wellenbetontes Deltasystem handelt.

5.6. Hornstein: AUFSCHLUSS D

(Beilage 2, Abb. 5–8)

Aufschluß D war auf Grund starken Bewuchses nur bedingt beprobbar. Die Proben 5 und 6 sind Einzelproben aus dem linken Grubenbereich und wurden nur siebanalytisch untersucht.

Profilbeschreibung, Parameterverteilung, Bewertung des Schiefekoeffizienten α_3 , Rundungsgrad, Schwermineralverteilung

Der basale, stark siltige Sandhorizont 4 ist stark verbraunt und wegen Bewuchses im Hangenden nur als isolierter Horizont innerhalb der Sedimententwicklung zu betrachten. Weiter im Profil, ab 2,3m –GOK, sind ähnliche Sande aufgeschlossen, die von einer tonig, sandigen Siltlage (3) mit Kalkkonkretionen überlagert wer-

den. Die den Abschluß bildende, erosiv aufgelagerte, sandige Kieslage (1) ist wie in Aufschluß C pleistozän-quartären Sedimenten zuzuordnen.

Die *mittlere Korngröße* \bar{x} schwankt mit Ausnahme des Horizontes 1 (-2,32 Phi) zwischen 2,98 und 6,1 Phi (Tabelle 4).

Tabelle 4: Parameterverteilung im Aufschluß D.

Table 4: Distribution of parameter-datas in outcrop D.

Probe	\bar{x}	σ	α_3
D1	-2,32	4,23	1,56
D2	4,26	2,79	1,54
D3	6,10	2,67	0,46
D4	4,88	2,18	1,70
D5	5,15	2,29	1,55
D6	2,98	2,56	1,48

Die *Sortierung* σ der Sedimente ist sehr schlecht bis extrem schlecht und ihre Schiefe α_3 wurde mit Werten um 1,5 Phi ermittelt. Alle Werte und deren Aussage entsprechen jenen der Aufschlüsse C und E, ebenso die Ergebnisse bezüglich des Rundungsgrades und der Schwermineralverteilung (analytische Daten siehe Diplomarbeit: HAAS, 1993 b).

CM-Norm, Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz

Die Sedimente wurden mit Ausnahme der im wesentlichen rollend transportierten Ablagerungen 1 und 6 vorwiegend in Suspension transportiert. Die Probe 2 entstammt dem mittleren Energiebereich, während Probe 5 und 4 dem niederenergetischen Milieu eines gradierten Suspensionstransportes entsprechen. Homogener Suspensionstransport ist für Probe 3 wahrscheinlich (Abb. 13).

Für die basale, möglicherweise über 5m mächtige Feinsandausbildung läßt sich aus den Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz eine Zuordnung zu Fluß- bis Deltasedimenten machen. Probe 4 ist am ehesten dem distalen Deltabereich mit einer wellenbetonten flachmarinen Zone zuzuordnen, während Probe 2 am ehesten dem Kurventyp „reworked sands“ entspricht.

5.7. Hornstein: AUFSCHLUSS E

(Beilage 2, Abb. 3–4)

Profilbeschreibung

Die Sedimente sind mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 9m aufgeschlossen und sind dem selben Deltaenvironment zuzuordnen wie die Ablagerungen des Aufschlusses C. Das Schichteinfallen wurde mit 066/07° bestimmt.

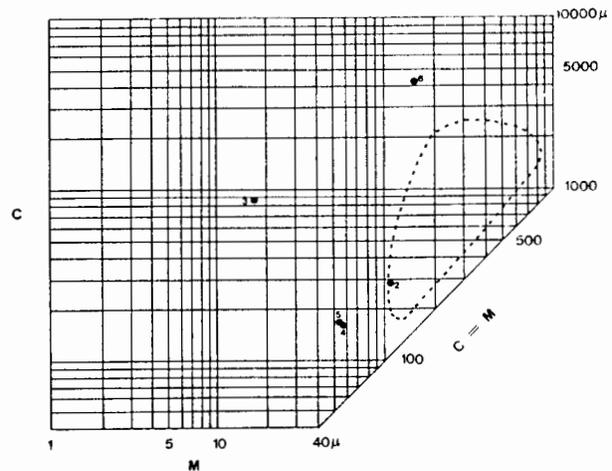


Abb. 13: Proben des Aufschlusses D im CM-Diagramm (PASSEGA, 1957).

Fig. 13: Samples from outcrop D in a CM-diagram (PASSEGA, 1957).

Die basalen, horizontal laminierten Sedimente gehen von einer siltigen (8) in eine stark siltige Feinsandentwicklung über und enthalten kalkkoncretionäre Bildungen in einzelnen tonigen Zwischenlagen (Abb. 14). Im nächstfolgenden schwach schräggeschichteten, ca. 2m mächtigen Feinsandhorizont 6 treten verstärkt Lebensspuren von Ophiomorpha auf. Diese „mäßig sortierten“ Sande nehmen gegen das Hangende (1, 2, 3, 4, 5) in ihrem Sortierungsgrad zusehends ab: Nach dem horizontal laminierten, siltigen Feinsandhorizont (5) beginnt mit einem tonigen Siltband (4) eine rege Wechsellagerung von siltigen, kreuzgeschichteten Feinsand- und tonigen Siltlagen. Zusätzlich ist in Horizont 4 eine knollige Hornsteinlage zu erkennen, welche im nordöstlichen Grubenbereich am deutlichsten zu Tage tritt (vgl. Aufschluß C). Die zwischengeschalteten siltigen Feinsandlagen (2, 3) sind kleindimensional kreuzgeschichtet, auch ist vereinzelt Rippelbildung zu erkennen. Die tonigen Siltlagen sind vergleichsweise horizontal laminiert und zeigen im Hangenden eine ca. 2m mächtige Entwicklung, welche auf Grund eines erhöhten Sandgehaltes sehr schlecht sortiert ist. Allgemein werden im basalen nordöstlichen Teil der Sandgrube wechselnde, sehr flach einfallende Schrägschichtungssets beobachtet (< 1m Mächtigkeit), wobei im mittleren Teil des Aufschlusses die Schichtfolge durch das flach einfallende Schrägschichtungsset (6) diskordant unterbrochen wird.

Parameterverteilung

Die rasch wechselnde Ausbildung der Sedimente bewirkt Schwankungen in der *mittleren Korngröße* \bar{x} zwischen 2,83 Phi und 7,56 Phi (Abb. 15, Tabelle 5).

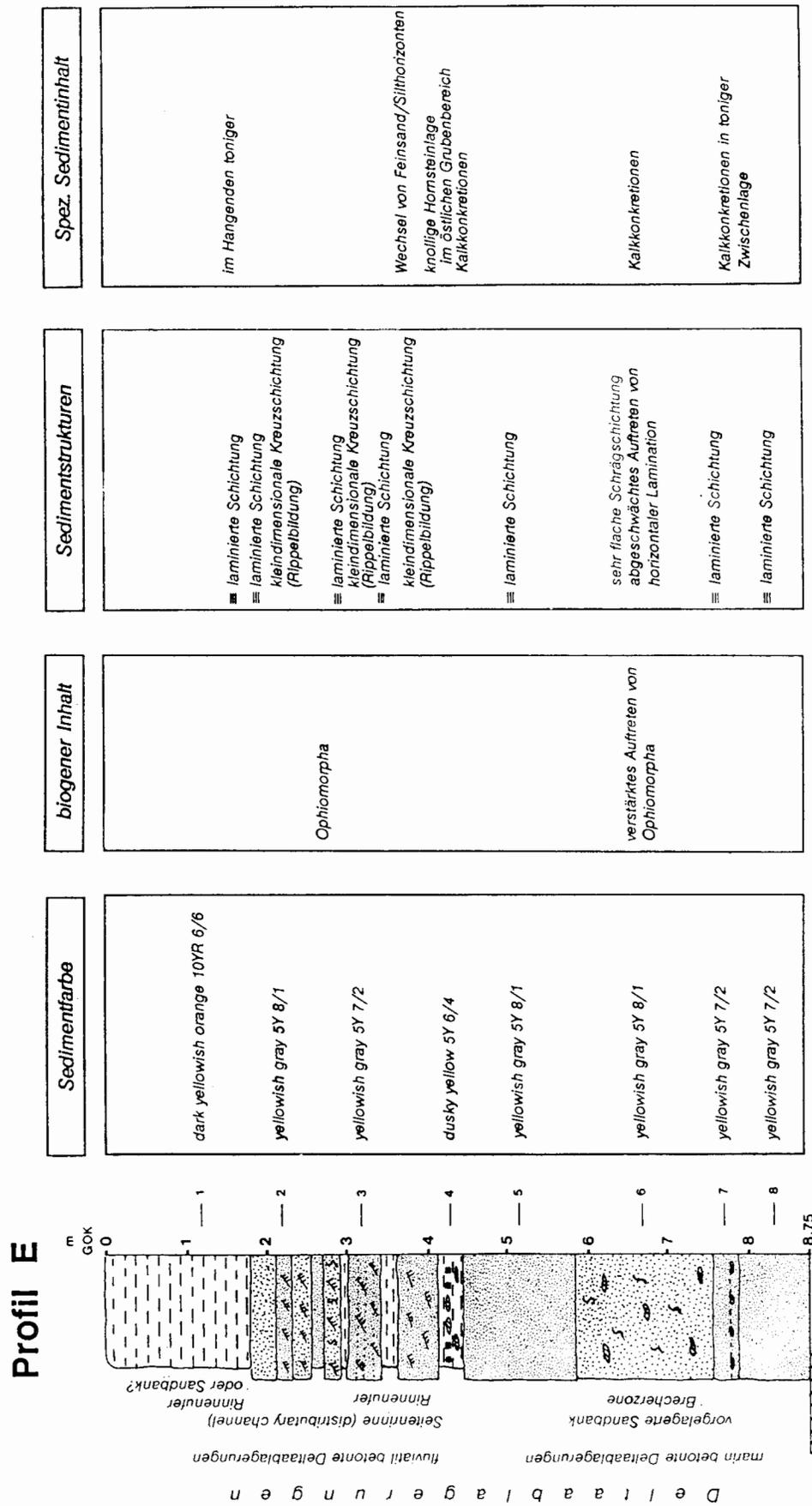


Abb. 14: Lithologische Verhältnisse und biogener Inhalt im Aufschluß E.

Fig. 14: Lithologic conditions and biogenic content in outcrop E.

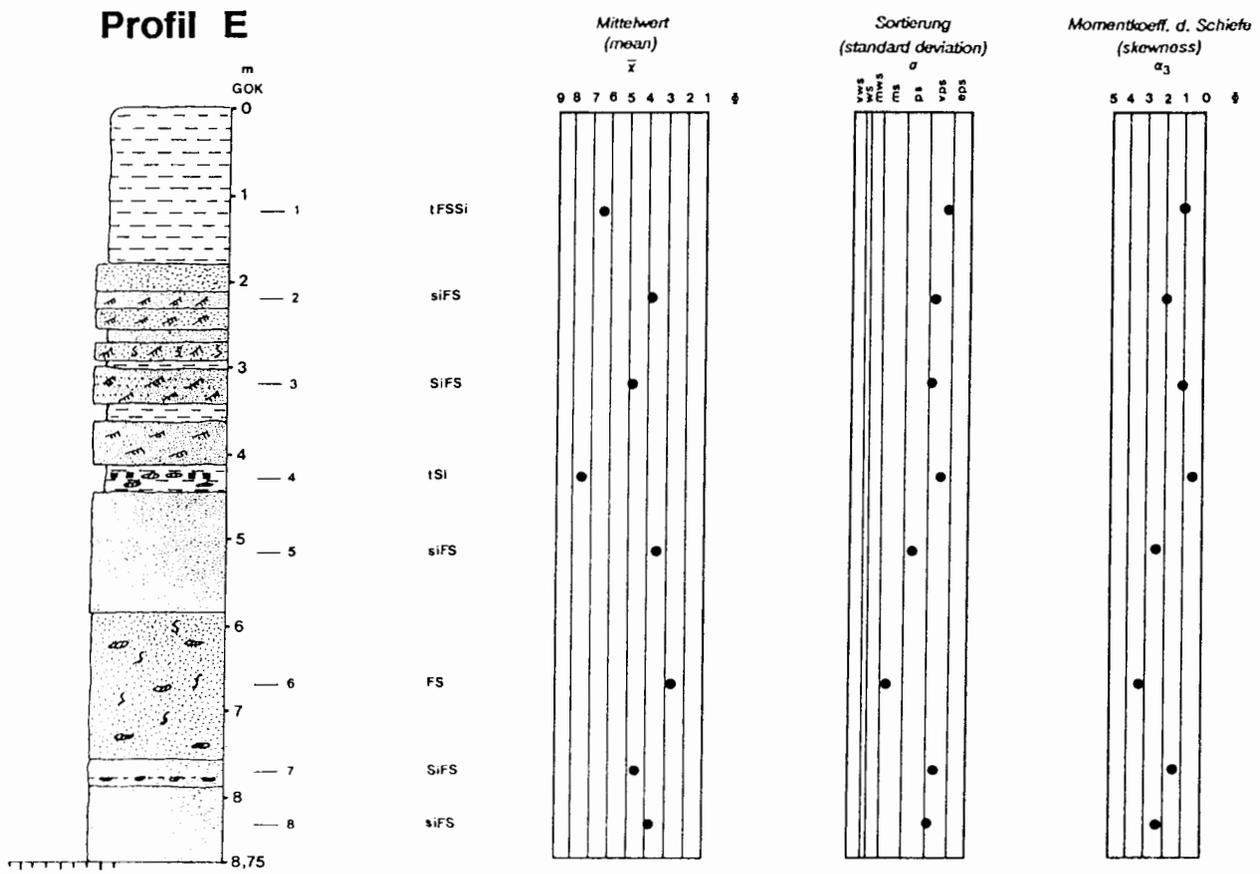


Abb. 15: Sedimentbenennung (nach FÜCHTBAUER, 1959 und MÜLLER, 1961) und Parameterverteilung im Aufschluß E.

Fig. 15: Designation of sediments (after FÜCHTBAUER, 1959 und MÜLLER, 1961) and distribution of parameter-datas in outcrop E.

Tabelle 5: Parameterverteilung im Aufschluß E.

Table 5: Distribution of parameter-datas in outcrop E.

Probe	\bar{x}	σ	α_3
E1	6,29	2,51	1,09
E2	3,97	2,12	2,07
E3	4,93	2,17	1,13
E4	7,56	2,29	0,64
E5	3,45	1,56	2,41
E6	2,83	0,98	3,31
E7	4,62	2,22	1,56
E8	3,93	2,08	2,31

Ab Horizont 6 ist generell eine tendenzielle Abnahme der mittleren Korngröße gegen das Hangende zu beobachten.

Parallel dazu nimmt die *Sortierung* σ von „moderately sorted“ bis „very poorly sorted“ ab, wodurch sich für die feinkörnigen Sedimente ein durchwegs schlechte-

rer Sortierungsgrad ergibt. Die *Schiefe* α_3 nimmt von der Basis mit 2,31 Phi (8) und 1,56 Phi (7) auf 3,31 Phi (6) zu, um im Hangenden auf Werte zwischen 0,64 und 2,07 Phi abzufallen.

CM-Norm

Nach der Darstellung im CM-Diagramm ist für die Proben 5 und 6 eine Ablagerung der Sedimente im unmittelbaren Küstenbereich wahrscheinlich (Abb. 16). Das gilt auch für die unter ruhigeren Bedingungen (nachlassende Strömung?) abgelagerten Horizonte 2 und 8. Der Transport erfolgte im mittleren Energiebereich in gradiert Suspension, während die Sedimente des niederenergetischen Bereichs der Klasse VI entsprechen. Grundsätzlich erfolgte der Transport aller Sedimente des Aufschlusses E in vorwiegend gradiert Suspension, wobei die Proben 3 und 7 eine Ausnahmeentwicklung (Klasse VIII) darstellen.

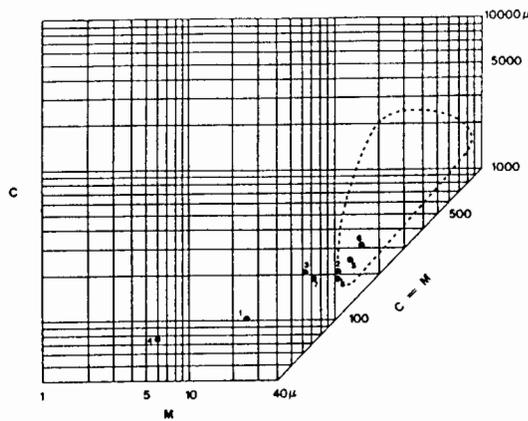


Abb. 16: Proben des Aufschlusses E im Vergleich zum Verteilungsfeld rezenter Küstensedimente Floridas (strichliertes Feld) im CM-Diagramm (PASSEGA, 1957).

Fig. 16: Samples of outcrop E compared to a distribution-pattern of recent coastal sediments, Florida (dotted line) in a CM-diagram (PASSEGA, 1957).

Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz (Beilage 2, Abb. 3)

Die Aussage der Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz entspricht jener im Aufschluß C, wobei eine Deltafazies mit sich überlagernden Sedimenten verschiedener Subenvirons vorliegt (genauere Beschreibung siehe Aufschluß C).

Die basalen Feinsandlagen (5, 6, 7, 8) zeigen Kurventypen eines flachmarinen wellenbetonten Bereiches, wie sie häufig im vorgelagerten Deltaschüttungsbereich (Sandbänke = distributary mouth bar) vorkommen. Flache Schräg- und Horizontalschichtung ist typisch für diesen Bereich (Horizont 6) (TUCKER, 1985), der durch das häufige Auftreten von Ophiomorpha ebenfalls angesprochen wird.

Die Horizonte 1, 2, 3 und 4 lassen sich mit Kurventypen einer Deltarinnenfazies (distributary channel) vergleichen. Die kleindimensionale Kreuzschichtung und Rippelschichtung (2, 3) entstand unter fluviatil beeinflussten Strömungsverhältnissen.

Sie wird zeitweise von feinkörnigen Sedimenten (4) unterbrochen, die dem niederenergetischen Uferbereich (distributary levee) entstammen und durch laterale Verschiebungen der Rinne eine intensive Wechselagerung entwickeln. Der Horizont 1 kann ebenfalls mit diesem Kurventyp in Verbindung gebracht werden, doch ist auch eine abermalige Verlagerung in distale Deltaschüttungsbereiche (distributary mouth bar) nicht auszuschließen.

Bewertung des Schiefekoeffizienten α_3 , Rundungsgrad, Schwermineralverteilung

Die Resultate aus diesen Untersuchungen sind entsprechend jenen des Aufschlusses C. Ergebnisse und Dar-

stellungen der Schwermineralverteilung finden sich in Beilage 2, Abb. 4 (analytische Daten siehe Diplomarbeit: HAAS, 1993 b)

Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse (Aufschluß E)

Im Aufschluß E ist der Übergang von einem marin beeinflussten distalen Deltabereich zu einem fluviatilen Deltarinnenbereich (distributary deltaic channel) zu erkennen.

5.8. Bohrungen

Die eingangs erwähnten Bohrungen wurden insbesondere im Hinblick auf die rohstoffspezifischen Problemstellungen (HAAS, 1993) durchgeführt. Veränderungen an den strukturellen und textuellen Eigenschaften der Sedimente durch die Bohrtätigkeit verminderten generell die Einbringung dieser Daten in die Environmentalanalyse.

Neben der Beurteilung des Schwermineralgehaltes wurde lediglich der Versuch unternommen, die Ergebnisse begleitender Korngrößenanalysen im CM-Diagramm darzustellen (Abb. 17).

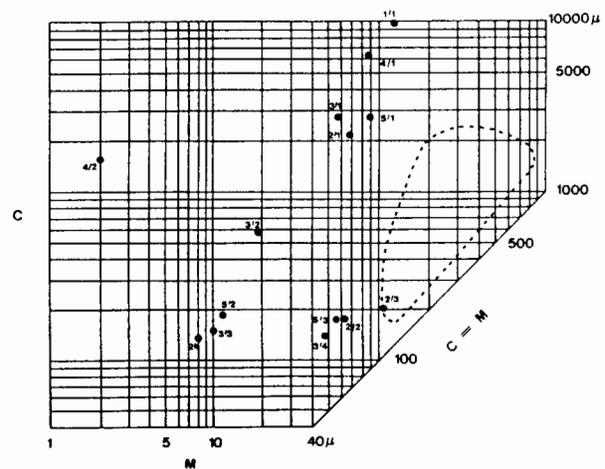


Abb. 17: Proben der Bohrungen im Vergleich zum Verteilungsfeld rezenter Küstensedimente Floridas (strichliertes Feld) im CM-Diagramm (PASSEGA, 1957).

Fig. 17: Drilling-samples compared to a distribution-pattern of recent coastal sediments, Florida (dotted line) in a CM-diagram (PASSEGA, 1957).

Die Verteilungsmuster erbrachten keine eindeutigen Zugehörigkeiten, wengleich vor allem aus hangenden Sedimentbereichen, Ähnlichkeiten zu Küstensedimenten vorliegen. Die liegenden Schichten deuten entweder auf gradierte Suspensionssedimente des mittleren (2/3) und des niedrigen Energiebereiches (5/3, 2/2, 3/4) oder auf homogene (3/2) beziehungsweise pelagische

Suspensionsedimente (2/4, 3/3, 5/2) der Klassen VII und VIII hin.

Die Verteilung der Parameter ist in Tabelle 6 dargestellt.

Tabelle 6: Parameterverteilung in den Bohrungen.

Table 6: Distribution of parameter-datas of drilling-samples.

Probe	\bar{x}	σ	α_3
B1/1	3,62	4,21	0,46
B2/1	5,16	2,95	0,69
B2/2	5,18	2,48	1,24
B2/3	3,85	1,75	2,36
B2/4	7,14	2,49	0,48
B3/1	5,13	2,86	0,52
B3/2	6,22	2,71	0,55
B3/3	6,87	2,50	0,26
B3/4	5,57	2,51	1,27
B4/1	4,13	3,72	0,24
B4/2	8,89	2,15	-1,64
B5/1	4,10	2,50	0,08
B5/2	6,45	2,73	0,35
B5/3	5,28	2,50	1,09

Die *mittlere Korngröße* \bar{x} stellt für alle Bohrungen durchschnittliche Werte um 5 Phi dar.

Die *Sortierung* σ ist sehr schlecht bis extrem schlecht und zeigt in der *Schiefe* α_3 meist positive Werte um 0,5 Phi.

Die Schwermineralverteilung ist wiederum Granat-Epidot betont, wodurch eine Fortsetzung der sedimentären Entwicklung der Aufschlüsse C, D und E auch für das unmittelbare Hinterland, wo die Bohrungen situiert wurden, bestätigt wird (analytische Daten siehe Diplomarbeit: HAAS, 1993 b).

6. Diagenetische Entwicklung – Dünnschliffanalyse

Im Zuge der Geländetätigkeit bzw. der Probennahme zeigte sich, daß die Sedimente in den Grubenaufschlüssen mit zunehmender Teufe verstärkte diagenetische Einwirkungen erkennen lassen und in stark verfestigter bzw. zementierter Form vorliegen.

Diese zweifellos durch den hohen primären Karbonatgehalt der Sedimente gesteuerte Lithifizierung zeigt eine lokal stark unterschiedliche Intensitätsentwicklung, wobei primäre Wegigkeiten für migrierende Lösungen aber auch Kornaufbau, Mineralogie und strukturelle Ausbildung der Sedimente mitbestimmend waren.

Für die gegenständliche Problematik war es wichtig, diesen Entwicklungen nachzugehen und über dünn-

schliffanalytische Methoden den Ablauf und die Auswirkungen frühdiagenetischer Prozesse zu beurteilen. Die untersuchten Proben entstammen alle dem Aufschluß Fund belegen im wesentlichen den Basalbereich der Grube.

Die Dünnschliffpräparate wurden nach der Vorschrift von EVAMY & SHERMAN (1962) (abgewandelt nach DICKINSON, 1965) einer karbonatspezifischen Färbung unterzogen, wodurch die Unterscheidung von Dolomit und Calcit sowie Fe²⁺-führenden und Fe²⁺-freien Karbonaten möglich wurde.

6.1. Kornspezifische Untersuchungsmethoden

Die Korngrößenverteilungen wurden lediglich in einem Überblicksverfahren durch Vermessung von durchschnittlich 150 Komponenten ermittelt, welche in zufälliger Verteilung entlang einer Schnittlinie des Fadenskreuzes auftraten. Zur Untersuchung wurden nur siliciklastische Komponenten herangezogen, da die Korngrößenbestimmung an den teilweise stark diagenetisch veränderten karbonatischen Partikeln zu unkorrekten Ergebnissen geführt hätte. Eine Ausnahme bildet Probe F 46: Hier wurde mangels siliciklastischer Komponenten eine Korngrößenvermessung an Ooiden vorgenommen.

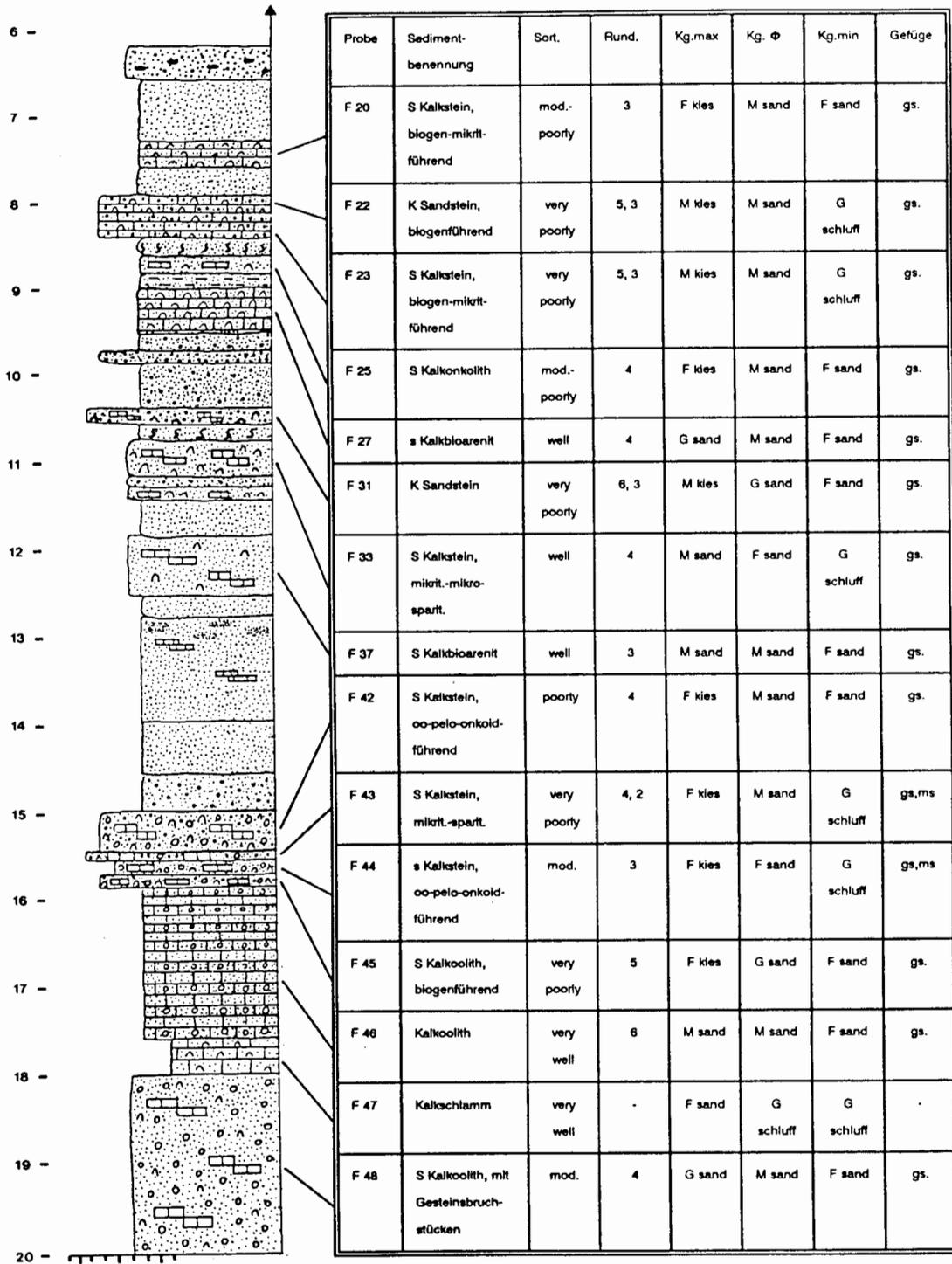
Die kornspezifischen Werte aus dem kalkoolithischen Horizont F 46 können jedoch generell nicht mit jenen der Siliciklastika verglichen werden. Sie dienen jedoch zur Environmentanalyse und werden deshalb in Abb. 19 angeführt. Die Bezeichnung der Sedimente erfolgte nach DIN 4022. Eine sonst übliche Korrektur dünn- und schliffanalytischer Korngrößen nach FRIEDMANN (1958) wurde nicht angewendet. Dieses vereinfachte korngrößenanalytische Verfahren (Labor für Aufschluß und Produktion der ÖMV AG) dient lediglich zur Abschätzung der Korngrößenverhältnisse.

Die **Bestimmung des Sortierungsgrades** der siliciklastischen Komponenten erfolgte visuell nach COMPTON (1962).

Die **Bestimmung des Rundungsgrades** erfolgte ebenfalls nach visuellen Gesichtspunkten nach einem Vorschlag POWERS (1953). Waren in einer Probe unterschiedliche Rundungsgrade an groben und feinen Kornklassen zu erkennen, so wurden sie in Abb. 18 durch eine Doppelzahl (gröbere Fraktion an erster Stelle) angegeben.

Anzumerken ist, daß in einzelnen Proben der Rundungsgrad der Siliciklastika durch randliche korrosive Verdrängungsvorgänge nicht gesamtheitlich beurteilt werden kann. In diesen Fällen wurde der Rundungsgrad nur an ausgesuchten, randlich unveränderten Gemengteilen bestimmt.

Angaben zum Gefüge beziehen sich auf das Verhältnis von Komponenten zur Matrix.



S - stark sandig, s - sandig, K - stark karbonatisch, spartit./mikrospartit. - spartitisch/mikrospartitisch, mikrit. - mikritisiert, mikritföhrend.
 Sort. - Sortierung, very well - sehr gut sortiert, well - gut sortiert, mod. (moderately) - mäßig sortiert, poorty - schlecht sortiert, very poorty - sehr schlecht sortiert.
 Rund. - Rundungsgrad, 6 - well rounded, 5 - rounded, 4 - subrounded, 3 - subangular, 2 - angular, 1 - very angular.
 Kg,max - gröbste Kornfraktion, Kg. Δ - durchschnittlicher Korndurchmesser, Kg,min - feinste Kornfraktion, F - Fein ..., M - Mittel ..., G - Grob.
 gs. - grainsupported (korngestützt), ms. - mudsupported (matrixgestützt).

Abb. 18: Granulometrische Ergebnisse und Benennung der Sedimente aus der Dünnschliffanalyse.
 Fig. 18: Thinnsection-analysis: Granulometric datas and nomenclature of these sediments.

6.2. Sedimentinhalt und Sedimentbenennung

Zur quantitativen Erfassung des mineralogisch-biogenen Sedimentinhaltes unter Berücksichtigung diagenetischer Erscheinungsformen wurden mittels Point-Counter-Verfahren (grain solid Zählung, DUNHAM, 1962; FLÜGEL, 1978) 300 Punkte auf der Schlißfläche berücksichtigt. Es wurden folgende Kategorien unterschieden:

Terrigene Anteile: monokristalliner Quarz, polykristalliner Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas, Hornstein (Chert), metamorphe Gesteinsbruchstücke (überwiegend Quarzit, Gneis, Glimmerschiefer), vulkanische-, tonige-, karbonatische Komponenten und Schwerminerale.

Allocheme Anteile: Biogene (sparitisch verfüllt sowie organogen mikritisiert), Ooide, Peloide, Onkoide, onkoidische Lagen und Glaukonit.

Matrix: Mikrit

Zement: Sparit

Verdrängungen: Dolomit, Chalcedon

Die Sedimentbenennung erfolgte nach dem Benennungsdreieck Sand-Ton-Karbonat von FÜCHTBAUER (1988).

Diese Einteilung erlaubt eine nähere Beschreibung der Sedimente mittels Adjektiva (z.B. „mikritisch“) und Substantiva (z.B. „Kalkoolith“). Dazu Abb. 18.

6.3. Diageneseerscheinungen und Environmentanalyse

Bei den untersuchten Proben handelt es sich meist um stark sandige Kalksteine, welche vom Liegenden zum Hangenden eine deutliche kompositionelle sowie granulometrische Änderung zeigen. Es lassen sich daraus Rückschlüsse auf energetische, fazielle und somit environmentspezifische Wechsel innerhalb dieser Aufschlußsequenz ziehen. Zusätzlich konnte aus der mikroskopischen Beobachtung diagenetischer Erscheinungsformen eine Aussage zur Art des frühdiagenetischen Prozeßablaufes gemacht werden.

Verdrängungen und Zementationserscheinungen

Biogene

Eine der häufigsten diagenetischen Erscheinungen in den Proben ist die Mikritisierung. Endolithische Algen, Pilze oder Bakterien bohren die Oberfläche von Kalkschalen und Ooiden bis zu einer Tiefe von 10–50 mm an und verschmanten diese. Dieser Prozeß vollzieht sich noch am Meeresgrund bzw. in den obersten Sedimentlagen. Nach dem Absterben der mikrobiellen Organismen füllen sich die Röhrenchen mit kryptokristallinem Mg-Calcit. Erneute Bohrungen und Zementation erzeugen letztlich einen im Dünnschliff dunkel erscheinenden, filzigen Saum um die Partikel (Micrite envelope) (Tafel 1, Abb 1–2).

Die Mikritisierung beschränkt sich im wesentlichen auf ruhige, warme Flachmeerbereiche mit kalkübersättigtem Wasser. Die Folge der intensiven mikrobiellen Tätigkeit kann eine vollkommene Mikritisierung der Skelettfragmente sein. Bevorzugt werden Ooide sowie Aragonit- und Mg-Calcit-Biogene angebohrt, weniger aber calcitische, was auf deren geringere Löslichkeit zurückzuführen ist (FÜCHTBAUER, 1988).

Weiters treten Hohlformporen auf, die durch die Auflösung primärer Aragonitschalen entstehen (Tafel 1, Abb 3–4). Ihre Bildung beschränkt sich vor allem auf oberflächennahe, meteorische Environments, wo Porenfluids weitgehend karbonatuntersättigt sind. Eine verstärkte Lösung metastabiler Aragonitschalen bei gleichzeitiger Erhaltung des calcitischen Mikritsaumes ist die Folge.

Dem Hohlformporenstadium folgt eine sparitische Zementierung der Intrapore durch Fe-armen Calcit (rot) (Tafel 1, Abb. 5).

Dolomite

Dolomite (Ankerit/Dolomit) treten in Form von sehr schmalen Säumen um siliciklastische Komponenten, calcitische Biogene und auch entlang von Porenwänden auf (pore lining) (Tafel 1, Abb. 5). Vereinzelt sind auch fleckige Dolomitkristallite zu finden, welche von bereits vollkommen verdrängten Komponenten stammen können. Die Ausbildungsform der Dolomite sowie der Zeitpunkt der Dolomitfällung ist in den untersuchten Proben nicht einheitlich. Zwei Bildungsarten des Dolomit können folglich unterschieden werden:

– Der im Hangendbereich auftretende Dolomit kann als frühdiagenetisches, nahezu syndementäres und möglicherweise evaporitisches Umwandlungsprodukt betrachtet werden. Das Bildungsmilieu frühdiagenetischen Dolomitzementes ist unter anderem der peritidal-evaporitische Bereich der Küste (FLÜGEL, 1978). Die Dolomitentstehung kann hier über eine Reaktionsreihe metastabiler Vorstadien (Aragonit, Mg-Calcit, Ca-Dolomit) erfolgt sein. Vergleichsweise kommt es an rezenten supratidalen Zonen wie der Trucial Coast (Andros) oder in Florida durch den Einfluß von Oberflächenwässern zu einem selektiven Abtransport von Ca aus den Aragonitkomponenten.

Ein Anstieg im Mg/Ca-Verhältnis ist die Folge, und sehr feinkörniger, schlecht geordneter Dolomit wird gebildet. Nach diesem Modell von WRIGHT (1990) können auch in alten peritidalen Karbonaten evaporitische Dolomite erhalten bleiben.

In den Proben ist teilweise eine starke randliche Korrosion der Siliciklastika durch Dolomit zu beobachten. Diese Verdrängungserscheinung setzt ein Milieu mit einem pH-Wert von mindestens 9 voraus,

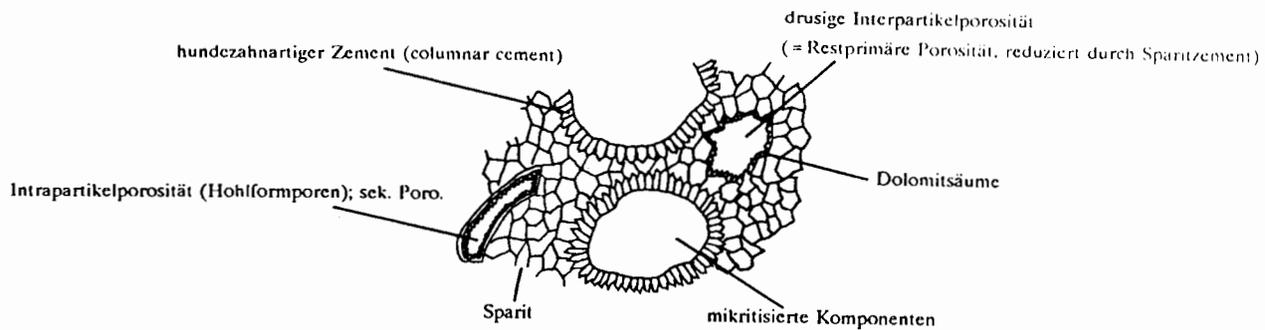


Abb. 19: Graphische Darstellung der Zementabfolge in den liegenden Einheiten (Probe F 46).

Fig. 19: Graphic of cements occurring at the bottom of outcrop F (sample F 46).

wodurch die Löslichkeit von Quarz erhöht wird, die von Karbonat aber soweit herabgesetzt, daß es zu einer Fällung kommt. Korrosionsbuchten und vereinzelt vollkommene Auflösung sind die Folge (NAGTEGAAL, 1969). Authigene Kalifeldspäte in Form von Kalifeldspatsäumen sowie das Auftreten von Chaledon (Quarzin) sind nach FRIEDMAN (1980) weitere typische Bildungen eines frühdiagenetischen, evaporitischen Environments.

Vereinzelte, diagenetisch stark veränderte Glimmer sind zusätzlich zu beobachten (Tafel 1, Abb. 6).

- In den Proben der liegenden Einheiten treten Dolomite als letzte Entwicklung einer mehrphasigen Zementabfolge auf (Abb. 19).

Abfolge:

-) Mikritisierung – bei den mikritisierten Komponenten handelt es sich wahrscheinlich zum Großteil um ehemalige Ooide (kalkoolithisches Sediment).
-) Bildung von „columnar cement“ (hundezahnähnlicher Zement) um die Komponenten (TUCKER, 1988) – typisch für die Mischungszone von meteorisch / marin phreatischen Environments.
-) gleichförmige, kleindimensionale, sparitische Zementkristalle, Bildungsmilieu ist das meteorisch/ phreatische Environment.
-) Dolomite wachsen in den verbleibenden offenen Porenraum oder in Hohlformporen von gelösten Biogenen und in Ooiden, deren Partikelkörner aus dem Zentrum oft gelöst sind.

Dolomit tritt somit im Hangendbereich des Aufschlusses überwiegend als Verdrängungsmineral auf, während im Liegenden echte Zementbildungen im Vordergrund stehen.

Die Untersuchung mittels Kathodenlumineszenz (Tafel 2, Abb. 1–2) stellte sich bei der Unterscheidung der karbonatischen Zementgenerationen als hilfreiches Mit-

tel heraus (AMIEUX, 1982). Das Lumineszenzvermögen von Calcit und Dolomit ist vor allem auf den aktivierenden Effekt des Mn^{2+} zurückzuführen, welches in variierenden Mengen in den einzelnen Karbonatmineralen eingebaut ist. Ob es sich bei den untersuchten Dolomiten um reinen Dolomit oder Ankerit handelt, ist aus den Dünnschliffpräparaten auf Grund der Feinheit der Ausfällungen nicht eindeutig zu folgern. Die röntgenographische Untersuchung läßt jedoch vor allem das Vorhandensein von Ankerit erkennen.

Echter Zement

Dieser tritt insbesondere in Form von calcitischem, blockigem Zement auf, welcher, zum jeweiligen zentralen Hohlrumbereich gröber werdend, die Poren verfüllt. Kleinere Poren sind durch eine einheitliche Kristallgröße zementiert (equant cement, HARWOOD, 1988).

Environmentspezifische Komponenten

Ooide

In den Proben F45, F46, und F48 treten massiv Ooide auf, bei gleichzeitigem Mangel an fossilen Biogenen (Tafel 2, Abb. 3–4). Die im hochenergetischen Milieu gebildeten Ooidsande sind für Biogene einerseits ein ungünstiges Substrat, andererseits sind sie Konkurrenten der Kalkschaler hinsichtlich der $CaCO_3$ -Aufnahme aus dem Wasser, welches zum Aufbau konzentrischer Umkrustungen benötigt wird. Das Bildungsmilieu der Ooide ist der warme, flachmarine Bereich mit einer Tiefe meist < 2m. Ein weiterer wichtiger Faktor ist die relative Begrenztheit des Ablagerungsraumes. Bevorzugte Bildungsbereiche von ooidischen Sanden sind demnach gezeitenbeeinflusste Räume (tidal belts), flache Lagunen oder Bereiche nahe dem Inneren von Schelfplattformen (WRIGHT, 1990).

Peloide

Die fäkale Herkunft der Peloide (Kotpillen) kann nicht mit Sicherheit bestimmt werden. Es dürfte sich bei den gegenständlichen Proben teilweise um mikritisierte, strukturlose Ooide, bzw. Biogenbruchstücke handeln. In Probe F46 ist bei verstärktem Ooidvorkommen auch ein verstärktes Auftreten von Peloiden zu erkennen.

Onkoide

Sie sind unregelmäßig, schalig, kugelförmig bis lappig ausgebildet. Die in Probe F25 auftretenden onkoidischen Partikel entsprechen in ihrer Größe jenen der Ooide in den Proben F45, F46 und F48 und können deswegen auch als Mikroonkoide bezeichnet werden. Der ungleichmäßige Schalenbau läßt jedoch auf ein ruhigeres Bildungsmilieu schließen, wo eine gleichmäßige Umkrustung des Kernes durch ständige Kombewegung nicht möglich war. Der Bildungsraum fossiler Onkoide wird ebenfalls dem Peritidal zugeordnet (Tafel 2, Abb 5–6; Tafel 3, Abb. 1).

Die Onkoidumkrustungen in Probe F25 enthalten neben calcitischen Krustenanteilen auch Fe²⁺-erhöhte, tonige Umschalungen, was aus dem erhöhten Gesamttongehalt des Sedimentes nach der Röntgendiffraktionsanalyse und dem Auftreten einer limonitisch-braun-gelben Färbung der Umkrustung im Dünnschliffpräparat ersichtlich ist.

Biogene

Da keine umfassende mikrofazielle Untersuchung des Biogeninhaltes durchgeführt wurde, sind auch keine direkten Rückschlüsse auf die stratigraphische Zugehörigkeit der untersuchten Horizonte möglich. Generell ist das gehäufte Auftreten von rotaliiden Foraminiferen (*Ammonia* sp.) im Liegenden des Aufschlusses (Proben F45, F47) (Tafel 1, Abb. 1; Tafel 3, Abb. 3) sowie deren Fehlen in den oberen Horizonten zu beobachten. Diese Spezies hat ihren Lebensraum im brackischen Milieu der Spritzwasserzone. Da Ammonien vorwiegend in artenarmen, aber individuenreichen Fazies vorkommen, kann das Alter der Proben F45 und F47 im Oberen Sarmat vermutet werden. Die hangenden Lagen, die vor allem Ostracoden führen, sind somit eher dem beginnenden Pannon zuzuordnen (mdle. Auskunft, Dr. O. SCHREIBER, ÖMV AG) (Tafel 3, Abb. 2).

Beobachtet wurden weiters calcitische Gastropodenreste, Lithothamnenbruchstücke, Radiolarien sowie stark zementierte, weiter nicht zuordenbare Schalenbruchstücke.

Vulkanische Gesteinsbruchstücke

Sie treten in fast allen Proben auf. Auf Grund der meist guten Rundung und der gleichen Korngröße wie jene anderer Komponenten ist ein nur kurzer Transportweg

anzunehmen. Teilweise sind in Umwandlung begriffene Plagioklasleisten erkennbar, woraus auf eine vormals trachytoide Textur geschlossen werden kann (mündliche Auskunft, Doz. Dr. F. KOLLER, Universität Wien) (Tafel 3, Abb. 4–6). Eine nicht weiter definierbare, (eventuell bereits erodierte) vulkanische Auswurfstelle im tertiären Hinterland ist anzunehmen.

6.4. Porosität

In den meisten Proben lassen sich verschiedene Porositätstypen unterscheiden (siehe CHOQUETTE & PRAY, 1970). Die primäre Porosität wurde durch Verdrängungsminerale und Zementation weitgehend reduziert, während die sekundäre Porosität einen wichtigen Stellenwert einnimmt.

Der häufigste Porentyp ist die sekundäre Partikel- und Gesteinslösungs Porosität (moldic porosity). Als Beispiel dafür seien die biogenen Hohlformporen (Tafel 1, Abb. 4), Partikellösungsporen in den Kalkkonolithen und Kalkoolithen (Tafel 2, Abb. 4) sowie Lösungsporen, entstanden durch Quarzverdrängung, genannt. Vereinzelt lassen sich auch erweiterte Lösungsporen erkennen, welche durch anhaltende Lösungsvorgänge gebildet werden.

6.5. Environment

Anhand der vorliegenden Ergebnisse wird versucht, die einzelnen Proben einem Environment zuzuordnen. Die nach der Deposition eintretenden diagenetischen Veränderungen sind insgesamt dem frühdiagenetischen Stadium zugehörend.

Eine fazielle Zuordnung erfolgte nach der überblicksmäßigen Beschreibung mittels Standard-Mikrofaziestypen (SMF) nach WILSON (1975) und FLÜGEL (1972, 1982).

Nach diesem Vorschlag lassen sich die Proben F46, F37 und F27 als Plattformrandsande einstufen. Dies entspricht einer Fazieszone von hochenergetischen Untiefen, Küstenregionen oder auch durch Gezeiten-tätigkeit beeinflussten Karbonatsanden.

Die Proben F25 und F44 sind ebenfalls Plattformrandsanden zuzuordnen, doch ist in diesem Fall mäßig hochenergetisches, sehr flachmarines Environment vorstellbar.

Schließlich entsprechen die Proben F47 und F33 einem Ablagerungsraum im offenen oder geschlossenen Plattformbereich, wo ruhige Sedimentation möglich war. Die Proben F20, F22, F23, F31, F42, F43, und F48 sind auf Grund schlechter Sortierungsverhältnisse keinem eindeutigen Faziestyp zuzuordnen. Eine mögliche fluviatile Beeinflussung dieser Sedimente ist anzunehmen.

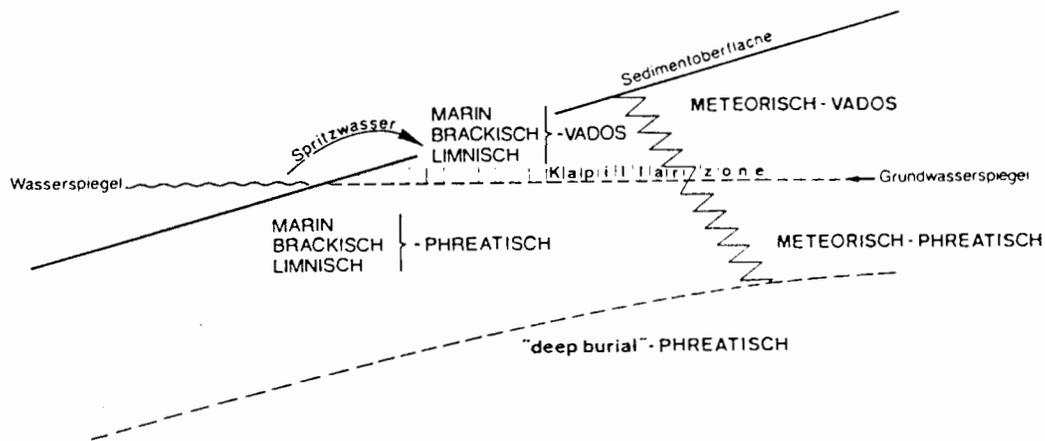


Abb. 20: Graphische Darstellung der hydrologischen Bereiche einer Küste (RICHTER, 1984).

Fig. 20: Graphic of hydrologic conditions in coastal areas (RICHTER, 1984).

6.6. Diageneseregime

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 (Abb. 20). Evaporitische, nahezu syndimentäre Ausfällungen sind ebenfalls vereinzelt in Betracht zu ziehen.

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.

Literatur

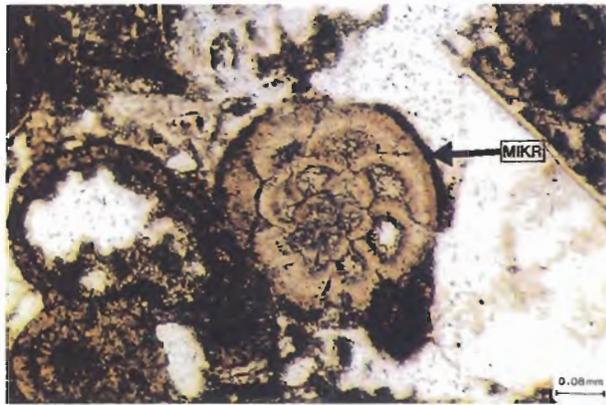
- AMIEUX, P. (1982): La cathodoluminescence: methode d'étude sedimentologique des carbonates. — Bull. Centres Rech. Explor.-Elf-Aqu., **6**, 437–483, Pau.
- BERGER, W. (1953): Flora und Klima im Jungtertiär des Wiener Beckens. — Z. dt. Geol. Ges., **105**, 228–233, Hannover.
- CHOQUETTE, P. W. & PRAY, L. C. (1970): Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., **54**, 207–250, Tulsa.
- COMPTON, R. R. (1962): Manual of Field Geology. — London (Wiley).
- COUDRAY, J. (1977): Sedimentation et diagenèse des formations récifales périphériques à la Nouvelle-Calédonie durant le quaternaire: controle tectonique et

climatique. -2. Sympos. internat. sur les coraux et récifs coralliens fossiles. — Memoires, B.R.G.M., **89**, 407–418, Paris.

- DELLMOUR, K. & WIDDER, R. W. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Kristallin, Tertiär und in der Permotrias des Leithagebirges auf Blatt 77 Eisenstadt. — Jb. Geol. B.-A., **132**, 553–555, Wien.
- DICKINSON, J. A. D. (1965): A modified straining technique for carbonates in thin section. — Nature, **205**, p. 587, London.
- DIN 4022 (1987): Baugrund und Grundwasser. — Berlin.
- DIN 51033 (1962): Teil I: Bestimmung der Korngrößen durch Siebung und Sedimentation. — Berlin.
- DUNHAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. — Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., **1**, 108–121, Tulsa.
- EVAMY, B. D. & SHEARMAN, D. J. (1962): The applications of chemical straining techniques to the study of diagenesis in limestones. — Proc. Geol. Soc. London **1599**, p. 102, London.
- FLÜGEL, E. (1972): Mikrofazielle Untersuchungen in der Alpenen Trias. Methoden und Probleme. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, 9–64, Innsbruck.
- (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. — 454, Berlin–Heidelberg (Springer-Verlag).
- (1982): Microfacies Analysis of Limestones. — 633, Berlin–Heidelberg (Springer-Verlag).
- FREY, R. W. et al., (1978): Ophiomorpha: its morphologic, taxonomic and environmental significance. — Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **23**, 199–229, Amsterdam (Elsevier).
- FRIEDMAN, G. M. (1958): Determination of sieve-size distribution from thin-section data for sedimentary petrological studies. — Journ. Geol., **66**, 394–416, Chicago.
- (1962): On sorting, sorting coefficients, and the lognormality of the grain-size distribution of sandstones. — Journ. Geol., **70/6**, 737–753, Chicago.

- (1979): Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins. — *Sediment.*, **26**, 3–32, Amsterdam.
- (1980): Dolomite is an evaporite mineral: evidence from the rock record and from sea-marginal ponds of the Red Sea. — [In:] ZENGER, D. H., DUNHAM, J. B. & ETHINGTON, R. L. (eds.): *Concepts and Models of Dolomitization*. — *Soc. Econ. Palaeont. Mineral. Spec. Publ.*, **28**, 69–80, Tulsa.
- FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — *Erdöl und Kohle*, **12/8**, 605–613, Hamburg.
- (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine, Sedimentpetrologie Teil II*. — 1141, 660 Abb., 113 Tab., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhdlg., Stuttgart.
- HAAS, M. (1993a): Untersuchungen zur Granulometrie, Morphometrie und der mineralogisch-chemischen Zusammensetzung von Quarzsanden im Burgenland, Bereich Hornstein/Wimpassing (Stoffbestand von Quarzsanden im Burgenland), Endbericht Projekt BA 16. — *Geol. B.-A.*, **1993**, 115–161, Wien.
- (1993b): Die neogenen Sedimente im Raume Hornstein/Wimpassing - eine environmentanalytische (Teil A) und rohstoffwirtschaftliche (Teil B) Untersuchung. — Diplomarbeit, 168 S., 105 Abb., 35 Tab., Universität Wien.
- HARWOOD, G. (1988): *Microscopic techniques: II., Principles of sedimentary petrography*. - [In:] TUCKER, M.: *Techniques in Sedimentology*. — 108–173, Oxford (Blackwell Scientific Publ).
- HERRMANN P. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 77, Eisenstadt. — *Jb. Geol. B.-A.*, 1987, **130**, 294, Wien.
- MARSAL, D. (1967): *Statistische Methoden für Erdwissenschaftler*. — 152, Stuttgart (Schweizerbart'sche Verl.GesmbH.).
- MÜLLER, G. (1961): Das Sand-Silt-Ton Verhältnis in rezenten marinen Sedimenten. — *N.Jb.Mineral. Mh.*, **1961**, 148–163, Stuttgart.
- NAGTEGAAL, P. J. C. (1969): Microtextures in recent and fossil caliche. — *Leidse Geol.Meded.*, **42**, 131–142, Leiden.
- ÖK, Blatt 77, Eisenstadt (1986): Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Wien.
- PASSEGA, R. (1957): Texture as characteristic of clastic deposition. — *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, **41/9**, 1952–1984, Tulsa.
- (1964): Grain size representation by CM patterns as a geological tool. — *Journ. Sediment. Petrol.*, **34/4**, 830–847, Tulsa.
- & BYRAMJEE, R. (1969): Grain-size image of clastic deposits. — *Sediment.*, **13**, 233–252, Oxford.
- PIERSON, B. J. & SHINN, E. A. (1985): Cement distribution and carbonate mineral stabilization in Pleistocene limestones of Hogsty Reef, Bahamas. [In:] SCHNEIDERMANN, N. & HARRIS, P.M. (eds.): *Carbonate Cements*. — *Soc. Econ. Palaeont. Mineral. Spec. Publ.*, **36**, 153–168, Tulsa.
- PIRKL, H. & SCHMID, H. (1979): Erfassung und Beurteilung von Lockersedimenten des Burgenlandes, Phase 2, Endbericht Projekt BA 1/79. — *Geol. B.-A.*, Wien.
- POWERS, M. C. (1953): A new roundness scale for sedimentary particles. — *Journ. Sediment. Petrol.*, **23**, 117–119, Tulsa.
- REINSON, G. E. (1984): Barriere Island and Associated Strand-Plain Systems. [In:] WALKER, R.G.: *Facies Models*, Soc. Ed., 119–140 — *Geoscience Canada*, Hamilton.
- RICHTER, D. K. (1984): Zur Zusammensetzung und Diagenese natürlicher Mg-Calcite. — *Bochumer geol. und geotechn. Arb.*, **15**, Bochum.
- SOHS, F. (1963): Das Neogen am Westrand des Leithagebirges (zwischen Hornstein und Sommerein). — *Diss.Univ. Wien*.
- THENIUS, E. (1974): *Niederösterreich*. — *Verh. Geol. B.-A., Bundesländerserie*, Heft NÖ., 2. Aufl., 280 p., Wien.
- TOLLMANN, A. (1955): Das Neogen am Nordwestrand der Eisenstädter Bucht. — *Wissenschaftl. Arb. aus dem Bgld.*, **10**, 1–74, Eisenstadt.
- (1985): *Geologie von Österreich, Bd.2*. — 710 p., Wien (Deuticke).
- TUCKER, M. E. (1985): *Einführung in die Sedimentpetrologie*. — 265 p., Stuttgart (Ferd. Enke Verl.).
- (1988): *Techniques in Sedimentology*. — 394 p., Oxford (Blackwell Scientific Publ.).
- VISHER, G. S. (1969): Grain size distributions and depositional processes. — *Journ. Sediment. Petrol.*, **39/3**, 1074–1106, Tulsa, Oklahoma.
- WIESENER, H. & ZIRKL, E. J. (1957): *Glastuffit von Linenberg bei Zistersdorf (Niederösterreich)*. — *Verh.Geol. B.-A.*, **1957**, 136–145, Wien.
- WILSON, J.L. (1975): *Carbonate Facies in Geologic History*. — 471, Berlin (Springer-Verl.).
- WRIGHT, P.V. (1990): *Carbonate sediments and limestones*. [In:] TUCKER, M., *Carbonate Sedimentology* (ed. by Tucker M.E., Wright P.V.). — 482 p., Oxford (Blackwell scientific publ.)

Tafel 1/Plate 1



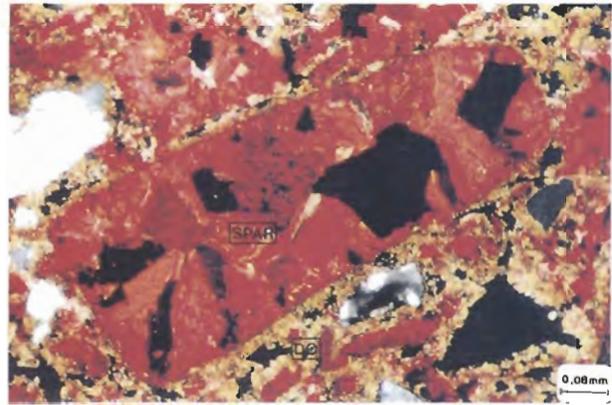
1



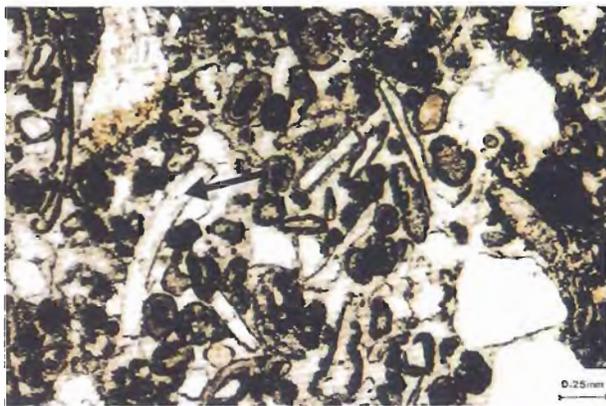
4



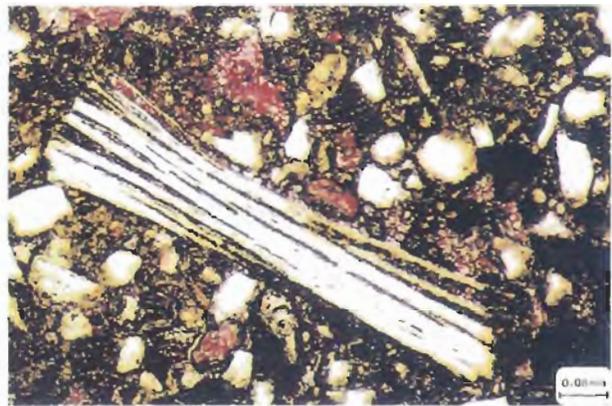
2



5



3

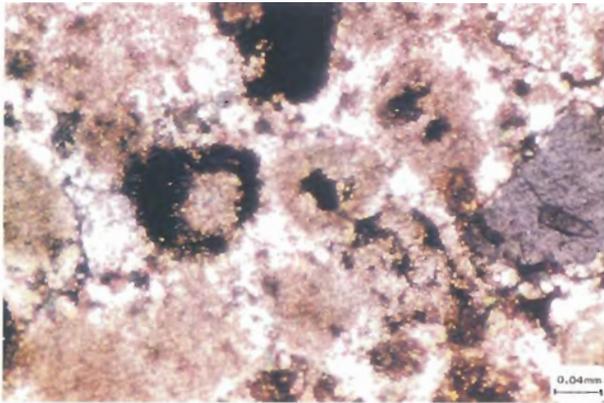


6

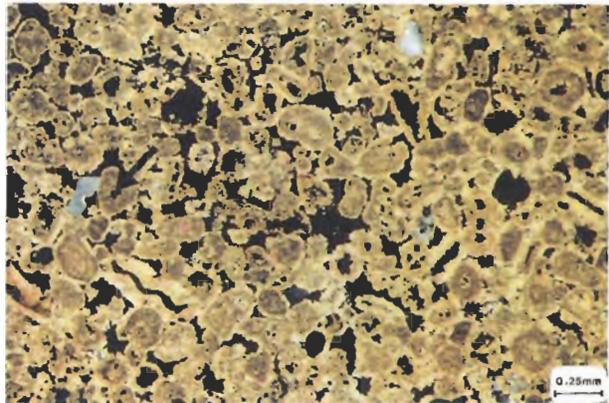
- Abb. 1: Probe F 45; parallele Nicols; Rotaliide Foraminifere (*Ammonia* sp.) mit randlichem Mikritisierungssaum (MIKR).
- Abb. 2: Probe F 20; parallele Nicols; karbonatspezifische Färbung; Deformierter Glimmer (GL), umgeben von randlich mikritisierten (MIKR) und sparitisch zementierten biogenen Schalenresten (BIO).
- Abb. 3: Probe F 45; parallele Nicols; Biogenreicher Ooidsandstein mit primär calcitischen Schalenfragmenten (Pfeil).
- Abb. 4: Probe F 45; gekreuzte Nicols; Biogenreicher Ooidsandstein mit primär calcitischen Schalenfragmenten; Hohlformporen entstehen durch die Auflösung primärer Aragonitschaler.
- Abb. 5: Probe F 23; gekreuzte Nicols; karbonatspezifische Färbung; Ehemalige Hohlformpore biogenen Ursprunges, nunmehr calcitisch sparitisch verfüllt (SPAR). Randliche Ausfällung von Dolomit (DO).
- Abb. 6: Probe F 44; parallele Nicols; karbonatspezifische Färbung; Glimmerdissolution entlang kristallographischer Flächen.

- Fig. 1: Sample F 45; parallel nicols; Rotaliide Foraminifer (*Ammonia* sp.) with an micritic envelope (MIKR).
- Fig. 2: Sample F 20; parallel nicols; carbonate-specific staining; Deformed mica (GL); Biogenic fragments (BIO) with micritic envelope (MIKR) and sparitic cement.
- Fig. 3: Sample F 45; parallel nicols; Biogenic Ooidsandstone with biogenic, primary calcitic fragments (arrow).
- Fig. 4: Sample F 45; crossed nicols; Biogenic Ooidsandstone with primary calcitic fragments; Moldic porosity origins from dissolution of primary aragonitic fragments.
- Fig. 5: Sample F 23; crossed nicols; carbonate-specific staining; Former moldic pores have an biogenic origin, and are now cemented with sparit (SPAR). Precipitated dolomite (DO) rims the cemented pore.
- Fig. 6: Sample F 44; parallel nicols; carbonate-specific staining; Dissolution of mica along crystallographic planes.

Tafel 2 / Plate 2



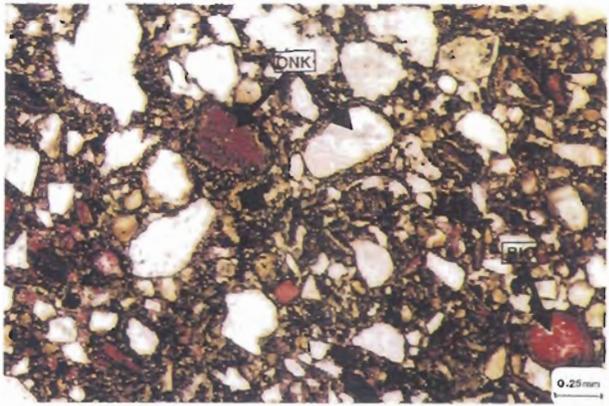
1



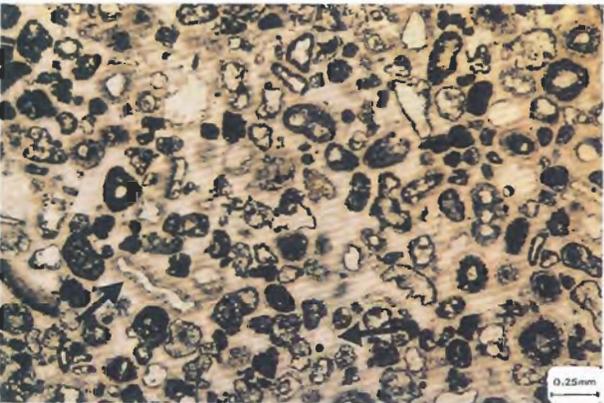
4



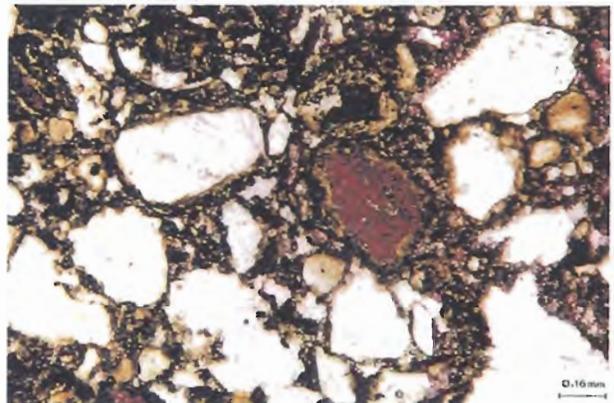
2



5



3

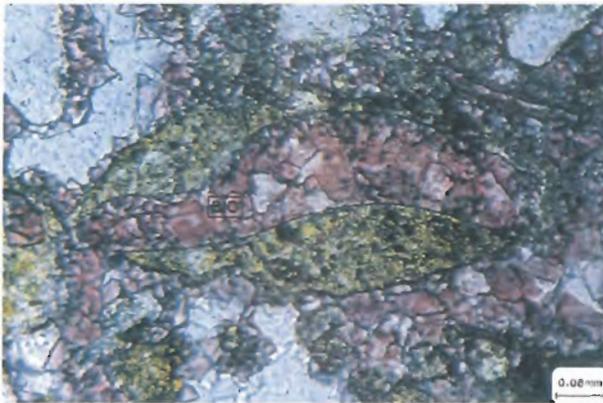


6

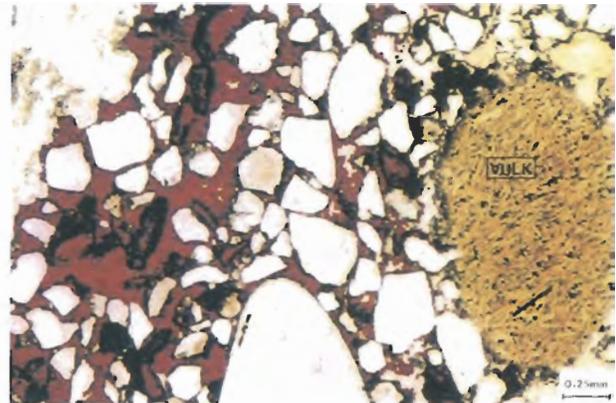
- Abb. 1: Probe F 46; gekreuzte Nicols; normales Durchlicht; Differenzierung verschiedener Karbonatzemente mittels Kathodolumineszenz.
- Abb. 2: Probe F 46; parallele Nicols; Kathode: 13,5 kV, Belichtungszeit: 13 min; Differenzierung karbonatischer Zementgenerationen mittels Kathodolumineszenz.
- Abb. 3: Probe F 46; parallele Nicols; Übersichtsfoto; Kalkoolith mit „columnar cement“ (siehe Pfeil).
- Abb. 4: Probe F 46; gekreuzte Nicols; Übersichtsfoto; Kalkoolith mit „columnar cement“, Poren erscheinen schwarz; Auftreten von Intrapartikelporosität (siehe Pfeil).
- Abb. 5: Probe F 25; parallele Nicols; karbonatspezifische Färbung; Übersichtsfoto; Onkoidic (ONK) und Biogene (Ostracoden) (BIO).
- Abb. 6: Probe F 25; parallele Nicols; karbonatspezifische Färbung; Detailaufnahme; Onkoidic.

- Fig. 1: Sample F 46; crossed nicols; normale light; Differentiation of carbonate-cements by the methode of athodoluminescenc.
- Fig. 2: Sample F 46; parallel nicols; cathode: 13,5 kV; exposure time: 13 min; Differentiation of carbonate-cements by the methode of cathodoluminescenc.
- Fig. 3: Sample F 46; parallel nicols; general view; Kalkoolith with columnar "cement" (remark arrow).
- Fig. 4: Sample F46; crossed nicols; general view; Kalkoolith with "columnar cement"; Porosity appears black- occurrence of intraparticle-porosity.
- Fig. 5: Sample F 25; parallel nicols; carbonate-specific staining; general view; Onkoidic and Biogenic components (ostracodes) (BIO).
- Fig. 6: Sample F 25; parallel nicols; carbonate-specific staining; detail; Onkoidic.

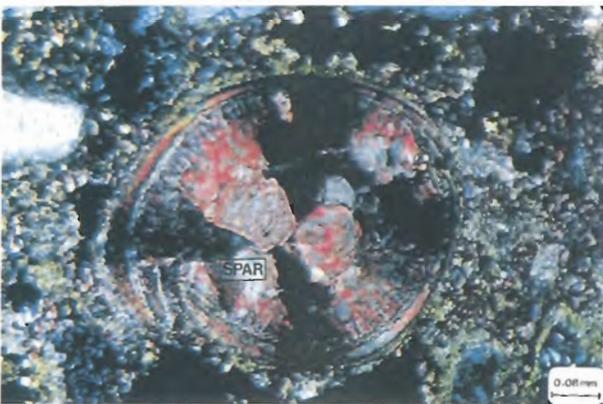
Tafel 3 / Plate 3



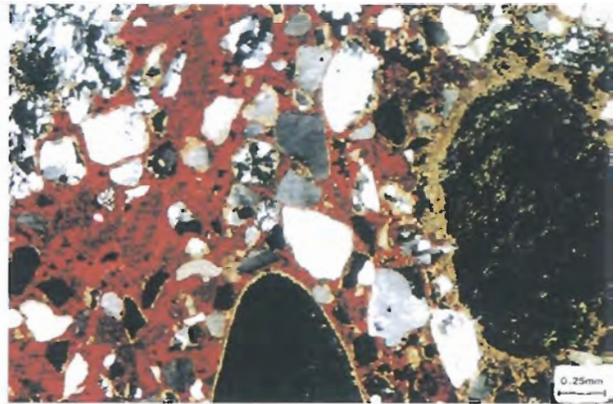
1



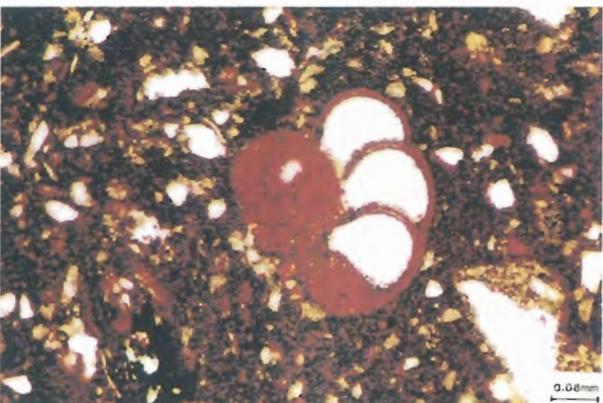
4



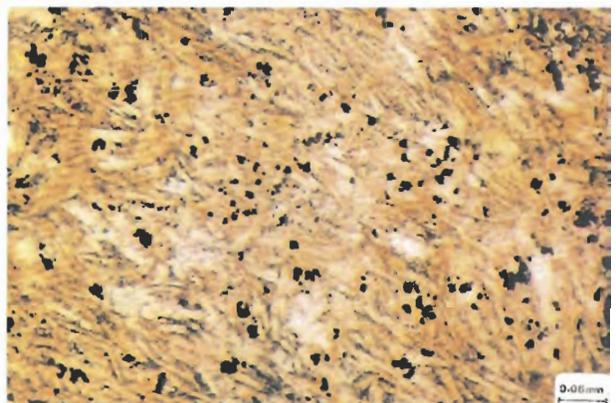
2



5



3



6

- Abb. 1: Probe F 25; parallele Nicols; karbonatspezifische Färbung; Kalzitisch zementiertes Biogenbruchstück (BIO) mit onkoidischer Umkrustung.
- Abb. 2: Probe F 25; gekreuzte Nicols; karbonatspezifische Färbung; Detailaufnahme einer Ostracodenschale (*Xestolebris* sp.), gefüllt mit sparitischem Zement (SPAR).
- Abb. 3: Probe F 47; parallele Nicols; karbonatspezifische Färbung; Kalkschlamm und rotaliide Foraminifere.
- Abb. 4: Probe F 31; parallele Nicols; karbonatspezifische Färbung; Vulkanogene Komponente (VULK) in Umwandlung zu Tonmineralen.
- Abb. 5: Probe F 31; gekreuzte Nicols; karbonatspezifische Färbung; Vulkanogene Komponente (VULK) in Umwandlung zu Tonmineralen.
- Abb. 6: Probe F 31; parallele Nicols; Detailaufnahme; Trachytoide Textur der vulkanogenen Komponenten.

- Fig. 1: Sample F 25; parallel-nicols; carbonate-specific staining; Biogenic fragment calcitic cemented and with an onkoidic rim.
- Fig. 2: Sample F 25; crossed nicols; carbonate-specific staining; Detail of an Ostracode-fragment (*Xestolebris* sp.), cemented with sparitic (SPAR).
- Fig. 3: Sample F 47; parallel nicols; carbonate-specific staining; Calcitic mud and rotaliid foraminifer.
- Fig. 4: Sample F 31; parallel nicols; carbonate-specific staining; Volcanic component (VULK) alternating to clay-minerals.
- Fig. 5: Sample F 31; crossed nicols; carbonate-specific staining; Volcanic component (VULK) alternating to clay-minerals.
- Fig. 6: Sample F 31; parallel nicols; detail; Trachytoid texture of a volcanic component.

Die früh-oberjurassischen Brekzien der Strubbergsschichten im Lammertal — Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich)

The Early Upper Jurassic Mass Flow Deposits of the Strubberg Formation
(Lammer Valley)— Analysis and Tectonic Implications
(Northern Calcareous Alps, Austria)

von

Hans-Jürgen GAWLICK

mit 31 Abbildungen
with 31 figures

Schlüsselwörter:

Hallstätter Zone
Stratigraphie
Fazies
Beckenanalyse

Keywords:

Hallstatt zone
Stratigraphy
Facies
Basin Analysis

Anschrift des Autors:

Authors address:

Dr. Hans-Jürgen Gawlick
Montanuniversität Leoben
Prospektion und Angewandte Sedimentologie
Institut für Geowissenschaften
Peter Tunner Straße 5

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.

Bd. 39/40

S. 119–186

Wien 1996

Inhalt

Zusammenfassung	123
Summary	123
1. Einleitung	124
1.1. Stand der Forschung und Problemstellung	124
1.2. Zielsetzung	125
2. Geologische und tektonische Übersicht	126
3. Der passive Kontinentalrand: Ober-Perm — Lias/Dogger	129
3.1. Kalkvor Alpine Faziesentwicklung	129
3.1.1. Tennengebirgsnordrand	129
3.1.1.1. Trias: Nor und Rhät	129
3.1.1.2. Jura: Lias und Dogger	131
3.1.2. Osterhorngruppensüdrand	133
3.1.2.1. Trias: Nor und Rhät	133
3.1.2.2. Jura: Lias bis tiefer Malm	136
3.2. Kalkhochalpine Faziesentwicklung	136
3.2.1. Hallstätter Salzbergfazies	136
3.2.1.1. Gollinger Hallstätter Schollen	136
3.2.1.2. Holzwehralmschollenkomplex	137
3.2.1.3. Pailwand-Nordostscholle	138
3.2.2. Zlambachfazies	138
3.2.2.1. Gollinger Hallstätter Schollenregion	138
3.2.2.2. Lammeregg-Schollenkomplex	139
3.2.2.3. Sattlberg-Liegendscholle	139
3.2.2.4. Roadberg-Schollenkomplex	139
3.2.2.5. Die östliche Lammerzone	139
3.2.3. Kalkhochalpine Dachsteinkalkfazies	139
3.2.3.1. Schwarzenbergkomplex	140
3.2.3.2. Traunstein/Schallwandkomplex	141
3.2.4. Isolierte Schollen: Haselgebirge und Werfener Schichten	141
3.2.5. Isolierte Kleinschollen unsicherer Herkunft	141
3.3. Werfener Schuppenzone	142
4. Der Aktive Kontinentalrand: Dogger/Malm	143
4.1. Strubbergsschichten	143
4.1.1. Sedimentologische, litho- und mikrofazielle Gliederung	146
4.1.2. Radiolarit	147
4.1.3. Genetische Deutung der Strubbergsschichten	149
4.2. Brekzienkörper im Lammertal: Strubbergbrekzie	150
Gliederung der Brekzienkörper im Lammertal	152
4.2.1. Komponentenbestandsanalysen: Strubbergbrekzie Typ I	153
4.2.1.1. Strubbergbrekzie Typ Ia	153
Infangalm und Infanggraben	153
Sattlberg	154
Rauhes Sommereck	156
Diskussion: Herkunft des Komponentenmaterials	160
4.2.1.2. Strubbergbrekzie Typ Ib	164
Lammeregg	166
Diskussion: Herkunft des Komponentenmaterials	166
4.2.2. Komponentenbestandsanalysen: Strubbergbrekzie Typ II	166
4.2.2.1. Untertyp I	167
Lammeregg-Schollenkomplex	167

4.2.2.2. Untertyp 2	168
Lammeregg-Schollenkomplex	168
Rabenstein	168
4.2.2.3. Untertyp 3	169
Lammeregg-Schollenkomplex	170
4.2.3. Korrelation der Strubbergbrekzienkörper	171
5. Geodynamische Entwicklung	172
5.1. Entwicklungsgeschichte des Lammerbeckens	172
5.2. Paläogeographie: Rekonstruktion der relativen Lage der Fazieszonen in der Trias	173
6. Diskussion der Ergebnisse	175
7. Ausblick	179
8. Literatur	179

Content

Zusammenfassung	123
Summary	123
1. Introduction	124
1.1. Knowledge and Problematics	124
1.2. Aim of the work	125
2. Geological and tectonical situation	126
3. Late Permian to Early/Middle Jurassic Evolution of the Passive Continental Margin	129
3.1. Stratigraphy and Facies: Tirolicum (Kalkvorlpin)	129
3.1.1. Northern Margin of the Tennengebirge	129
3.1.1.1. Triassic: Norian and Rhaetian	129
3.1.1.2. Early and Middle Jurassic	131
3.1.2. Southern Margin of the Osterhorn Group	133
3.1.2.1. Triassic: Norian and Rhaetian	133
3.1.2.2. Early and Middle Jurassic	136
3.2. Stratigraphy and Facies: Hallstatt-Facies Zone (Kalkhochalpin)	136
3.2.1. Salzburg Facies (= Red Hallstatt Facies)	136
3.2.1.1. Hallstatt outliers near Golling	136
3.2.1.2. Holzwehralm sliding sheet	137
3.2.1.2. Pailwand: northeastern part	138
3.2.2. Zlambach Facies (= Grey Hallstatt Facies)	138
3.2.2.1. Hallstatt outliers near Golling	138
3.2.2.2. Lammeregg sliding sheets	139
3.2.2.3. Sattelberg sliding sheets	139
3.2.2.4. Roadberg sliding sheets	139
3.2.2.5. The Eastern Lammerzone	139
3.2.3. Tethyal pelagically influenced Dachstein Limestone Facies	139
3.2.3.1. Schwarzenberg complex	140
3.2.3.2. Traunstein/Schallwand complex	141
3.2.4. Isolated Haselgebirge/Werfen beds sliding sheets	141
3.2.5. Isolated sliding sheets of doubtful origin	141
3.3. Werfener Schuppenzone	142
4. Active Convergent Margin: Middle and Late Jurassic	143
4.1. Strubberg Formation	143
4.1.1. Sedimentology, Litho- and Microfacies	146
4.1.2. Radiolarite	147
4.1.3. Genetic interpretation	149

4.2. Mass-Flow Deposits: Strubbergbreccie	150
Classification of the Mass-Flow-Deposits	152
4.2.1. Strubbergbreccie Type I: Analysis	153
4.2.1.1. Strubbergbreccie Type Ia	153
Infangalm and Infanggraben	154
Sattlberg	156
Rauhes Sommereck	156
Discussion: Origin of the pebbles	160
4.2.1.2. Strubbergbreccie Type Ib	166
Lammeregg	166
Discussion: Origin of the pebbles	166
4.2.2. Strubbergbreccie Type II: Analysis	166
4.2.2.1. Sub-type 1	167
Lammeregg	167
4.2.2.2. Sub-type 2	168
Lammeregg	168
Rabenstein	168
4.2.2.3. Sub-type 3	169
Lammeregg	170
4.2.3. Correlation of the Mass-Flow Deposits	171
5. Geodynamic evolution	172
5.1. Evolution of the Lammerbasin	172
5.2. Paleogeography: Original position of the source areas	173
6. Discussion of the Results	175
7. Perspectives	179
8. References	179

Zusammenfassung

Der Sedimentationsverlauf und die Beckenentwicklung im Bereich des Lammertales liefern einen Schlüssel für die Rekonstruktion der frühalpindischen Entwicklungsgeschichte der Nördlichen Kalkalpen.

Am Tennengebirgsnordrand sind im Hangenden der in kalkvoralpiner Dachsteinkalkfazies entwickelten Schichtfolge vom höheren Dogger an Schlammstrombrekzien mit Megaolistholithen und Gleitschollen in pelagische Sedimente eingelagert.

Durch stratigraphische und fazielle Untersuchungen können sowohl der Komponentenbestand der einzelnen Brekzienkörper als auch die verschiedenen Gleitschollenkomplexe jeweils eigenen Ablagerungsräumen des triassischen/liassischen Kalkalpensüdrandes (= Kalkhochalpin) zugeordnet werden: Schollen und Brekzienkomponenten aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich, dem eingeschränkten und dem typischen Hallstätter Salzbergfaziesbereich (= Hallstätter Kalke), dem Meliatikum sowie dem Zlambachfaziesbereich (= Pötschen/Pedataschichten) liegen heute im Bereich des Lammertales nebeneinander und übereinander. Sie stammen aus Bildungsräumen, die in der Trias und im tieferen Jura weit voneinander entfernt lagen.

Die Komponentenanalysen der übereinanderfolgenden Brekzienkörper sowie die stratigraphische und fazielle Ausbildung der in den früh-oberjurassischen pelagischen Sedimenten liegenden Gleitschollen ermöglichen eine detailliertere Rekonstruktion des triassischen/liassischen Kalkalpensüdrandes, der bereits vom späten Mittel-Jura an zerlegt und mobilisiert wurde.

Die Komponentenbestandsanalysen belegen zudem eine Abfolge der Zerlegung der ehemaligen kalkhochalpinen Ablagerungsräume in Richtung Kalkvoralpin und weisen auf eine Mobilisierung der Brekzienkörper und Gleitschollen an einem tektonischen Escarpment hin. Hervorgerufen durch Lateralbewegungen im Zusammenhang mit der früh-oberjurassischen Einengung im Süden der Nördlichen Kalkalpen ist die früh-oberjurassische Trogfüllung am Tennengebirgsnordrand das Ergebnis komplexer tektonischer Vorgänge.

Im späten Dogger und frühen Malm stehen den Lateralbewegungen und der Einengung im Süden der Nördlichen Kalkalpen (= Kalkhochalpin) noch Dehnungsstrukturen im Kalkvoralpin gegenüber. Die südlichsten, strukturell bereits im höheren Lias angelegten Teilbecken werden vom höheren Dogger an durch die im Kalkhochalpin mobilisierten Sedimentserien verfüllt. Später führt die noch im frühen Ober-Jura auf den kalkvoralpinen Raum übergreifende Einengungstektonik zur Bildung der heute West-Ost streichenden lang-

gezogenen Radiolaritbecken, die durch Material von den aufsteigenden Beckenrändern verfüllt werden.

Die Entwicklungsgeschichte des Lammertales spiegelt damit den Übergang des Kalkalpensüdrandes von einem triassischen/liassischen passiven Kontinentalrand zu einem mittel- bis früh-oberjurassischen Aktiven Kontinentalrand wider.

Die Sedimentation zeichnet den Übergang von einer Ober-Trias Flachwasserkarbonatplattform zu einer Pelagischen Karbonatplattform im Lias und Dogger nach. Im frühen Ober-Jura charakterisiert die Sedimentation im Lammertal die Lammerzone als orogene früh-oberjurassische Beckenfüllung. Die erhaltene, heute nachweisbare Mächtigkeit der Beckenfüllung beträgt mehr als eintausendfünfhundert Meter.

Summary

The sedimentary sequences and basin development in the Lammer region is of importance in the reconstruction of the early alpine development of the Northern Calcareous Alps.

Along the northern side of the Tyrolian Tennengebirge, there occur mass flow sediments within Upper Callovian/Lower Oxfordian deep water biogenic and muddy oozes, along with megaolistholithes and sliding sheets. A detailed examination of these units and their individual components allowed the reconstruction of their original source areas within the southern border of the Northern Calcareous Alps during Triassic and Lower Triassic times: they can either be traced to the occasionally pelagic influenced Dachstein limestone facies-zone, the spacially restricted, and the highly characteristic Hallstatt Salzberg facies-zone (= Hallstatt limestone), the Meliatikum, or the Zlambach facies-zone (Pötschen/Pedata sequence). These units can be found in the Lammer basin alongside and on top of each other, although during the Triassic and Liassic they were separated from each other by a large distance.

The individual component analysis of each of the mass flows and sliding sheets, together with an examination of their stratigraphy and facies allowed a better reconstruction of the Hallstatt facies-zone during the Triassic and Liassic. This topography was destroyed and mobilized from the late Middle Jurassic onwards.

In the late Dogger and early Malm this compression in the south was contemporaneous with extension in the north. The southernmost basins, already in place since the Upper Liassic, were, during the late Dogger onwards, filled with mobilized sediment units from the Hallstatt facies-zone. Later on, but still in the early Upper Jurassic, the compressional regime took place in the north and led to the construction of elongate deep

water basins, which were filled by material from the rising sides of the basins.

The history of the Lammer valley can be interpreted as a reflexion of the change over of the Northern Calcareous Alps from a Triassic/Liassic passive continental margin to a late Middle and early Upper Jurassic active convergent margin. A shallow water carbonate platform stage in the Upper Triassic was followed by the pelagic platform stage during the Liassic to Middle Jurassic. In the late Middle and early Upper Jurassic the sedimentation trend reflects the progressive closure of the Tethys ocean, from south to north, by the stepwise mobilization of the ancient northern margin of the Tethys. The basin filling is more than 1500 m thick.

1. Einleitung

1.1. Stand der Forschung und Problemstellung

Die umstrittene Frage nach der Autochthonie (bzw. Parautochthonie) oder Allochthonie der Lammereinheit (Abb. 1) ergibt sich aus folgenden Problemen:

- einerseits machen stellenweise südgerichtete Schüttingsrichtungen in der jurassischen Strubbergbrekzie am Tennengebirgsnordrand,
- fazielle Ähnlichkeit der Dachsteinkalkfazies der Lammereinheit zum angrenzenden, kalkvoralpinen (= tirolischen) Dachsteinkalkfaziesraum,
- mögliche fazielle Übergänge der mittel- und obertriassischen Karbonatplattformfazies (Gollinger Schwarzenberg) der Lammereinheit zu den Hallstätter Gesteinen der Lammerzone, und
- südvergente Faltung am Südrand der Lammerzone eine primäre fazielle Einbindung der Gesteine der Lammerzone nördlich des tirolischen Tennengebirgsnordrandes möglich,
- andererseits liegen am Nordrand des Tennengebirges und am Südrand des Osterhorntirolikums keinerlei Anzeichen (z.B. Verzahnung, Fazieszonierung etc.) für ein ursprünglich dort gelegenes Hallstätter Becken vor und
- scheinen die Hallstätter Gesteine im Bereich des Lammertales aus verschiedenen Herkunftsgebieten zu stammen.

Frühere Bearbeiter kamen je nach Lage ihrer Arbeitsgebiete zu sehr verschiedenen Deutungen über die tektonische Stellung der Lammereinheit (Zusammenstellung der verschiedenen Vorstellungen bis 1976 in TOLLMANN 1976b:325f.).

Den Meinungen der Vertreter gebundener Tektonik (z.B. MOJSISOVICS 1903; HÖCK & SCHLAGER 1964; SCHLAGER 1967a, 1967b; HAMILTON 1981; HÄUSLER 1979, 1980a, 1981a, 1981b; HÄUSLER & BERG 1980; TOLLMANN 1973, 1976a, b, c, 1980,

1981a, b, 1985; ZANKL 1962, 1967, 1979), stand die Auffassung gegenüber, daß die Lammereinheit allochthon ist. Interpretiert wurde die Lammereinheit als fernüberschobene Decke, z.T. mit Untergliederung in Hoch- und Tiefjuvavikum (z.B. HAUG 1906; HAHN 1913; DOLAK 1948; CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; PLÖCHINGER 1952a, 1955; PIA 1924; SPENGLER 1924, 1943, 1951, 1956; DEL-NEGRO 1930, 1968, 1970, 1972, 1983), als tektonisch zusammengehörige Vielfaziesdecke (z.B. TOLLMANN 1968, 1969; TOLLMANN & KRISTANTOLLMANN 1970), als intrajurassische, zusammenhängende Gleitmasse (PLÖCHINGER 1988, 1990) oder durch Lateralversatz an den Tennengebirgsnordrand sinistral versetzt (FISCHER 1965).

Die häufigste, heute noch akzeptierte Auffassung sieht den Hauptteil der Gesteine der Lammerzone als westlichsten Abschnitt des Hallstätter Nordkanales (ZANKL 1967; HÄUSLER ab 1979; TOLLMANN 1985, 1987c; GANSS et al. 1988; vgl. ANGENHEISTER, BÖGEL & MORTEANI 1975), also als relativ autochthones Element. Die Schollen in Hallstätter Salzbergfazies, die dem Hauptkörper der in („nordjuvavischer“) Zlambachfazies ausgebildeten Lammereinheit auflagen sollen, werden aus dem Hallstätter Südkanal abgeleitet, die durch Ferntransport im höheren Ober-Jura (TOLLMANN 1981b, 1987b; PLÖCHINGER 1979a, 1983, 1984, 1990) eingeglitten sein sollen. Durch beidseitigen Aushub über den tirolischen Rahmen wäre die Lammereinheit, die aus mehreren faziell eigenständigen und voneinander tektonisch abgegrenzten Teilstücken besteht, eine „autochthone Decke“.

Unterschiedliche Auffassungen bestanden über die Ausdehnung der „Lammereinheit“; besonders die Abgrenzung im Osten zur Dachsteindecke (vgl. SCHLAGER 1967a; PLÖCHINGER 1982a, b; MANDL 1984 b; TOLLMANN 1976a, 1985) und die tektonische Stellung des in obertriassischer Dachsteinkalkfazies ausgebildeten Gollinger Schwarzenbergkomplexes war umstritten: einerseits wurde der Schwarzenbergkomplex zur Lammereinheit gerechnet (s. o.), andererseits aber abgetrennt und zum Tirolikum gestellt (z.B. DEL-NEGRO 1968, 1970, 1983; PLÖCHINGER 1968, 1972, 1980), teilweise wurde auch nur der Gipfelbereich des Schwarzenberges von der Lammereinheit getrennt und zum Tirolikum (NOWAK 1911; HAHN 1913; KOBER 1923) oder zum Juvavikum (HAUG 1906) gestellt. Die Zugehörigkeit des gesamten Schwarzenbergkomplexes zu den Gleitschollen der Lammerzone ist heute belegt, er gehört zum allochthonen Gleitschollenschwarm im Lammertal (LEUSCHNER 1989; GAWLICK, LEUSCHNER & ZANKL 1990; GAW-

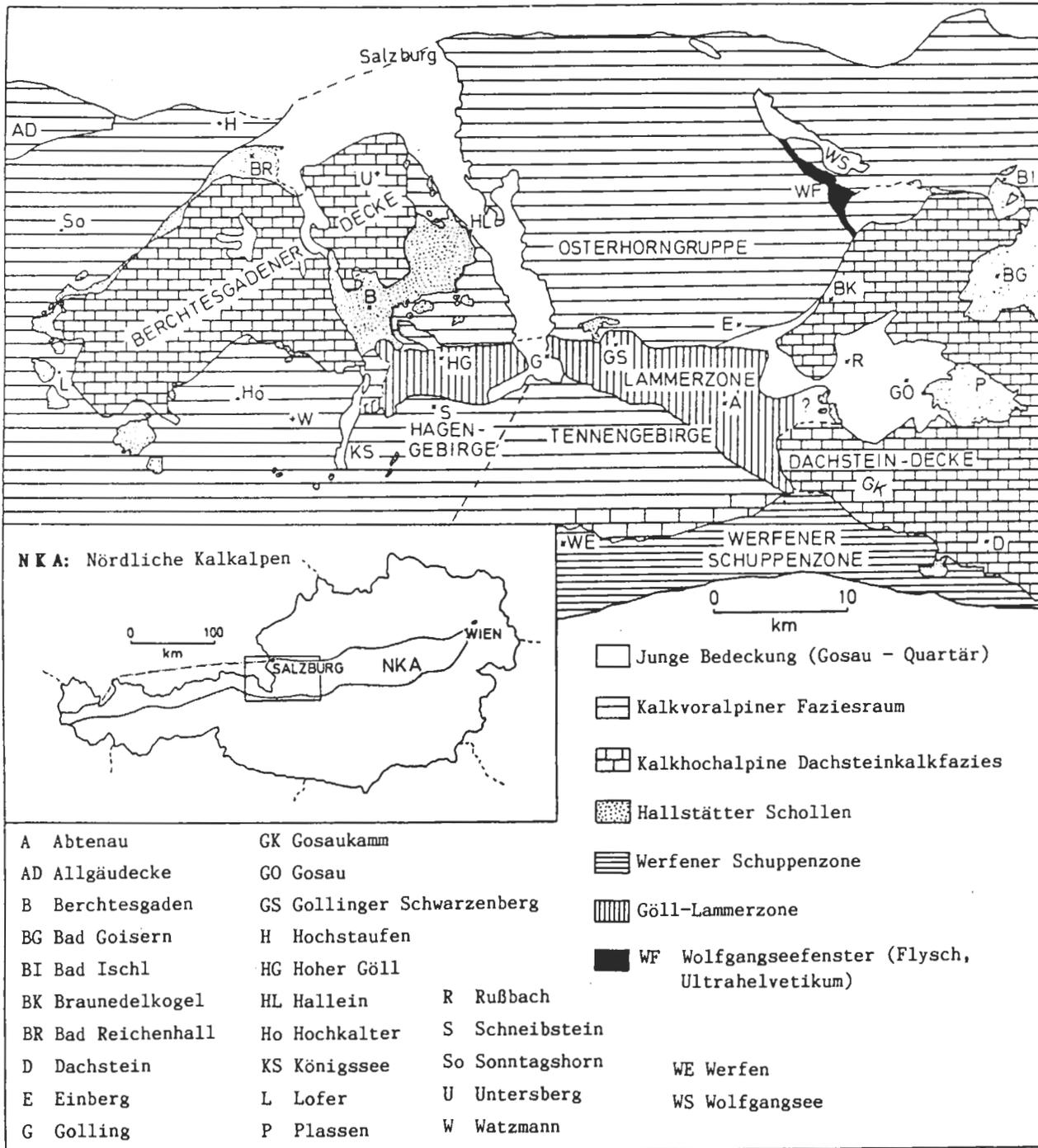


Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte des zentralen Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen (vereinfacht nach TOLLMANN 1985:157, 161, 194; GANSS et al. 1988, im Arbeitsgebiet verändert).

Fig. 1: Tectonical map of the central Middle-Sector of the Northern Calcareous Alps (simplified after TOLLMANN 1985: 157, 161, 194; GANSS et al. 1988, modified in the working area).

LICK 1991a, b). Eng verbunden mit der Frage nach der tektonischen Stellung des Gollinger Schwarzenbergkomplexes ist die Frage nach der tektonischen Stellung des Hohen Göll mit der Torrener-Joch-Zone und seiner Zugehörigkeit zum Tirolikum oder zur Lammereinheit.

Diskutiert wird bei den Vertretern der allochthonen Position der Lammereinheit auch die Frage nach dem

zeitlichen Einschub: später Ober-Jura bis späte Unterkreide.

1.2. Zielsetzung

Ziel der Arbeit war die Frage nach der tektonischen Stellung der Lammerzone, die durch stratigraphische und fazielle Untersuchungen sowie Geländebefunde auf eine neue Grundlage gestellt werden sollte. Beson-

ders die sedimentologische Untersuchung (z.B. Komponentenbestand, Schüttungsrichtung, Matrix, stratigraphische Stellung) der am Tennengebirgsnordrand auftretenden jurassischen Brekzienkörper (Strubbergbrekzie) sollte Rückschlüsse auf die ursprüngliche Lage der Lammergeinheit ermöglichen.

Der zentrale Bereich der Lammergezone, d.h. das Gebiet zwischen Golling im Westen und Abtenau im Osten, ist aufgrund seines sehr heterogenen Aufbaus für die Klärung der Fragestellung gut geeignet. Der Westteil (Göllkomplex, Torrener-Joch-Zone — vgl. PLÖCHINGER 1955, 1990; ZANKL 1962) ist aufgrund der intensiven tektonischen Deformation der Torrener-Joch-Zone und der Basis des Göllkomplexes nicht für eine grundlegende Klärung der Fragestellung geeignet. Auch der Ostteil der Lammergezone ist für die Klärung der tektonischen Stellung der Lammergezone weniger gut geeignet, denn Richtung Südosten (Ostteil der Lammergezone) nimmt sowohl die tektonische Deformation als auch die Temperaturüberprägung deutlich zu (KRALIK, KRUMM & SCHRAMM 1987; GAWLICK & KÖNIGSHOF 1993); auch die in die früh-oberjurassischen Strubbergsschichten eingeschalteten Brekzienkörper sind am nördlichen Ostrand des Tennengebirges nicht mehr aufgeschlossen.

Es erfolgte eine genaue Trennung der Lithofaziestypen der Hallstätter und hallstätterartigen Gesteine zu den bisher bekannten faziellen Herkunftsgebieten (vgl. dazu TOLLMANN 1976a, 1985, 1987c; MANDL 1984a; LEIN 1987a). Erschwert wird die klare Zuordnung der Sedimente der einzelnen Schollenkomplexe zu den einzelnen faziellen Herkunftsgebieten durch die ursprüngliche Verzahnung der einzelnen Ablagerungsräume untereinander (Kap. 3.2., Kap. 4.2., Kap. 5.2.). Schließlich erfolgte eine Zuordnung des Komponentenmaterials der Brekzienkörper zu ihren faziellen Herkunftsgebieten, was oft erst nach der Rekonstruktion der gesamten mobilisierten Schichtfolge möglich war. Ergänzend wurden gefügekundliche Daten herangezogen.

Aus den Ergebnissen dieser Untersuchung wird

- die obertriassische und jurassische Entwicklungsgeschichte des Lammerbeckens und
- die Herkunft der im Lammertal auftretenden Brekzienkörper und Gleitschollen rekonstruiert.

Es wird versucht

- den Übergang von einem triassischen/liassischen Passiven Kontinentalrand zu einem früh-oberjurassischen Aktiven Kontinentalrand und
- den Zusammenhang zwischen dem Sedimentationsablauf des Eingleitens der jurassischen Brekzien und Gleitschollen und seiner tektonischen Steuerung im geodynamischen Rahmen aufzuzeigen.

Die tektonische Abgrenzung der Lammergezone wird deshalb nicht mehr an den heute sichtbaren tektonischen Linien vorgenommen, sondern als Lammergezone wird die Füllung des sich im kalkvor-alpinen Raumes entwickelnden, früh-oberjurassischen Strubbergsschichten-Beckens verstanden.

Die Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte der Lammergezone aus den obertriassischen und jurassischen Ablagerungen im kalkvor-alpinen Raum, die zeitliche und fazielle Entwicklung der einzelnen Schichtfolgen der Gleitschollen aus dem kalkhochalpinen Faziesraum ermöglichen auch Rückschlüsse auf die allgemeine Entwicklungsgeschichte des triassischen und jurassischen Kalkalpensüdrandes (Kap. 6).

2. Geologische und tektonische Übersicht

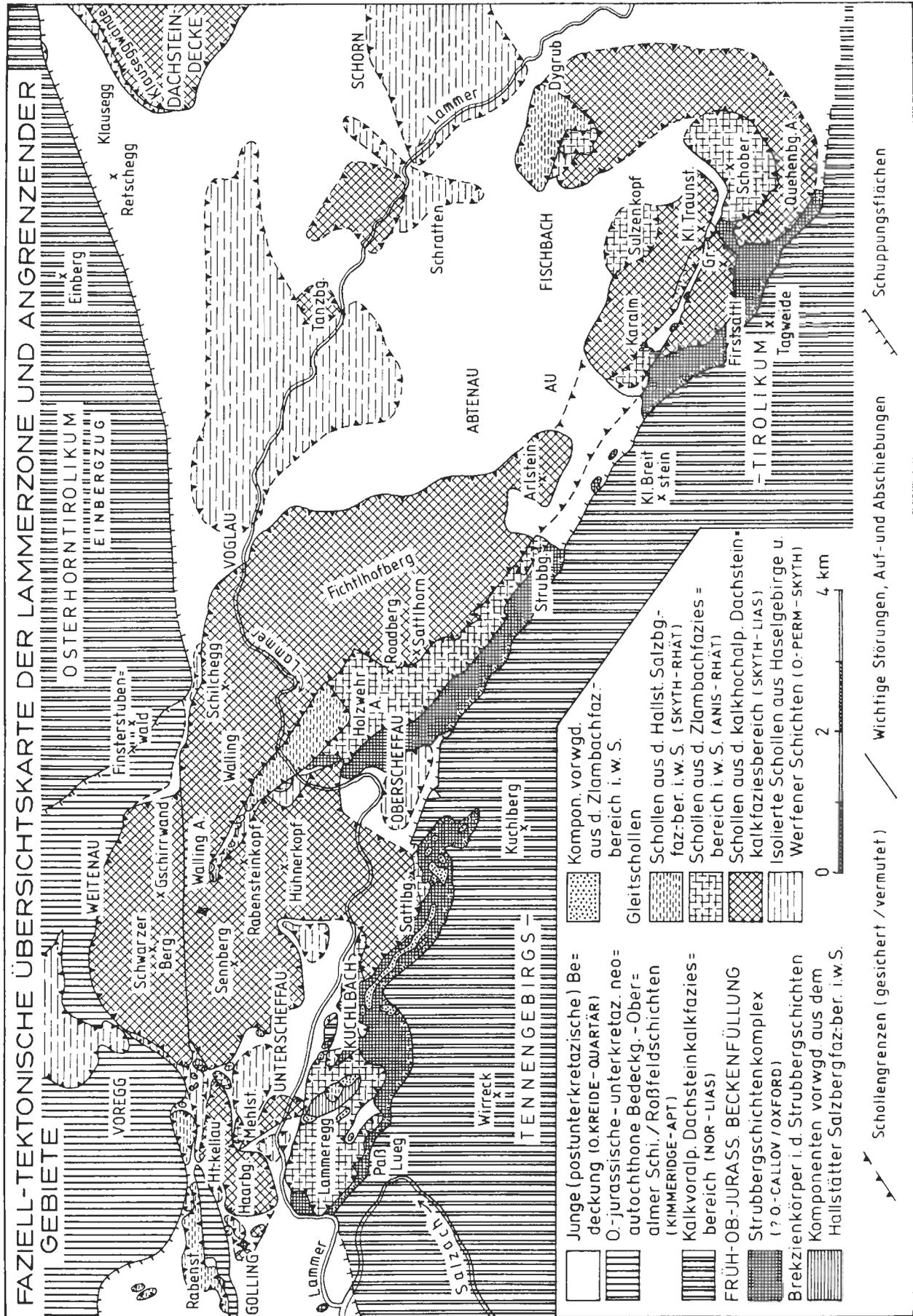
Die früh-oberjurassische Beckenfüllung der Lammergezone i.e.S. liegt im geographischen Zentrum des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen zwischen den Gesteinen der Osterhorngruppe im Norden und dem Tennengebirge sowie der Werfener Schuppenzone im Süden (Abb. 1, Abb. 2).

Der Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen ist durch die tirolische „Staufen-Höllengebirgsdecke“ als Trägerdecke für die kalkhochalpinen Elemente gekennzeichnet. Nach der Abwicklung des jüngeren tektonischen Baues zeigt die „Staufen-Höllengebirgsdecke“ eine zusammenhängende Obertrias-Karbonatplattform (vgl. z.B. PILLER & LOBITZER 1979; ZANKL 1971) in kalkvor-alpiner Faziesentwicklung mit Hauptdolomit, Kössener Schichten, lagunärem Dachsteinkalk und zum kalkhochalpinem Faziesraum überleitendem Dachsteinriffkalk.

Durch die jüngeren tektonischen Ereignisse, die zum Bau der Nördlichen Kalkalpen führten, wurde das kalkvor-alpine früh-oberjurassische Lammerbecken mit seiner aus dem kalkhochalpinen Faziesraum stammenden Beckenfüllung stark eingeengt. Die Karbonat-schollen wurden als nicht plastisch deformierbare Beckenfüllung herausgequetscht, so daß Teile der früh-oberjurassischen Beckenfüllung heute im Norden auf den oberjurassischen und kretazischen Gesteinen der Osterhorngruppe liegen (GAWLICK, LEUSCHNER & ZANKL 1990). Im Süden, am Nordrand des Tennengebirges, liegen Teile der Beckenfüllung als rück-überschobene Einzelschollen sekundär auf den früh-oberjurassischen Strubbergsschichten. Der ursprüngli-

Abb. 2 (rechts): Faziell-tektonische Übersichtskarte der Lammergezone und angrenzender Gebiete; Geologische Neuaufnahme; östliche Lammergezone unter Verwendung von HAMILTON (1981) und PLÖCHINGER (1982a). Die in der Beschreibung der Profile genannten Lokalitäten sind namentlich aufgeführt.

Fig. 2 (right): Facies and tectonic map of the Lammergezone and adjacent areas: revised edition; eastern part with applications from HAMILTON (1981) and PLÖCHINGER (1982a).



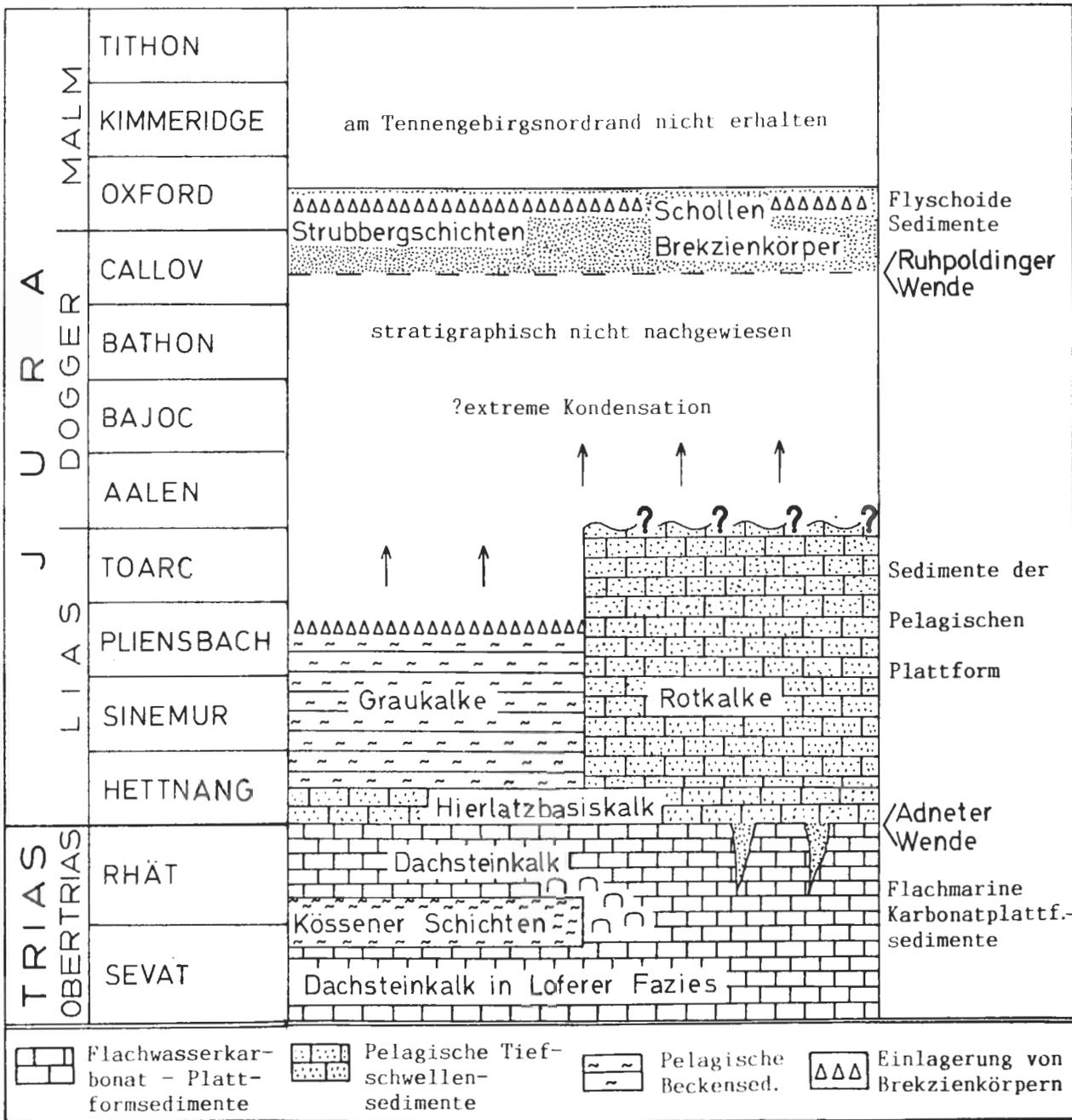


Abb. 3: Schematische Rekonstruktion der Schichtfolge am Tennengebirgsnordrand.
 Fig. 3: Schematic reconstruction of the stratigraphic evolution at the northern margin of the Tennengebirge.

che sedimentäre Verband ist nicht mehr erhalten geblieben, durch die Komponentenbestandsanalysen der jurassischen Brekzienkörper aber belegt (Kap. 4.2.). Das Eingleiten der kalkhochalpinen Schichtfolge in das kalkvorlpinne, früh-oberjurassische Becken ist ein kontinuierlicher Prozeß, der vom höheren Dogger an durch die Sedimentation der Brekzienkörper in den Strubbergschichten dokumentiert ist. Eine tektonische Abgrenzung der Lammerzone zu den Hallstätter Schollen im Osten ist nicht möglich, denn das Eingleiten der Schollen des Lammerbeckens ist mit dem Eingleiten der Schollen des Dachsteindeckengebietes genetisch

verknüpft. Die zwischen der Gamsfeldmasse als nord-östlichstem Ausläufer der Dachsteindecke und Abtenau lagernden Haselgebirgskörper und triassischen Dolomitschollen sind sowohl mit der Lammerzone als auch mit der Dachsteindeckenzzone verbunden. Als tektonische Basis der Gamsfeldmasse gehören sie aber nicht zur Lammereinheit i.e.S. Die tektonisch unter dem, in kalkhochalpinen Dachsteinkalkfazies ausgebildeten, Gosaukamm-Hauptblock gelegene Schollenreihe in Zlambachfazies (z.B. Lo-segg-Hofpürgl-Scholle) ist als Äquivalent der frühen Schollengeneration in Zlambachfazies (z.B. Lammer-

egg-Schollenkomplex, Sattelberg-Liegend-schollen) anzusehen. Die in typischer Hallstätter Buntkalkfazies ausgebildeten Schollen (z.B. Buchbergriedel, Pailwand) gehören wie die Gollinger Hallstätter Schollen einer Schollengeneration an, deren Basis durch das Auftreten von Haselgebirge markiert ist.

Die Abgrenzung der Gesteine der Lammerzone von der Dachsteindecke ist allein durch tektonische, fazielle, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen nur schwer möglich. Wichtig für die Abgrenzung der Lammerzone i.e.S. gegen die Dachsteindecke ist auch die metamorphe Überprägung: Während am östlichen Tennengebirgsnordrand die Schollen der Lammerzone und das Tennengebirge metamorph überprägt wurden, fehlt der Dachsteindecke i.w.S. dieser Metamorphoseeinfluß. Die Hofschoberschuppe südwestlich Annaberg, die aus nicht metamorph überprägten Werfener Schichten besteht, lagert auf den metamorph überprägten Serien des Tennengebirges (KRALIK, KRUMM & SCHRAMM 1987) und wird deshalb als Dachsteindeckenbasis interpretiert. Auch die Hangenscholle des aus Pötschenschichten aufgebauten Schoberkomplexes wurde nicht metamorph überprägt, die Liegendscholle aber zeigt eine starke metamorphe Überprägung (GAWLICK & KÖNIGSHOF 1993), d.h. die Schober-Hangenscholle müßte zur Dachsteindecke gestellt werden.

3. Der Passive Kontinentalrand: Ober-Perm — Lias/Dogger

3.1. Kalkvoralpine Faziesentwicklung

Die kalkvoralpine Faziesentwicklung repräsentiert im Gegensatz zu der kalkhochalpinen Faziesentwicklung den im allgemeinen nicht tethyal pelagisch beeinflussten Sedimentationsraum des triassischen Schelfareals. Pelagische oder hemipelagische Sedimentationsbedingungen können sich aber in Intraplattformbecken einstellen (Partnachbecken, Reiflinger Becken – z.B. BECHSTÄDT & MOSTLER 1976; HOHENEGGER & LEIN 1977; KRISTYN 1991). Die Schichtfolgen der Intraplattformbecken (vgl. BRIX & HAMILTON 1989) können, besonders in der Mittel-Trias, litho- und mikrofaziell den tethyal pelagisch beeinflussten Schichtfolgen der kalkhochalpinen Fazieszone gleichen, sind von dieser aber meist durch einen Flachwasserkarbonatgürtel getrennt.

Charakteristische Schichtglieder des kalkvoralpinen Faziesraumes (vgl. u.a. KOBER 1938; SPENGLER 1951; PLÖCHINGER 1980; TOLLMANN 1985) sind über dem Alpinen Buntsandstein/Werfener Schichten meist mitteltriassische Seichtwasserkarbonate, z.B. Reichenhaller Schichten, Steinalmkalk und -dolomit,

Wettersteinkalk und -dolomit, aber auch Tiefwasser-Karbonate, z.B. Reiflinger Schichten und Partnachschichten. Die Ober-Trias wird durch stark terrigen beeinflusste Nordalpine Raibler Schichten, Hauptdolomit und/oder gebankten Dachsteinkalk in Loferer Fazies und Kössener Schichten charakterisiert.

Ähnliche fazielle und stratigraphische Entwicklungen der obertriassischen und liassischen Schichtfolgen am Tennengebirgsnordrand und am Osterhorngruppensüdrand belegen einen relativ einheitlichen, zusammengehörenden Ablagerungsraum, dessen Sedimentation von den gleichen Prozessen gesteuert wurde.

Die triassischen Schichtfolgen spiegeln die Veränderungen der Sedimentationsbedingungen in der Lagune der Obertriaskarbonatplattform wider. Nur die Einlagerung von Kössener Schichten im Sevat/Rhät-Grenzbereich zeigt eine kurzzeitige Vertiefung des Ablagerungsraumes an, ohne daß sich offen marine Bedingungen einstellen.

Obwohl die direkte Verzahnung des Hauptdolomites/“Plattenskalkes“ am Osterhorngruppensüdrand mit dem in Loferer Fazies ausgebildeten Dachsteinkalk am Tennengebirgsnordrand von der früh-oberrhätischen Beckenfüllung der Lammerzone überdeckt ist, ist die Existenz eines zeitgleichen Hallstätter Faziesraumes zwischen dem Tennengebirgsnordrand und dem Osterhorngruppensüdrand auszuschließen.

3.1.1. Tennengebirgsnordrand

Am Tennengebirgsnordrand reicht die Schichtfolge vom gebankten obertriassischen Dachsteinkalk in Loferer Fazies bis zum Radiolarit (? Obercallovium/Oxfordium – Abb. 3)

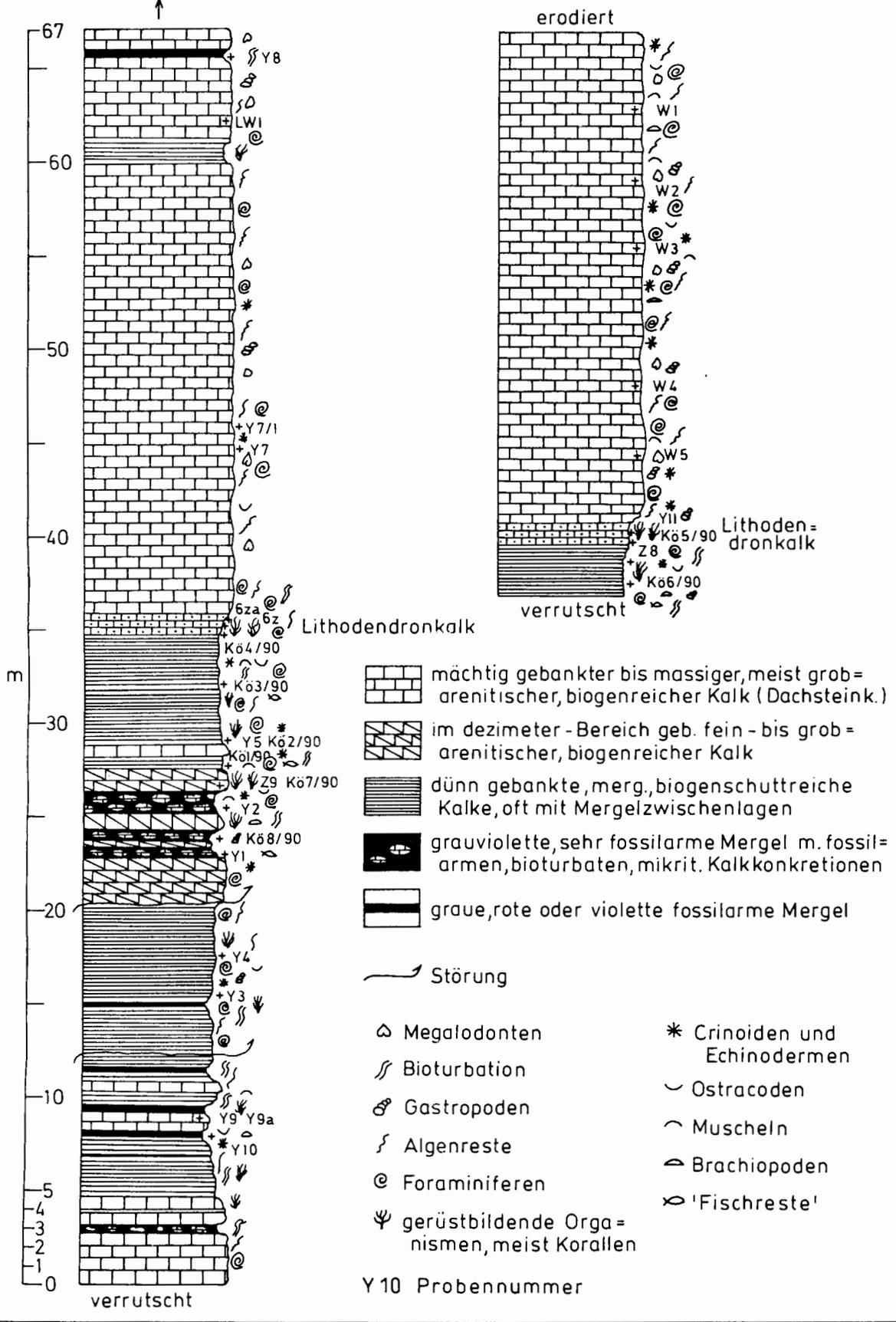
3.1.1.1. Trias: Nor und Rhät

Die Ober-Trias Schichtfolge am Tennengebirgsnordrand zeigt wie am Osterhorngruppensüdrand (Kap. 3.1.2.) eine typische kalkvoralpine Faziesentwicklung, die in der höheren Ober-Trias durch eine Schichtfolge aus Hauptdolomit, lagunärem Dachsteinkalk, Kössener Schichten und Oberrhätkalk gekennzeichnet ist (vgl. dazu SPENGLER 1951; KOBER 1938; ZANKL 1971).

Im westlichen Abschnitt des Tennengebirgsnordrandes ist die obertriassische Schichtfolge aufgrund von staffelförmigem bruchtektonischem Absinken in Richtung Lammertal rekonstruierbar (Abb. 3): Über dem gebankten, in typischer Loferer Fazies (FISCHER 1964, 1975) ausgebildeten, megalodontenführenden norischen Dachsteinkalk, z.B. am Paß Lueg, dem Winnerfall südlich Oberscheffau und südlich des Ebnetriedel, folgt gebankter Dachsteinkalk ohne Algenlaminiten und Auf-tauchhorizonte (z.B. Platteneck, Kuchlberg, Som-

Profil an der Straße
Paß Lueg-Luegwinkl

Profil an der Kletter=
wand Paß Lueg



Y 10 Probennummer

mereckspitze). Darüber folgen Einlagerungen von Kössener Schichten (nördlich Paß Lueg, südlich des Rauhen Sommereck – GAWLICK 1988), die im Hangenden wieder von megalodontenführendem, gebanktem Dachsteinkalk überlagert werden.

Die Kössener Einlagerungen nördlich Paß Lueg (Abb. 4) markieren durch ihre Verzahnung mit dem lagunären Dachsteinkalk des Tennengebirgsnordrandes die größte Ausdehnung des Kössener Beckens im Ober-Sevat/Unter-Rhät (GOLEBIOWSKI 1986, 1991:110) und gehören zu den südlichsten bekannten Vorkommen von Kössener Schichten im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (vgl. BARTH 1968).

Die Dachsteinkalkentwicklung am **Ostrand des Tennengebirges** wurde von HAMILTON (1981:92ff.) untersucht. Der gebankte, steilstehende Dachsteinkalk in Loferer Fazies streicht vom Schwarzkogel südlich des Roadberges (Abb. 2) über den Kleinen Breitstein bis zur Tagweide und zum Sonntagkogel.

Zwischen dem gebankten Dachsteinkalk in Loferer Fazies an der Basis und dem massigen „Oberhättriffkalk“ der Tagweide und des Sonntagkogels schalten sich tektonisch stark beanspruchte Kössener Schichten ein (HAMILTON 1981)

Kössener Einlagerungen im Dachsteinkalk, die die kalkvorlpinale Faziesentwicklung belegen, sind somit am gesamten Tennengebirgsnordrand vom Paß Lueg über das südliche Rauhe Sommereck und den Roadberg-Südostfuß (CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; PLÖCHINGER 1990) bis zum Sonntagkogel nachweisbar.

3.1.1.2. Jura: Lias und Dogger

Von der Trias/Jura-Grenze an beginnt die kalkvorlpinale Obertriaskarbonatplattform an tiefreichenden Störungen als Folge der weiteren Westverlagerung der Tethys zu zerbrechen (Adneter Wende nach SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER 1974:173ff.; vgl. LEIN 1985).

Die fazielle Ausbildung der liassischen Schichtglieder wird u. a. durch die unterschiedlich hohen Subsidenzraten der differenziert absinkenden Schollen gesteuert (BERNOULLI & JENKYN 1974). Auf Schwellenregionen werden stark kondensierte Rotkalken (z.B. Adneter Kalk, Hierlatzkalk) und in Depressionszonen graue Kalken (z.B. Liasfleckenmergel, Allgäuschichten) abgelagert.

Am **Tennengebirgsnordrand** weist die fazielle Ausbildung der einzelnen liassischen Schichtglieder auf ein

im Norden gelegenes unterjurassisches Becken hin (vgl. auch BÖHM 1992), das von der früh-oberjurassischen Beckenfüllung der heutigen Lammerzone verdeckt ist. Die Beckengeometrie und die zeitliche Entwicklung des unterjurassischen Beckens am Tennengebirgsnordrand müssen rekonstruiert werden.

Im unteren Lias führt eine erste Dehnungsphase zum Aufreißen von Spalten. Die erste Spaltengeneration ist neben Dachsteinkalkkomponenten mit mikritischem Rotkalk, der stellenweise Ostracoden und Foraminiferen führt, verfüllt und kann bei der späteren Dehnung reaktiviert werden (vgl. dazu WENDT 1965, 1971). Die Mehrphasigkeit der einzelnen Liasspalten zeigt eine anhaltende Dehnung des Ablagerungsraumes an. Mit liassischem Rotkalk gefüllte, mehrphasige Spaltengenerationen im lagunären Dachsteinkalk sind am gesamten Tennengebirgsnordrand erhalten, in großer Zahl am Ostrand des Tennengebirges im Bereich Tagweide/Sonntagkogel (vgl. CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; PLÖCHINGER 1982a, b; HÄUSLER 1984), wo sie bis in den mittleren Lias reichen (PLÖCHINGER 1982b; BÖHM 1992). Die Verteilung der Spalten, die den Randbereich eines sich dehnenden Ablagerungsraumes anzeigt (FÜCHTBAUER & RICHTER 1983; WÄCHTER 1987:45ff.), weist auf eine (unter- bis mittel-, ?ober-)liassische Bruchzone hin, die vom Ostrand des Tennengebirges (Tagweide/Sonntagkogel) über den Tannhauser Berg bis zum Westrand des Hagengebirges reicht (vgl. HAHN 1985; SCHÖLL & WENDT 1971; JURGAN 1967, 1969; BÖHM 1992). Die anhaltende Dehnung im Lias könnte zur Ausbildung eines Riftbeckens, stellenweise mit Halbgrabenstruktur (Abb. 30), analog zu anderen Lias-Becken, geführt haben.

Ein weiterer Hinweis auf das unter der früh-oberjurassischen Beckenfüllung der Lammerzone verborgene Lias-Becken sind die grauen Liashornstein-Knollenkalke (Scheibenbergkalke i. w. S.) im Bereich des Sattlberges (Abb. 5).

Im Zusammenhang mit dem gehäuften Auftreten der Lias-Spalten stehen als Anzeiger für steile Hänge ?unterliassische Brekzien, vorwiegend aus Dachsteinkalkkomponenten.

Große liassische Spaltensysteme und Grobbrekzien treten am Ostrand des Tennengebirges bis zum Ebnetriedel auf, während der Westteil des Tennengebirgsnordrandes zwischen Luegwinkel und Winnerfall aufgrund der faziellen Ausbildung der unterliassischen Sedimente (Abb. 5) eher ein flacheres Relief anzeigt.

Abb. 4 (links): Detailprofilaufnahme (schematisch) der Schichtfolge Kössener Schichten/Dachsteinkalk: Straße Paß Lueg—Luegwinkel (Probennummern: Siehe GAWLICK 1992).

Fig. 4 (left): Kössen Formation/Dachstein limestone: Schematic profile adjacent to the road from Luegwinkel—Paß Lueg (see GAWLICK 1992 for samples).

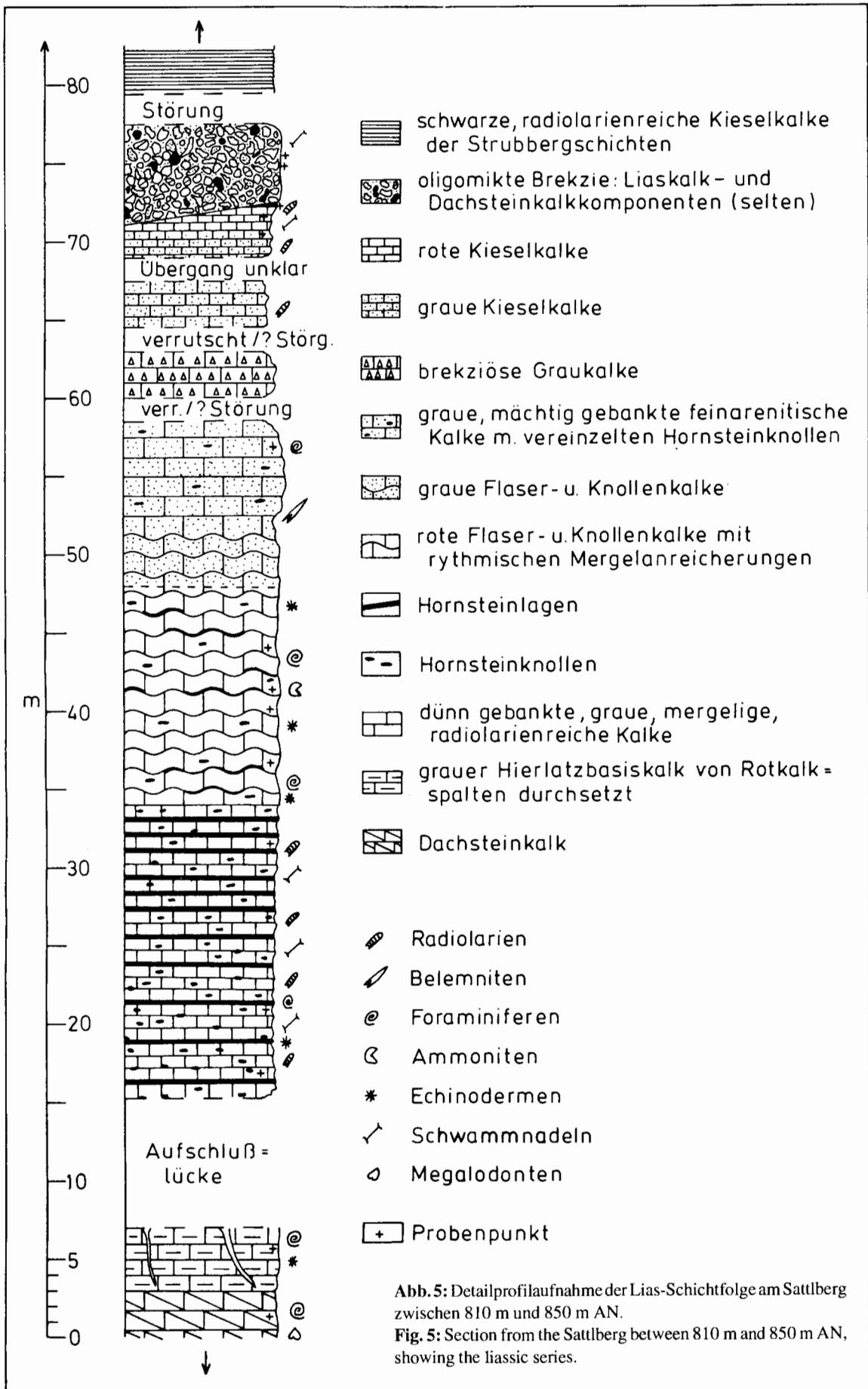


Abb. 5: Detailprofilaufnahme der Lias-Schichtfolge am Sattlberg zwischen 810 m und 850 m AN.
 Fig. 5: Section from the Sattlberg between 810 m and 850 m AN, showing the liassic series.

Ein steiler Abbruch muß, wenn vorhanden, hier weiter im Norden unter der heutigen Lammerzone gelegen haben.

An den Abrißkanten werden Brekzien mobilisiert, die sich im basalen Teil fast ausschließlich aus lagunärem Dachsteinkalk zusammensetzen (vgl. SCHÄFFER & STEIGER 1986).

Die liassischen Brekzienkörper, die in weiten Bereichen des Tennengebirgsnordrandes erhalten sind, setzen sich aus verschiedenen Dachsteinkalkkomponenten zusammen, die von einer roten Matrix in Form dünner Adern durchzogen werden. Stellenweise sind graue liassische Crinoidenkalken eingelagert. Große Dachsteinkalkschollen, die sich von den Flanken lösen, gleiten nach Norden in das liassische Becken (vgl. dazu MOSTLER, KRAINER & STINGL 1989 und EBERLI 1987, 1988), schürfen dabei das Sediment des liassischen Untergrundes auf und lagern es an (z.B. ?Dachsteinkalkmegaolitholith nördlich Kuchlbach).

Die basalen, meist massigen, z.T. auch undeutlich gebankten Brekzienkörper bestehen fast ausschließlich aus lagunärem Dachsteinkalk. Die einzelnen, meist eckigen Dachsteinkalkkomponenten sind jeweils von einem dünnen, haarfeinen roten Saum umgeben, der vereinzelt Crinoidenreste enthält. Im Hangenden dieser Brekzienkörper treten undeutlich gebankte Massflow-Brekzien auf: Bänke, die nur aus Dachsteinkalkkomponenten bestehen, wechsellagern mit Bänken, die Komponenten der Liasfleckenmergelserie (hellgraue Mikrite mit Schwammnadeln und Radiolarien) und Liasrotkalken enthalten. Die Komponentengröße in diesen matrixreichen Lagen erreicht fünf Zentimeter. Im Hangenden nimmt der Anteil der Dachsteinkalkkomponenten kontinuierlich ab. Einzelne angerundete Dachsteinkalkkomponenten schwimmen in einer rot-grauen liassischen Matrix (Packstone mit Radiolarien, Ostracoden und Foraminiferen, u.a. *Involutina liassica* (JONES 1853), die häufig Crinoiden enthält).

Kanalisierte Debris-Flows mit generell nordwärts gerichteter Schüttungsrichtung, die an den durch die Dehnung entstandenen Abrißkanten mobilisiert wurden, können am Tennengebirgsnordrand bis in den oberen Lias hinein belegt werden.

Am **Luegwinkl** folgt über dem, von Rotkalkspalten durchsetzten, hangendem gebankten Dachsteinkalk der Hierlatzbasiskalk des ?unteren Hettangium (BÖHM 1992). Im oberen Hettangium (BÖHM 1992) folgen gebankte Rotkalken, im höheren Teil mit *Arietites* sp. (Unterer Lias — ?Sinemurium) und darüber eine ungefähr fünfzehn Meter mächtige Knollenbrekzie (Wende Carixium/Domerium bis ?Toarcium), die sporadisch Gastropoden, Brachiopoden, Crinoiden und Ammoniten (vgl. GAWLICK 1988) führt.

Im Bereich des **Sattlberges** folgen über den roten Flaser- und Knollenkalken des Toarcium graue Flaser- und Knollenkalke und mächtig gebankte, graue, feinarenitische Kalken mit vereinzelt Hornsteinknollen. Der Hangenteil des Profiles (Abb. 5) ist sehr stark gestört. Als letztes ?liassisches Schichtglied zwischen grauroten, schwammnadelreichen Kieselkalken und den Strubbergsschichten ist eine bis über zehn Meter mächtige Rotkalkbrekzie mit nicht erosivem Basiskontakt aufgeschlossen. Die Mächtigkeitsverteilung weist auf einen Debris-flow mit nordwärts gerichteter Schüttungsrichtung hin.

Das Material des Brekzienkörpers stammt nur von den im Lias unmittelbar benachbarten Beckenflanken, meist sind es umgelagerte liassische Beckensedimente und Dachsteinkalk.

Alter und Komponentenbestand der Brekzienkörper belegen den genetischen Zusammenhang zwischen der Spaltenbildung an den Beckenflanken (Tennengebirgsnordrand, Hagengebirgsnordrand), der Mobilisierung der Brekzien und ihrer Ablagerung im distalen Bereich. Die Entstehung der Brekzienkörper wird auf ein tektonisches Ereignis zurückgeführt, das in weiten Bereichen der Nördlichen Kalkalpen Brekzienkörper als Leithorizont im Pliensbachium/Toarcium hinterließ und auch die Troggeometrie des liassischen Beckens am Tennengebirgsnordrand /Osterhorngruppe änderte (BÖHM 1989, 1992).

Verbunden mit der Änderung der Troggeometrie ist ein Umschwung der Sedimentationsbedingungen. Während in weiten Teilen der Nördlichen Kalkalpen die unter- bis mittelliassischen Rift-Becken durch den Manganschieferhorizont des unteren Toarcium (z.B. JACOBSSHAGEN 1964, 1965; GERMANN 1972, 1973; GERMANN & WALDVOGEL 1971) plombiert wurden (z.B. MOSTLER, KRAINER & STINGL 1989), werden am Tennengebirgsnordrand die liassischen Brekzienkörper von den frühoberjurassischen Strubbergsschichten stets tektonisch überlagert.

3.1.2. Osterhorngruppensüdrand

Am Südrand der tirolischen Osterhorngruppe reicht die Schichtfolge vom obertriassischen Hauptdolomit bis zu den Roßfeldschichten der Unter-Kreide (vgl. PLÖCHINGER 1990). Die Schichtfolge entspricht bis zum Ober-Jura weitgehend der Entwicklung am Tennengebirgsnordrand (vgl. Abb. 3, Abb. 6).

3.1.2. Trias: Nor und Rhät

Die Ober-Trias Schichtfolge ist in charakteristischer kalkvoralpiner Fazies in der West-Ost streichenden vorneokomen (PLÖCHINGER 1953), heute tektonisch allseitig begrenzten Aufwölbungszone des Einbergzuges entwickelt. Der Einbergzug wird im Westen von der Weitenauer Kreidemulde, im Norden von dem

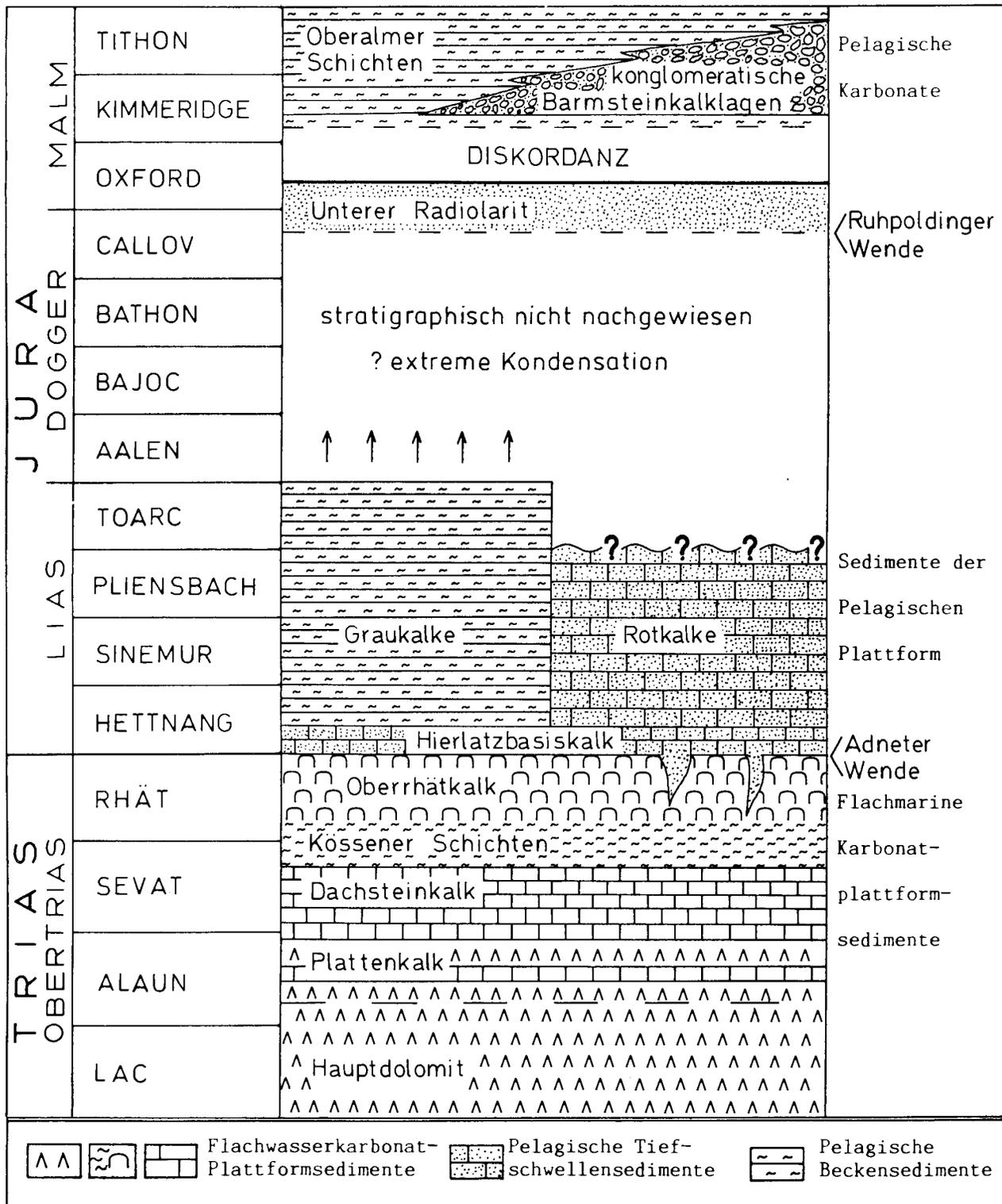
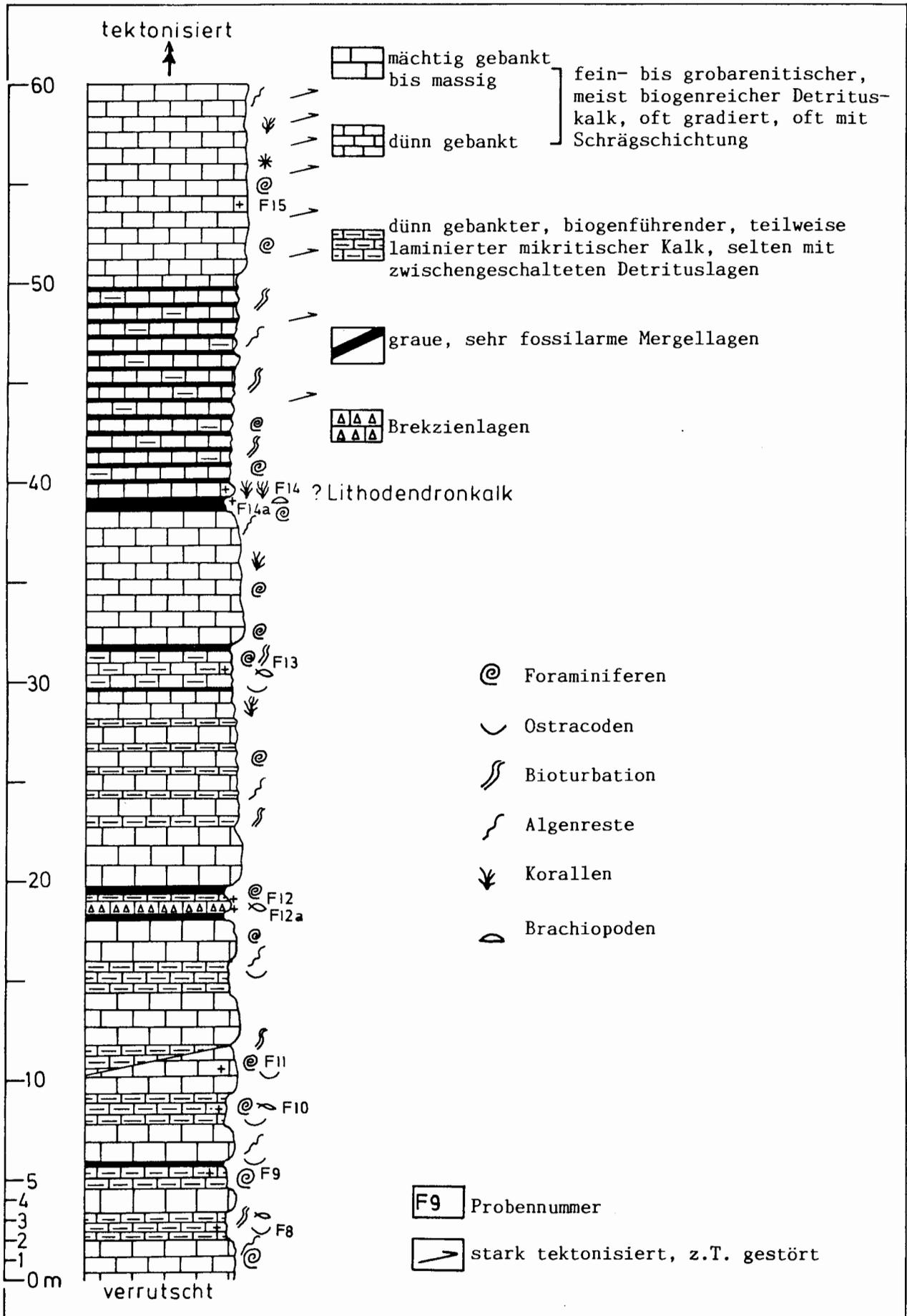


Abb. 6: Schematische Rekonstruktion der Schichtfolge am Osterhorngruppensüdrand im Bereich des Einbergzuges (Finsterstubenwald — Postalmgebiet), verändert nach PLOCHINGER (1990).

Fig. 6: Schematic reconstruction of the stratigraphic evolution at the southern margin of the Osterhorngroup (Einberg — Finsterstubenwald — Postalm area), modified after PLOCHINGER (1990).

Abb. 7 (rechts): Detailprofilaufnahme: Kössener Schichten/Dachsteinkalk im Bereich des Lienbachsattels (Ostrand Einbergzug) zwischen 1260 m und 1300 m AN an der Postalmstraße. (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 7 (right): Kössen Formation/Dachstein limestone: Schematic profile near Lienbachsattel between 1260 m to 1360 m AN adjacent to the Postalm road (see GAWLICK 1992 for samples).



oberjurassischen Tauglbecken, im Süden durch den Osterhornsüdrandabbruch und im Osten durch die Gamsfeld-Überschiebung begrenzt.

Der intensiv bruchtektonisch gestörte Einbergzug (West-Ost: Finsterstubenwald–Einberg–Lienbachsattel) zeigt den allmählichen Übergang von Hauptdolomit über Dachsteinkalk (Plattenkalk — z.B. CZURDA 1970) zu den Kössener Schichten und dem „Oberrhätriffkalk“.

Während am **Tennengebirgsnordrand** megalodontenführender Dachsteinkalk über Kössener Einlagerungen folgt, ist am Einbergzug eine Übergangsfazies zwischen dem lagunären, rhätischen Dachsteinkalk des Tennengebirgsnordrandes und dem „Oberrhätriffkalk“ der inneren Osterhorngruppe entwickelt. Die Dachsteinkalkfazies des Finsterstubenwaldes (Rhät nach HÄUSLER 1979, 1981a:153; PLÖCHINGER 1987, 1990) stellt den faziellen Übergangsbereich zwischen dem Tennengebirgsnordrand und den typischen „Oberrhätriffkalen“ der Osterhorngruppe dar (z.B. Adneter Riff, Rötelwandriff, Feichtensteinriff, Gruberiff; SIEBER 1937; SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN 1978, 1981; SENOWBARI-DARYAN 1980).

3.1.2.2. Jura: Lias bis tiefer Malm

Sedimente des Lias und Dogger sind im Bereich des Einbergzuges nur selten erhalten. Die obertriassischen Schichtglieder werden im Gebiet der Lienbachalm/Moosbergalm von liassischen Rot- und Graukalke überlagert. Der ursprüngliche sedimentäre Verband der stark zerscherten, gefalteten und teilweise steilgestellten liassischen Schichtglieder ist allerdings unter der mächtigen Quartärbedeckung nicht aufgeschlossen (Rekonstruktion der Schichtfolge siehe BÖHM 1992).

Neben Hierlatzkalke treten gebankte Rotkalke mit Crinoidenresten und Foraminiferen sowie Adneter Knollenkalke auf. Im Dezimeter-Bereich gebankte graue spicula- und radiolarienführende Liasfleckenmergel mit Hornsteinlagen und Mergelzwischenlagen scheinen die Rotkalke zu überlagern oder faziell zu vertreten (?Oberlias, PLÖCHINGER 1953, 1982a, b; vgl. BÖHM 1992). Nach einer Aufschlußlücke wird im Hangenden die bisher zu Liasfleckenmergeln gestellte Serie deutlich dunkler und kieselig und gleicht in ihrer sedimentären und faziellen Ausbildung den Kieselkalke der Strubbergsschichten. Darüber folgt (südlich der Moosbergalm) ein schwarzer Radiolarit.

Die triassische und unter- bis ?früh-oberjurassische Schichtfolge wird diskordant von den im gesamten Postalmgebiet nur leicht verfalteten Oberalmer Schichten überlagert.

3.2. Kalkhochalpine Faziesentwicklung

3.2.1. Hallstätter Salzbergfazies

Die Hallstätter Salzbergfazies (oft auch als Hallstätter Buntkalkfazies bezeichnet) repräsentiert die vom jeweiligen Karbonatplattformrand des triassischen Schelfs am weitesten entfernt liegende offen marine Entwicklung Richtung Tethys. Die epipelagische Buntkalkentwicklung setzt im Anis ein und es entwickelt sich eine in weiten Teilen des Tethysrandes übereinstimmende, lithofaziell gleichartige Schichtfolge (SCHLAGER 1969; KRYSSTYN 1974, 1980; KRYSSTYN, SCHÄFFER & SCHLAGER 1971; LEIN 1981, 1987a; MANDL 1984a), die eine fazielle Zuordnung auch einzelner isolierter Vorkommen in fremder Umgebung ermöglicht.

Für eine genauere Lagenrekonstruktion einzelner Schollenkomplexe innerhalb des Hallstätter Faziesraumes ist neben der lithofaziellen Ausbildung der Schichtfolge besonders die genaue Kenntnis der stratigraphischen Entwicklung der gesamten Schichtfolge wichtig, denn durch die schrittweise Westverlagerung der Tethys während der gesamten Trias kommt es zu einer fortschreitenden Ausbreitung der epipelagischen Hallstätter Entwicklung über weite Bereiche des ehemaligen kalkalpinen Seichtwasserschelfes. Der jeweilige Südrand des Seichtwasserschelfes wird durch die bruchtektonische Zerlegung dem Hallstätter Faziesraum angegliedert (LEIN 1985, 1987a). Deshalb ist die genaue Zuordnung der Position von einzelnen isolierten obertriassischen Hallstätter Kalkschollen trotz der charakteristischen lithofaziellen Ausbildung innerhalb des Hallstätter Faziesraumes ohne die Kenntnis der gesamten Schichtfolge oder der jeweiligen Unterlage nicht möglich.

Die lithofazielle Ausbildung der einzelnen Schichtglieder wird überregional einerseits durch die Sedi- mentanlieferung von den kalkalpinen Karbonatplattformen gesteuert und ist andererseits abhängig von der sedimentgenetischen Position in dem intern stark gegliederten Hallstätter Faziesraum. In Schwellen- und Hangposition bilden sich bei stark reduzierter Sedi- mentanlieferung oft kondensierte Rotkalke (z.B. Roter Bankkalk im Tuval, Hangendrotkalk im Alaun/Sevat), während gleichzeitig in Senken noch mächtigere graue Kalke akkumuliert werden (vgl. BACHMANN & JACOBSHAGEN 1974).

3.2.1.1. Gollinger Hallstätter Schollen

Wichtigste Arbeiten: PIA 1924; DOLAK 1948; CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; PLÖCHINGER 1979a, b, 1980, 1984, 1990; TOLLMANN 1981b; HÄUSLER 1979, 1980a, b, 1981a.

Die stratigraphische, litho- und mikrofazielle Entwicklung der Gollinger Hallstätter Schollen (Abb. 2) zeichnet vom Pelson bis zum Sevat eine epipelagische bis

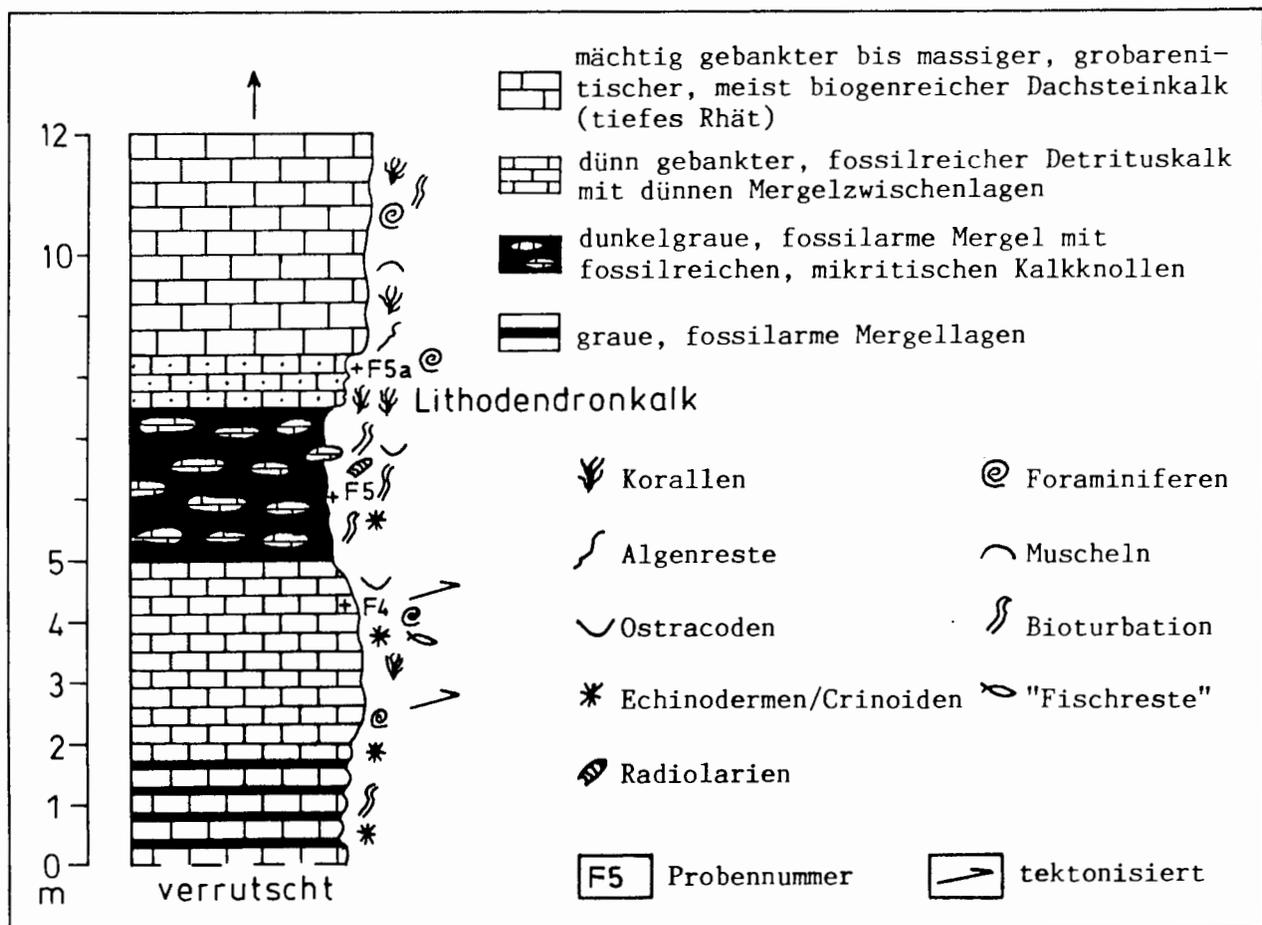


Abb. 8: Detailprofilaufnahme der Kössener Schichten an der Basis des rhätischen Dachsteinkalkes westlich des Ameiseggwaldes (Westrand Einbergzug) in 980 m AN (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 8: Kössen Formation/Dachstein limestone: Section in the western part of the Ameiseggwald in 980 m AN (see GAWLICK 1992 for samples).

pelagische Sedimentationsgeschichte nach (GAWLICK in Vorb.). Mit Ausnahme der im Illyr und im höheren Langobard eingeschalteten (heute dolomitisierten) Seichtwasserdetritusschüttungen handelt es sich stets um verschiedene Hallstätter Kalktypen. Ein unterkarnisches Terrigenintervall fehlt.

Die sedimentäre und fazielle Ausbildung der Schichtfolge, die der Scholle des westlichen Mitterberges (LEITHNER & KRYSSTYN 1984: dort ist die Schichtfolge allerdings nur bis Ober-Jul erhalten) ähnelt, weist auf eine paläogeographische Lage der Gollinger Hallstätter Schollen am ehemaligen Südrand der kalkalpinen Mitteltriaskarbonatplattform hin. Die in der Mittel-Trias eingeschalteten Riffdetrituslagen, das Fehlen der für die typische Hallstätter Salzbergfazies charakteristischen Fossilagerstätten (z.B. KRYSSTYN, SCHÄFFER & SCHLAGER 1971), das frühe Einsetzen der Beckenentwicklung im Pelson und die charakteristische lithofazielle Abfolge, die der typischen Salzbergfazies nahesteht, weist auf eine **Herkunft der Gollinger Hallstätter Schollen aus der noch in der höheren Mitteltrias-Karbonatplattformrand-beein-**

flußten Nähe des zentralen Bereiches der Hallstätter Salzbergfazies (= Buntkalkschwelle) hin.

3.2.1.2. Holzwehralmschollenkomplex

Wichtigste Arbeiten: HÄUSLER 1979, 1981a; CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952.

Die mächtige Graukalkentwicklung vom ?höheren Jul/tieferen Tuval an und die im tieferen Sevat in die Schichtfolge eingeschalteten polymikten Brekzienlagen, die ausschließlich Hallstätter Kalkkomponenten führen, belegen eine Ablagerung der Sedimente der südlichen Holzwehralmscholle (Abb. 2) in einer Depressionszone innerhalb des Hallstätter Buntkalkfaziesraumes (GAWLICK in Vorb.). Die durch die beginnende Dolomitisierung im Lac I angedeutete Annäherung der Obertriaskarbonatplattform und die feinen Detrituslagen innerhalb der Graukalke weisen auf eine **Herkunft der Holzwehralmsüdscholle aus einem Bereich hin, der ursprünglich plattformrandnäher beheimatet war als die Gollinger Hallstätter Schollen (= eingeschränkte Hallstätter Buntkalkfaziesentwicklung).**

3.2.1.3. Pailwand-Nordostscholle

Wichtigste Arbeiten: BITTNER 1884; FUGGER 1914; SICKENBERG 1926; CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; HAMILTON 1981; PLÖCHINGER 1982b.

Die stratigraphische und lithofazielle Entwicklung der Pailwand Nordostscholle (Abb. 2) zeichnet vom (?tieferen) Pelson bis zum Rhät eine epipelagische bis pelagische Sedimentationsgeschichte nach (GAWLICK in Vorb.). Nur im höheren Anis weisen noch geringmächtige Seichtwasserdetritusschüttungen auf die Nähe der mitteltriassischen Karbonatplattform hin.

Die lithofazielle Ausbildung der verschiedenen Hallstätter Kalktypen ähnelt vom basalen Ladin an sehr den der typischen Hallstätter Buntkalkschwelfazies (vgl. u.a. KRYSZTYN 1974). Die bunten Knollenflaserkalk im Fassan und tieferen Langobard als Zeit-Äquivalent der Graugelben und Grauvioletten Bankkalk und die gebankten, rote Hornsteinlagen führenden Bankkalk im höheren Tuval als Zeit-Äquivalent des Roten Bankkalkes, der lokale Reichtum an Makrofossilien (z.B. BITTNER 1884; CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; HAMILTON 1981) belegen eine **Herkunft der Pailwand-Nordostscholle aus dem unmittelbaren Randbereich (Hangfazies) der Hallstätter Buntkalkschwelle** (vgl. MANDL 1984a: Beilage – Schiechlingkamm).

3.2.2. Zlambachfazies

Die Zlambachfazies (oft auch als Hallstätter Graufazies bezeichnet) repräsentiert den tethyal pelagisch beeinflussten Übergangsbereich zwischen der Hallstätter Salzbergfazies und der kalkhochalpinen Karbonatplattformfazies (= kalkhochalpine Dachsteinkalkfazies). Die pelagisch beeinflusste Graukarbonatentwicklung setzt wahrscheinlich schon im Anis ein (Kap. 4.2.).

Wie bei den Schichtfolgen der Hallstätter Buntkalkfazies handelt es sich bei den Serien der Zlambachfazies um Sedimente einer primären Beckenfazies, auch wenn das Sediment sekundär verkieselt oder dolomitisiert wurde. Die mikro- und lithofazielle Ausbildung der einzelnen Schichtglieder innerhalb dieses Übergangsbereiches zwischen der offen marinen Hallstätter Buntkalkfazies und der kalkhochalpinen Karbonatplattformfazies ist noch stärker von der Entfernung des jeweiligen kalkalpinen Karbonatplattformrandes abhängig als bei den Schichtgliedern der Hallstätter Buntkalkfazies (vgl. dazu REIJMER & EVERAARS 1991). Turbiditische, riffdetritusführende Einschaltungen prägen das Sedimentationsbild. Intraformationale Gleitungen mit kataklastischer Zerlegung des Sedimentes sind häufig.

Bei der Rekonstruktion der stratigraphischen Entwicklung der Zlambachfazies wurden bisher fast nur die verschiedenen Kalktypen genauer untersucht, während

die mächtigen, oft in die Schichtfolge eingeschalteten Dolomitserien, die für die genaue Lagenrekonstruktion einzelner Schollen innerhalb des Zlambachfaziesraumes von entscheidender Bedeutung sind, vernachlässigt wurden (vgl. MANDL 1984a: Beilagen).

Charakteristische Schichtglieder der Hallstätter Graufazies sind die Pötschen- und Pedataschichten sowie mächtige bituminöse kieselige Dolomite (vgl. dazu „Nordjuvavische Hallstätter Fazies“: TOLLMANN 1985:102 ff.). Unterkarnische Schieferhorizonte dagegen sind kein charakteristisches Schichtglied des in sich stark gegliederten Ablagerungsraumes. Während auf Schwellenregionen oder in Hangpositionen Kieseldolomite (Zwieselalmfazies i.w.S.) abgelagert wurden, kam es in Senken oder Rinnen zur Akkumulation mächtiger dunkler Mergel und Tone, die als distale Vertretung der Leckkogelschichten (vgl. dazu DULLO & LEIN 1982) und nicht als Nordalpine Raibler Schichten (MANDL 1984a:139 ff.) anzusehen sind.

Die ursprüngliche sedimentäre Unterlagerung der Zlambachfazies-Schollen, die oft aus mitteltriassischen Karbonatplattform- und karbonatplattformrandnahen Sedimenten bestehen kann (LEIN 1985, 1987a), ist im Bereich des Lammertales meist nicht erhalten geblieben. Nur an der Basis des Lammereggs und der Roadberg-Hauptscholle, beides Schollenkomplexe aus einer Schwellen- oder Hangposition, sind an der Basis noch Reste der ursprünglichen Unterlagerung erhalten geblieben, während die anderen Schollen (z.B. Mehlstein, Sattlberg-Liegenschollen, Schober) wahrscheinlich an karnischen Schieferhorizonten von ihrem Sockel abgelöst wurden.

3.2.2.1. Gollinger Hallstätter Schollenregion

Alle in Zlambachfazies entwickelten Einzelschollen der Gollinger Hallstätter Schollenregion (Abb. 2, GAWLICK in Vorb.) lagern tektonisch auf oder neben dem Mitteltriasdolomit des Gollinger Schwarzenbergkomplexes (vgl. dazu HÄUSLER 1981a:147f. – Verzahnung). Die Mehlsteinscholle zeigt eine der Zwieselalmfazies ähnliche stratigraphisch/fazielle Entwicklung.

Die Schichtfolge der Mehlsteinscholle ähnelt in ihrer stratigraphischen und lithofaziellen Ausbildung der Zwieselalmfazies, die relativ karbonatplattformrandnah abgelagert wurde (MANDL 1984a; TOLLMANN 1985; GAWLICK in Vorb.), während die Schichtfolge der Haareckerscholle etwas offen marinere Sedimentationsbedingungen zeigt.

Die stratigraphische und fazielle Ausbildung der Schichtfolgen belegen eine **Herkunft aus einem karbonatplattformrandnahen Zlambachfaziesbereich** (Zwieselalmfazies i.w.S.). Der ursprüngliche Ablagerungs-

raum der Mehlsteinscholle lag näher an der Karbonatplattform als der der Haareckerscholle.

3.2.2.2. Lammeregg-Schollenkomplex

Wichtigste Arbeiten: PIA 1924; DOLAK 1948; CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; HÄUSLER 1979, 1980a, 1981a; GAWLICK 1988; PLÖCHINGER 1990.

Die stratigraphische, litho- und mikrofaziale Entwicklung der Teilschollen des Lammeregg-Schollenkomplexes (Abb. 2) zeichnen vom Jul bis zum Sevat eine sowohl Karbonatplattform- als auch pelagisch beeinflusste Sedimentationsgeschichte nach (GAWLICK in Vorb.). Die Schichtfolgen der beiden Teilschollen stammen aus dem Übergangsbereich zwischen der Hallstätter Salzbergfazies und der kalkhochalpinen Karbonatplattformfazies (= kalkhochalpine Dachsteinkalkfazies).

Die Graukalkentwicklung der Lammeregg-Nordscholle mit den im Alaun/Sevat-Grenzbereich und im tieferen Sevat eingelagerten polymikten Brekzienlagen und der Lammeregg-Südscholle belegt eine Ablagerung der Sedimente in tiefer Hang- oder Beckenposition innerhalb des Zlambachfaziesraumes. Die dolomitisierte Schichtfolge der Lammeregg-Südscholle dagegen zeigt eine der Zwieselalmfazies nahestehende Entwicklung. Die sedimentäre und stratigraphische Entwicklung der beiden Teilschollen weist auf eine **Herkunft des Lammeregg-Schollenkomplexes aus der inneren, eher dem Karbonatplattformrand nahestehenden Bereich des Zlambachfaziesraumes** (= Zwieselalmfazies i.w.S.) hin, in den durch die gesamte Ober-Trias hindurch Riffdetritus von der obertriassischen Karbonatplattform in Form von distalen Turbiditen geschüttet wurde.

3.2.2.3. Sattlberg-Liegendschollen

Die Schichtfolge (Tuval-Alaun) der Sattlberg-Ostscholle ähnelt sehr stark der in Zwieselalmfazies ausgebildeten Mehlsteinscholle (GAWLICK in Vorb.). Die Sedimentation der Schichtfolge der Sattlberg-Westscholle (Alaun-Sevat) ist stark von Riffdetritusschüttungen beeinflusst und wurde in nicht allzu großer Entfernung vom jeweiligen Karbonatplattformrand abgelagert. Aufgrund der Schichtfolge der Sattlberg-Liegendschollen ist eine **Herkunft der Schollen aus dem karbonatplattformrandnahen Zlambachfaziesbereich** (Zwieselalmfazies) wahrscheinlich.

3.2.2.4. Roadberg-Schollenkomplex

Wichtigste Arbeiten: PIA 1924; CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; HÄUSLER 1979, 1980a, 1981a.

Die stratigraphische, litho- und mikrofaziale Entwicklung der Teilschollen des Roadberg-Schollenkomplexes (Abb. 2) zeichnen vom Jul bis zum höheren

Sevat/?Rhät eine sowohl karbonatplattformrand- als auch pelagisch beeinflusste Sedimentationsgeschichte nach (GAWLICK in Vorb.). Die Schichtfolgen ähneln zwar denen des Lammeregg-Schollenkomplexes, stammen aber aus dem Übergangsbereich zwischen der eingeschränkten Hallstätter Salzbergfazies und der Zwieselalmfazies.

Die stratigraphische und sedimentgenetische Entwicklung der ursprünglich aus benachbarten Sedimentationsräumen stammenden Teilschollen weist auf eine **Herkunft des Roadberg-Schollenkomplexes aus dem inneren, eher dem Hallstätter Salzbergfazies nahestehenden Bereich des Zlambachfaziesraumes** hin. Auch die im Alaun-Sevat abgelagerten, geringmächtigen, laminierten, mikritischen Pötschenschichten der Roadberg-Südscholle zeigen karbonatplattformrandferne Ablagerungsbedingungen an.

3.2.2.5. Die östliche Lammerzone

Wichtigste Arbeiten: SICKENBERG 1926 (1928); CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; HAMILTON 1981.

Im Bereich der östlichen Lammerzone zwischen Abteu im Westen und Annaberg im Osten werden einige Schollen aus Pötschenschichten aufgebaut (vgl. CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952: geol. Karte; PLÖCHINGER 1982a: geol. Karte – viele der isoliert auftretenden Gutensteiner Dolomitvorkommen, HAMILTON 1981: geol. Karte). Die wichtigsten Schollen sind im Osten der Schoberkomplex und die Pailwand-Westscholle, im Westen die Sulzenkopfscholle und kleine Teilbereiche des Efelteck (Abb. 2).

3.2.3. Kalkhochalpine Dachsteinkalkfazies

Die kalkhochalpine Dachsteinkalkfazies repräsentiert im Gegensatz zu der kalkvoralpinen Dachsteinkalkfazies den zeitweise tethyal pelagisch beeinflussten Südrand der triassischen Karbonatplattformen bzw. Karbonatrampen. Sie markiert den Übergang zwischen den triassischen Plattformkarbonaten und pelagischen Karbonaten (Zlambachfazies i.w.S.).

Die mikro- und lithofaziale Ausbildung der Schichtfolgen dieses Karbonatplattform- oder Karbonatrampenrandbereiches ist primär von eustatisch und/oder tektonisch kontrollierten Sedimentationsbedingungen abhängig. Die Veränderung der Ablagerungsbedingungen und Karbonatplattform- und/oder Karbonatrampengeometrien (vgl. READ 1985; SARG 1988) verursacht die Progradation des Karbonatplattform- oder Karbonatrampenrandes über primäre Beckensedimente oder die Aggradation des Karbonatplattform- oder Karbonatrampenrandes unter Einschaltung pelagisch beeinflusster Karbonate. Zusätzlich entstehen durch die anhaltende Dehnung des triassischen Kontinentalrandes neue Depoträume, die durch den Schutt von den

Karbonatplattformen oder Karbonatrampen rasch wieder verfüllt werden (LEIN 1987a, 1987b). Synsedimentäre Störungen sind häufig (vgl. ZANKL 1971). Der Übergangsbereich zwischen Plattformkarbonaten und pelagischen Karbonaten ist durch eine komplexe Konfiguration entstehender und vergehender Depoträume sowie eustatisch und/oder tektonisch kontrollierter Sedimentationsbedingungen gekennzeichnet. Eine detaillierte Rekonstruktion der Veränderung dieser Konfiguration durch Raum und Zeit fehlt bisher und kann erst nach der Untersuchung der einzelnen isolierten Schollenkomplexe am heutigen Kalkalpensüdrand versucht werden; dennoch blieb das prinzipielle Grundmuster als strukturell komplex gebauter Übergangsbereich zwischen den triassischen Plattformkarbonaten und pelagischen Karbonaten erhalten: Unter lagunären Sedimentationsbedingungen entstandene Kalke und Dolomite, im Rückriffbereich abgelagerte Karbonate, Riff- und Vorriffsedimente (Kalke und Dolomite) prägen die Schichtfolge. Sedimentationsunterbrechung mit Trockenfallen großer Areale oder die Einlagerung pelagischer Karbonate markieren extreme Ablagerungsbedingungen, verursacht durch eustatisch und/oder tektonische Faktoren.

Bei der Rekonstruktion der stratigraphischen Entwicklung der Sedimentserien der kalkhochalpinen Dachsteinkalkfazies wurden bisher meist nur die verschiedenen mächtigen Karbonatplattform- oder Karbonatrampenkalke und -dolomite sowie die in die Schichtfolge eingeschalteten pelagisch beeinflussten Kalke, die die Progradation der im Zlambachfaziesbereich abgelagerten Sedimentserien anzeigen, genauer untersucht. Die mächtigen, in die Schichtfolge eingelagerten, dolomitisierten primären Beckensedimente, die für die genaue Lagenrekonstruktion der einzelnen Schollenkomplexe innerhalb des kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraumes von entscheidender Bedeutung sind, wurden früher meist vernachlässigt (vgl. dazu TOLLMANN 1985; LEIN 1987a), im Lammertal bisher nicht erkannt.

Charakteristische Schichtglieder der kalkhochalpinen Dachsteinkalkfazies sind über Werfener Schichten und Gutensteiner Dolomit die mächtigen Karbonatfolgen der Mittel-Trias Karbonatplattform (Wettersteinkarbonatplattform) und der Ober-Trias Karbonatplattform (Dachsteinkalkkarbonatplattform) sowie eine meist geringmächtige unterkarnische Kalk/Schiefer-Wechselfolge (Leckkogelschichten).

3.2.3.1. Schwarzenbergkomplex

Wichtigste Arbeiten: FUGGER 1905; PIA 1924; DOLAK 1948; CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; PLÖCHINGER ab 1955; TOLLMANN 1976c, 1981b; HÄUSLER 1979, 1980c, 1981a; LEUSCHNER 1989; GAWLICK, LEUSCHNER & ZANKL 1990.

Teilschollen des Schwarzenbergkomplexes (Abb. 2), von West nach Ost (Golling-Abtenau): Haarberg, Gollinger Schwarzenbergkomplex i. c. S., Hühnerkopf-/Rabensteinkopfteilscholle, Sattlberg-Nordabfall, Schilchegg, Teile des Roadberges, Flichtlhofberg, Arlstein.

Die stratigraphische und lithofazielle Entwicklung des Schwarzenbergkomplexes zeichnet vom Skyth bis zum Rhät die Sedimentationsgeschichte eines Karbonatplattformrandes nach (GAWLICK & LEUSCHNER in Vorb.).

Die Schichtfolge des Schwarzenbergkomplexes ähnelt in ihrer Entwicklung stark den Schichtfolgen des Gosaukammes (vgl. u. a. SCHLAGER 1967a; LEIN 1976; FLÜGEL et al. 1978; MANDL 1984b; SCHAUER 1984), des Südrandes des Göll-Komplexes mit der Torrener-Joch-Zone (ZANKL 1962; MOUSSAVI 1985) und des Grimmings (BÖHM 1988). Auch der Hochkönig zeigt eine prinzipiell ähnliche Schichtfolge (SCHAUER 1984), allerdings aus einer beckenwärtigen Position.

Eine Einwurzelung des Gollinger Schwarzenbergkomplexes zwischen Tennengebirgsnordrand und Osterhorngruppensüdrand ist allerdings nicht möglich. Am Osterhorngruppensüdrand entwickeln sich aus dem mächtigen Hauptdolomit (?Tuval/Lac) unter Wechselagerung von Dolomitbänken und Dachsteinkalkbänken (Plattenkalk) allmählich die Kössener Schichten. Darüber folgt der „Oberrhätriffkalk“

Die laterale Verzahnung der Schichtfolge des Osterhorngruppensüdrandes mit der Schichtfolge am Tennengebirgsnordrand ist durch die früh-oberrhätriffkalkische Beckenfüllung des Lammertales verhüllt. Lagunärer Dachsteinkalk in Loferer Fazies an der Basis, Kössener Einlagerungen und rhätischer Dachsteinkalk im Hangenden belegen aber einen ursprünglich einheitlichen, zusammenhängenden Sedimentationsraum (vgl. ZANKL 1971: Abb. 2). Der Gollinger Schwarzenbergkomplex müßte als autochthones Element im Lammertal eine vermittelnde Schichtfolge zeigen. Es fehlen aber sowohl der mächtige Hauptdolomit oder der lagunäre Dachsteinkalk in Loferer Fazies als auch die Kössener Schichten an der Basis der Dachsteinkalkentwicklung.

Neben tektonischen Belegen weisen auch die stratigraphische und lithofazielle Entwicklung der Schichtfolge, die Umkehr des Subsidenzverhaltens im höheren Nor (GAWLICK in Vorb.) auf eine **Herkunft des Schwarzenbergkomplexes von dem zeitweise tethyal pelagisch beeinflussten Südrand der triassischen Karbonatplattformen** hin. Die Schichtfolge vermittelt zwischen dem Gosaukamm und dem Südrand des Göll-Komplexes mit der Torrener-Joch-Zone. Der Schwarzenbergkomplex kann deshalb, bei dem derzeitigen Kenntnisstand, aufgrund seiner Schichtfolge als

Bindeglied zwischen dem Gosaukamm und dem Südrand des Göll-Komplexes mit der Torrener-Joch-Zone interpretiert werden.

3.2.3.2. Traunstein/Schallwand-Komplex

Wichtigste Arbeiten: BITTNER 1884; FUGGER 1914; SICKENBERG 1926 (1928); CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; PLÖCHINGER 1982a, b; HAMILTON 1981.

Teilschollen und tektonisch isolierte Schuppen des Traunstein/Schallwandkomplexes; von West nach Ost (Abtenau – Annaberg): Efelteck, Schallwand, Großer Traunstein, Kleiner Traunstein, Schoberwald: mehrere Teilschuppen, Pailwandschollenbasis, Ostbasis des Schober.

Die nur lückenhaft rekonstruierbare stratigraphische und lithofazielle Entwicklung des Traunstein/Schallwandkomplexes scheint wie die Schichtfolge des Schwarzenbergkomplexes die Sedimentationsgeschichte eines Karbonatplattformrandes nachzuzeichnen, da der Traunstein/Schallwandkomplex wahrscheinlich die Richtung Südosten streichende Fortsetzung des Schwarzenbergkomplexes ist. Detailstratigraphische Untersuchungen fehlen allerdings, denn bisher standen Fragen nach den tektonischen Lagerungsverhältnissen und der struktureologischen Entwicklungsgeschichte der östlichen Lammerzone im Vordergrund (FUGGER 1914; SICKENBERG 1926; CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; PLÖCHINGER 1982a, b; HAMILTON 1981). Die Untersuchung der Lagerungsverhältnisse sollte auch ohne detaillierte Kenntnis der stratigraphischen und/oder litho- und mikrofaziellen Entwicklung der Schichtfolge die Frage nach der tektonischen Stellung der östlichen Lammerzone klären. Die tektonische Isolation aller einzelnen Teilschollen und Schuppen am Ostrand des Tennengebirges wurde belegt. Fragen nach der Herkunft der Schollen und des Traunstein/Schallwandkomplexes blieben spekulativ (vgl. HAMILTON 1981).

Da der Traunstein/Schallwandkomplex wahrscheinlich die streichende Fortsetzung des Schwarzenbergkomplexes Richtung Südosten darstellt, verbunden durch die Werfener Schichten und den Gutensteiner Dolomit des Arlsteines und des Efelteck, ist eine **Herkunft des Traunstein/Schallwandkomplexes analog dem Schwarzenbergkomplex von dem zeitweise tethyal pelagisch beeinflussten Südrand der triassischen Karbonatplattformen** möglich.

Da aber die gesamte, wenn auch in Teilschuppen zerlegte, genetisch zusammengehörende Schichtfolge vom Skyth bis in den Lias überkippt auf den Strubberg-schichten des Tennengebirgsnordrandes lagert, stellt der Dachsteinriffkalk des Großen Traunstein und der Schallwand lediglich das Hangende der gesamten Schichtfolge dar, die heute, durch jüngere Störungen zerrissen und geschuppt, am Tennengebirgsnordrand lagert.

3.2.4. Isolierte Schollen: Haselgebirge und Werfener Schichten (teilweise mit Gutensteiner Dolomit)

An der Basis von Schollen aus verschiedenen faziellen Herkunftsgebieten treten isolierte Schollen aus Haselgebirge und/oder Werfener Schichten auf, teilweise mit Resten von Gutensteiner Dolomit.

An der tektonischen Basis der **Lammeregg-Ostseite** (GAWLICK 1988: geol. Karte), westlich von Kuchlbach, unterlagert eine mehrere hundert Quadratmeter große Scholle aus Werfener Schichten die Lammeregg-Nordscholle.

Das im Bereich von **Unterscheffau** auftretende gipsreiche Haselgebirge mit Anteilen von Werfener Schichten (Abb. 2, DOLAK 1948; LEUSCHNER 1989: geol. Karte) unterlagert als tektonische Basis den Gollinger Schwarzenbergkomplex (vgl. dazu PLÖCHINGER 1973: A50, 1979a, b) und die kleinen Schollen aus dem Zlambachfaziesraum (Mehlstein, Kleinscholle zwischen Oetzer und Haarecker). Diese Scholle aus Haselgebirge kann sowohl die ursprüngliche stratigraphische Basis des Schwarzenbergkomplexes als auch eine isolierte Scholle sein. Bis zur nordwestlichen Umrahmung des Gollinger Schwarzenberges streichend, bildet das Haselgebirge zusammen mit den Werfener Schichten hier die tektonische Unterlage des Schwarzenbergkomplexes. In diesem Bereich ist es von der Grubach-Grabenwaldscholle nicht zu trennen (vgl. auch PIA 1924).

Die isolierte Scholle aus Werfener Schichten mit Resten von Gutensteiner Dolomit **zwischen dem Winerfall am Tennengebirgsnordrand und der Rabensteinkopfalm** (Abb. 2) innerhalb des Schwarzenbergkomplexes, überlagert am Tennengebirgsnordrand die Strubberg-schichten und sekundär tektonisch den Dachsteinkalk (vgl. HÄUSLER 1979).

Die meisten isolierten Schollen aus Werfener Schichten (unterhalb des Roadberg-Schollenkomplexes mit Gutensteiner Dolomit) lagern zwischen den Strubberg-schichten und den Zlambachfazies-Schollen. Sie gehören damit zur ersten Schollengeneration, die in das Lammerbecken eingeglitten ist. Zur Zeit der Mobilisierung dieser Schollen, deren Schichtfolgen von der stratigraphischen Basis des kalkalpinen Sedimentstapels stammen, muß die ursprüngliche sedimentäre Auflagerung bereits abgelöst worden sein (vgl. LEIN 1987b).

3.2.5. Isolierte Kleinschollen unsicherer Herkunft

Basis des Sattlberges

An der Basis des Sattlberg-Schollenkomplexes liegt nordöstlich von Kuchlbach in 500 m AN ein isolierter Schollenrest, der aufgrund seiner früh einsetzenden Beckenentwicklung im Pelson aus dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesraum oder dem späteren Zlambachfaziesraum hergeleitet werden kann. Lithofaziell vermittelt der dunkelgraue Kieseldolomit der Scholle

zwischen der Plattform- und der Beckenfazies. Die genaue Ausdehnung des Schollenrestes an der Basis der in Zlambachfazies ausgebildeten Sattlberg-Liegendscholle ist mangels guter Aufschlußverhältnisse am stark bewaldeten und mit Hangschutt bedeckten Sattlberg-Nordabfall nicht zu erfassen.

Das Eingleiten dieser Kleinscholle wird genetisch mit dem Eingleiten der Schollen aus Werfener Schichten zusammenhängen, die oft an der Basis der Zlambachfazies-Schollen, z.B. an der Basis des Lammeregg-Schollenkomplexes westlich von Kuchlbach auftreten.

Kleinscholle nördlich des Strubberges

Nördlich des Strubberges liegt in sekundär tektonischer Auflagerung eine mehr als hundert Meter große, anchimetamorph überprägte Kleinscholle (GAWLICK & KÖNIGSHOF 1993) aus leicht dolomitisierten oberanischen Beckensedimenten auf den Pedata-Plattenskalken der Roadberg-Südscholle. Aufgrund der früh einsetzenden Beckenentwicklung im Ober-Anis kann diese Kleinscholle wie die Kleinscholle an der Basis des Sattlberges aus dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich oder dem späteren Zlambachfaziesbereich hergeleitet werden.

Kleinscholle in der Gipfelregion des Lammeregg

Im südöstlichen Gipfelbereich des Lammeregg in 860 m AN liegt in sekundär tektonischer Auflagerung eine isolierte Kleinscholle aus einem völlig umkristallisierten Kieseldolomit des Fassan auf den oberkamischen Pötschenschichten der Lammeregg-Nordscholle. Diese Kleinscholle kann aufgrund der früh einsetzenden Beckenentwicklung und der höheren Temperaturüberprägung abgegrenzt werden. Sie ähnelt stark der Kleinscholle östlich Unterscheffau (Abb. 2) und könnte aus einem zwischen dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich und dem Ablagerungsraum des Grafensteigdolomites (Zlambachfaziesraum i.w.S., Kap. 3.2.3.) vermittelnden Ablagerungsraum hergeleitet werden. Im Komponentenbestand der Strubbergbrekzie des Lammeregg konnten keine Komponenten vergleichbarer faziieller Ausbildung und Temperaturgeschichte nachgewiesen werden.

Kleinschollen im Bereich von Kuchlbach/Oberscheffau

Nördlich der quartärbedeckten **Ebene von Kuchlbach** (Abb. 2) grenzt in 500–520 m AN ein isoliertes Vorkommen von Werfener Schieferen, gebankten mittelgrauen Werfener Kalken mit *Meandrospira* sp. und Gutensteiner Schichten tektonisch an den Dachsteinkalk des Tennengebirgsnordrandes (PIA 1924, HÄUSLER 1979:117, GAWLICK 1988:26). Die tektonischen Lagerungsverhältnisse zur Umrahmung sind aufgrund der mächtigen Quartärbedeckung im gesamten Bereich des Kuchlbacher Terrassenbeckens nicht erfaßbar. Wahrscheinlich gehört diese isolierte Teilscholle wie die isolierten Schollen aus Werfener Schichten an der östlichen Basis der Lammeregg-Scholle oder an der westlichen Basis des Roadberg-Schollenkomplexes zur ersten Schollengeneration im Lammertal.

Südlich der Ebene von Kuchlbach, zwischen 520 m und 600 m AN (Abb. 2), lagert direkt auf den Strubbergsschichten eine mehrere hundert Quadratmeter große, isolierte Einzelscholle aus undeutlich gebanktem bis massigem, sterilem, mittelgrauem bis grauschwarzem, z.T. brekziösem Dolomit, wahrscheinlich Gutensteiner Dolomit (CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952:72; HÄUSLER 1979:85, GAWLICK 1988:26).

Im **nordöstlichen Niederkar** zwischen 660 m und 740 m AN (Abb. 2) und südöstlich der Ramserwiese in ca. 660 m AN grenzen tektonisch isolierte Kleinschollen direkt an Strubbergsschichten (vgl. GAWLICK 1988: geol. Karte). Der dunkelgraue bis schwarze, sterile Dolomit ist wahrscheinlich wieder Gutensteiner Dolomit.

Alle isolierten Kleinschollen im Bereich von Kuchlbach/Oberscheffau, die direkt auf den Strubbergsschichten lagern oder tektonisch nur von Strubbergsschichten begrenzt werden, gehören wahrscheinlich wie die isolierten Schollen aus Werfener Schichten (Kap. 3.2.4.) zur ersten Schollengeneration im Lammertal.

3.3. Die Werfener Schuppenzone

Zwischen der Lammerzone im Westen und dem Gosaukammkomplex im Osten ist die intensiv verschuppte tektonische Basis des Tennengebirges, der Lammerzone und der westlichen Dachsteindecke durch die tiefgreifende Erosion der Lammer angeschnitten. TOUSSAINT (1971) und MANDL (1984b) rechnen diese Schuppenzone als tiefstes tektonisches Element zur Werfener Schuppenzone, die im „Annaberger Halbfenster“ (TOLLMANN 1969; MOSTLER & ROSSNER 1977) weit nach Norden bis zum Bärhof nordöstlich der Pailwandscholle reichen soll, d.h. die Lammerzone soll am gesamten **südöstlichen** Ostrand von der primär vorgosauisch nordvergent geschuppten St. Martin – Werfener Schuppenzone begrenzt werden (ROSSNER 1972, 1977). Die Werfener Schuppenzone soll als bedeutendes tektonisches Lineament die Lammerzone von der Dachsteindecke trennen.

Die Schichtfolgen der einzelnen Teilschuppen bestehen in diesem Raum nur aus Haselgebirge, Werfener und Gutensteiner Schichten (zur Schichtfolge der Werfener Schuppenzone vgl. Zusammenstellungen bei TOLLMANN 1976b:240ff. und 1985:174), während weiter im Süden im St. Martin Schuppenland der Lammerzone durchaus vergleichbare Schichtfolgen verschuppt wurden (ROSSNER 1972).

Die intensive Verschuppung mit mehrfacher Wiederholung der Schichtfolge aus Haselgebirge, Werfener Schichten und Gutensteiner Schichten berechtigt aber nicht, das Gebiet zwischen der östlichen Lammerzone und dem Gosaukammkomplex zur Werfener Schuppenzone zu stellen. Eine intensive Verschuppung von

Haselgebirge, Werfener Schichten und Gutensteiner Dolomit ist auch an der Basis der aus dem kalkhochalpinen Ablagerungsraum stammenden Schollen sowohl am gesamten östlichen Tennengebirgsnordrand im Bereich des Schallwand/Traunsteinkomplexes (vgl. auch TOLLMANN 1985:172) als auch im Bereich der mittleren Lammerzone bis nach Golling im Westen, u.a. an der Basis des Schwarzenbergkomplexes (Abb. 2), ein durchaus charakteristisches tektonisches Element (vgl. dazu LEIN 1981). Zusätzlich erschweren die im frühen Ober-Jura in das Lammerbecken eingeglittenen Schollen aus Haselgebirge, Werfener Schichten und Gutensteiner Dolomit eine genaue tektonische Zuordnung zu einer definierten tektonischen Einheit wie der Werfener Schuppenzone.

Eine klare Abgrenzung zwischen der Werfener Schuppenzone i.e.S. und der geschuppten Basis der aus dem kalkhochalpinen Ablagerungsraum stammenden Schollengeneration ist damit im Bereich zwischen der Lammerzone und dem Gosaukammkomplex nicht möglich. Die Anlage der geschuppten Basis der aus dem kalkhochalpinen Ablagerungsraum stammenden Schollen und die Anlage der Werfener Schuppenzone erfolgte wahrscheinlich ungefähr zeitgleich mit dem Eingleiten der Schollen im frühen Ober-Jura (vgl. dazu NOWY & LEIN 1984:56). Die Bezeichnung „Werfener Schuppenzone“ sollte deshalb in diesem Bereich nur auf die südlich des Tennengebirgsostrandes gelegenen Teilschuppen angewendet werden (sensu ROSSNER 1972), nicht aber auf die im „Annaberger Halbfenster“ weit nach Norden reichende geschuppte Basis der aus dem kalkhochalpinen Raum stammenden Schollen.

4. Der aktive Kontinentalrand: Dogger/Malm

4.1. Strubbergsschichten

Wichtigste Arbeiten: CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; LECHNER & PLÖCHINGER 1956; HÖCK & SCHLAGER 1964; TOLLMANN 1976c; GÜNTHER & TICHY 1979; HÄUSLER 1979, 1980c, 1981a; DIERSCHKE 1980; BERAN, FAUPL & HAMILTON 1981, 1983; FAUPL & BERAN 1983; GAWLICK 1988; PLÖCHINGER 1982b, 1990.

Der Hauptteil der Strubbergsschichten besteht aus dünn gebankten, meist laminierten, stellenweise auch homogenen, mikritischen, radiolarienführenden Kalken, Kieselkalken und Radiolariten sowie dünnschichtigen, oft manganreichen, meist radiolarienführenden Mergeln und Mergelkalken (Abb. 9 bis Abb. 11). In die Folge eingeschaltet sind grobarenitische, gradierte Sequenzen mit Feinbrekzien, Resedimente und polymikrite Brekzienkörper mit dem Komponentenmaterial aus dem kalkhochalpinen Faziesraum (Kap. 4.2.). Synsedimentäre Gleitfalten und das Verrutschen von mehrere Meter mächtigen Sedimentpaketen sind häufig, z.B. im

basalen Teil des Sattlberg-Westprofils (Abb. 9, vgl. auch DIERSCHKE 1980: Profil 110).

Kennzeichnend für die gesamte Schichtfolge ist das weitgehende Fehlen von Schwermineralen, denn im frühen Ober-Jura werden zunächst nur die Karbonate des triassischen Kalkalpensüdrandes mobilisiert. Erst in der Unter-Kreide weisen Kristallinkomponenten und der Schwermineralgehalt (DECKER et al. 1987, POBER & FAUPL 1988) darauf hin, daß die kalkalpine Sedimenthülle weitgehend erodiert und der kristalline Untergrund angeschnitten ist. Die vereinzelt auftretenden, stark korrodierten Granate im höheren Teil der Strubbergsschichtenfolge können aus den kalkhochalpinen karnischen Serien hergeleitet werden.

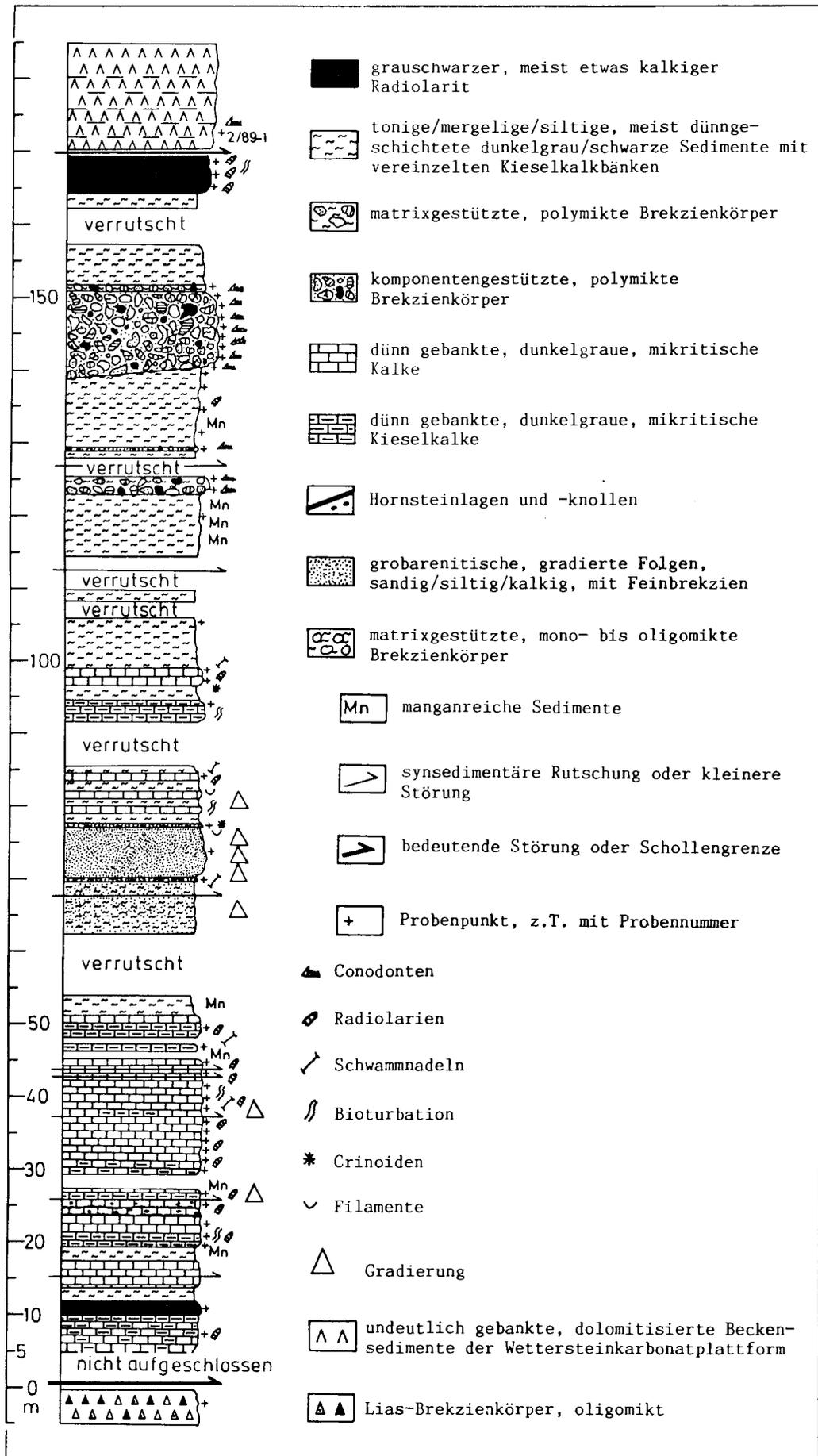
Als **Gesamtmächtigkeit** der Strubbergsschichten i.e.S. werden von BERAN et al. (1983) ungefähr zweihundert Meter angegeben. Aufgrund der meist intensiven tektonischen Durchbewegung und der stark wechselnden Sedimentation läßt sich die Gesamtmächtigkeit aber nicht genau ermitteln. Die vollständigsten Profile am Tennengebirgsnordrand (Abb. 9 und Abb. 10) bestätigen zwar die Größenordnung von ungefähr zweihundert Metern, lassen sich aber nur bedingt miteinander korrelieren, so daß die Mächtigkeit der Strubbergsschichten i.e.S. je nach sedimentgenetischer Position innerhalb des Lammerbeckens stellenweise sicher deutlich höher liegt (vgl. DIERSCHKE 1980). Addiert man die Mächtigkeiten der von Strubbergbrekzie eingesedimentierten Großschollen (siehe Kap. 4.2.) aus dem Zlambachfaziesraum und dem Hallstätter Buntkalkfaziesraum hinzu, erreicht die Mächtigkeit der Beckenfüllung im westlichen Lammertal fast eintausend Meter, mit dem aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum stammenden Schwarzenbergkomplex über eintausendfünfhundert Meter.

Der **stratigraphische Umfang** der Strubbergsschichten ist bisher stark umstritten. Angenommen wurde, daß die Sedimentation im höheren Lias einsetzt (CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952:61; PLÖCHINGER 1980, 1983; HAMILTON 1981 — vgl. dazu PLÖCHINGER 1990 und Kap. 3.1.1.) und bis in den höheren Malm reicht (HÄUSLER 1979:100, 1981a:104). Der Nachweis des grauschwarzen Radiolarites als Hangendglied des unteren Radiolaritniveaus sensu DIERSCHKE (1980) im Hangenden der Strubbergsschichten (GAWLICK 1988) belegt, daß die Sedimentation der Strubbergsschichten aber bereits im ?mittleren Oxford endet.

Die höheren Strubbergsschichten mit ihren eingelagerten polymikten Brekzienkörpern können deshalb nicht mehr als zeitliches Äquivalent der Tauglbodenschichten (u.a. SCHLAGER, M. 1959; HÖCK & SCHLAGER 1964; SCHLAGER, W. 1968; SCHLAGER & SCHÖLLNERBERGER 1974:183; PLÖCHINGER

Abb. 9:
Detailprofilaufnahme der Strubberg-schichten an der Westseite des Sattelberges zwischen 800 m und 820 m AN.

Fig. 9:
Section of the Strubberg Formation: west of Sattelberg between 800 m to 820 m AN.



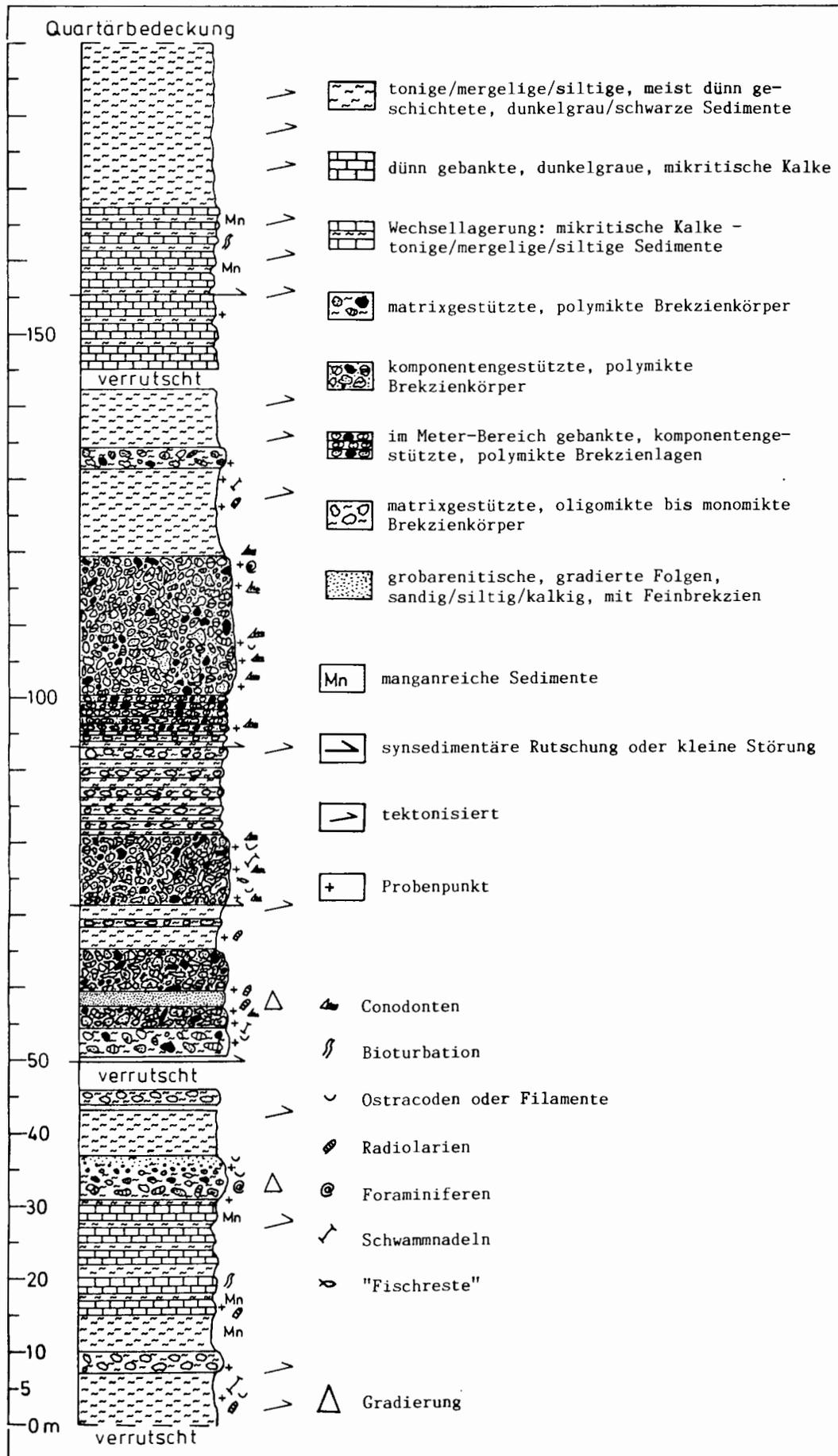


Abb. 10: Detailprofilaufnahme der Strubberg-schichten im Infanggraben südöstlich Kuchlbach zwischen 630 m und 710 m AN.

Fig. 10: Section of the Strubberg Formation: southeast Kuchlbach in the Infanggraben between 630 m to 710 m AN.

1979b:A106, 1984:295; HÄUSLER 1979:76, 1981a:146; TOLLMANN 1981b:178, 1985; BERAN, FAUPL & HAMILTON 1981, 1983:178) der inneren Osterhorngruppe (= tiefmalmische Plattenkalke VORTISCH 1953a, b, 1955) interpretiert werden, die dem höheren Radiolaritniveau angehören (nach DIERSCH 1980).

Die Strubbergsschichtenfolge ist die etwas ältere, sedimentgenetisch mit den Tauglbodenschichten vergleichbare Beckenfüllung des sich südlich des Tauglbeckens anschließenden Lammerbeckens.

Der Kontakt der Strubbergsschichten zur Unterlage ist stets tektonisch (vgl. dazu CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952:171; HÖCK 1964; TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN 1970; HÄUSLER 1979).

Aus den im Liegenden auftretenden liassischen Serien, deren stratigraphische Reichweite bis in das Toarcium belegt werden konnte (Kap. 3.1.1.2.), können keine Aussagen über das stratigraphische Einsetzen der Strubbergsschichtensedimentation abgeleitet werden.

Die im basalen Teil der Strubbergsschichten des Sattlberg-Westprofils (Abb. 9) auftretenden Kieselkalke und Radiolarite entsprechen litho- und mikrofaziell den im Hangenden der Folge auftretenden Radiolariten und sind der Radiolarien-Coeno-Zone des Oxford (sensu DIERSCH 1980:22) zuzuordnen. Auch die Radiolarienfaunen aus dem basalen Teil der Strubbergsschichtenfolge und den Hangendpartien sind weitgehend identisch. Eine Bearbeitung ist im Gange (GAWLICK & SCHMIDT-EFFING in Vorb.).

4.1.1. Sedimentologische, litho- und mikrofazielle Gliederung

1. Kalke, Kieselkalke und Radiolarite

Typ 1: Geschichtete Sedimenttypen

- a) Laminiert, die einzelnen Laminae ohne erosiven Basiskontakt.
- b) Mit bis zu zwei Zentimetern mächtigen, turbiditischen, gradierten Lagen. An der Basis oft mit Anreicherung von Erzkörnern, selten mit erosivem Basiskontakt, selten „flame structures“. Schrägschichtung selten vorhanden. Syndimentäre Rutschfalten sind häufig.

Mikrofazies

1. Meist radiolarienführende Wackestones, selten Packstones. Die Radiolarien sind meist stark, oft mäßig stark umkristallisiert (meist kalzitisiert). Filamente und/oder Schwammnadeln sind selten.

2. Fossilfreie Mikrite.

Typ 2: Nicht geschichtete, texturell homogene Sedimenttypen.

Syndimentäre Rutschfalten sind selten.

Mikrofazies

Fast immer radiolarienführende pelagische Mudstones. Die wenigen Radiolarien sind meist stark, oft mäßig stark rekristallisiert (meist kalzitisiert). Schwammnadeln sind selten.

2. Mergel und Mergelkalke

Typ 1: Meist dünn geschichtete, texturell homogene Sedimenttypen.

Oft mit syndimentären Rutschfalten und Setzungen, selten bioturbat, selten laminiert.

Mikrofazies

1. Radiolarienführende Wackestones, selten Packstones. Die Radiolarien sind meist mäßig stark, oft völlig rekristallisiert (kalzitisiert), Filamente und/oder Schwammnadeln sind selten.

2. Fast fossilfrei. Nur sehr selten mit stark rekristallisierten (kalzitisierten) vereinzelt Radiolarien oder Schwammnadeln.

Typ 2: Manganreiche Sedimente, wie Typ 1.

3. Resedimente

Intraformationale Brekzienlagen, die nur Fragmente der Strubbergsschichtenfolge als Komponenten führen. Sehr polymiktes, parautochthones Komponentenspektrum. Es können fast alle litho- und mikrofaziellen Typen auftreten, die aus der Strubbergsschichtenfolge bekannt sind. Die einzelnen Klasten sind meist gerundet, selten eckig. Diese syndimentären Umlagerungen lassen auf ein gegliedertes Relief innerhalb des Strubbergsschichtenbeckens schließen. Es treten auch reine Crinoidenschuttlagen auf.

4. Grobarenitische, gradierte Sequenzen mit Feinbrekzien

Bankmächtigkeit: 30–70 cm, die einzelnen Bänke werden durch dünne Tonfugen voneinander getrennt. Sehr crinoidenreich, gradiert. Oft sind bis zu einem Meter mächtige, matrixgestützte Brekzienkörper in diese Sequenz eingelagert. Das Komponentenspektrum ist oligomikt, vereinzelt mit allochthonen Komponenten.

5. Polymikte Brekzienkörper

Siehe Kapitel 4.2.

Manganmineralisation

Die Manganmineralisation ist vorwiegend an karbonatische Mineralphasen (BERAN et al. 1983), die zum größten Teil in den höheren Strubbergsschichten auftreten, gebunden (vgl. CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; LECHNER & PLÖCHINGER 1956; DIERSCH 1980: Profil 110). Die Anreicherung des Mangans ist wahrscheinlich auf erhöhte Temperaturbedin-

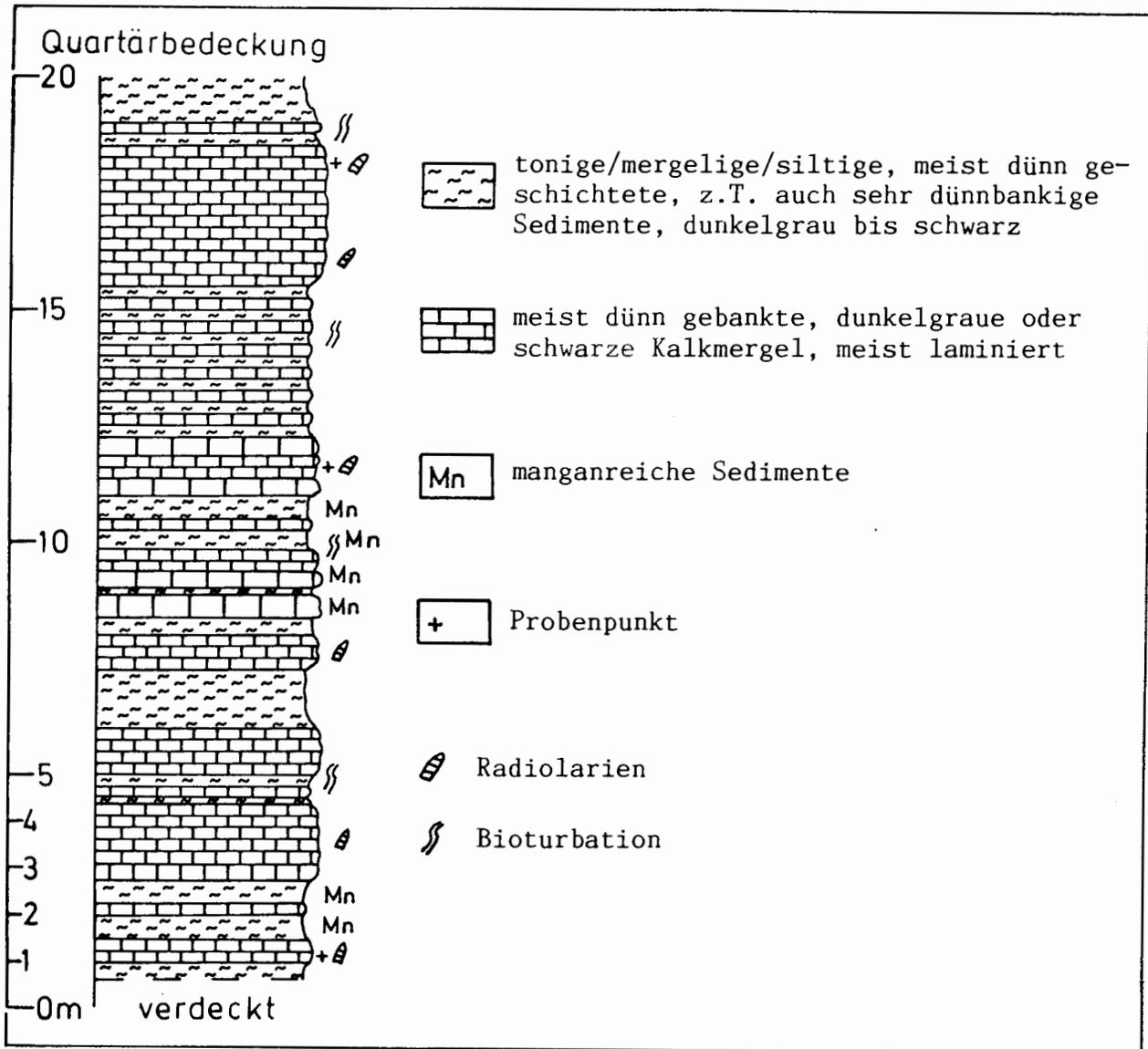


Abb. 11: Detailprofilaufnahme der im Epnerfenster am Nordwestende des Lammeregg-Schollenkomplexes aufgeschlossenen Strubbergsschichten zwischen 510 m und 530 m AN.

Fig. 11: Section of the Strubberg Formation: northwest Lammeregg, in the Epnerwindow between 510 m to 530 m AN.

gungen zurückzuführen (vgl. GÜNTHER & TICHY 1979:355), denn bereits bei Temperaturen von 50–100° Celsius diffundiert Mangan in das Kalzitgitter (GRUSS 1959:54f.; GERMANN & WALDVOGEL 1971:328; BERAN et al. 1983:176), wodurch zonar gebaute Mangankarbonate entstehen.

Als Quelle des Mangans kommen submarine hydrothermale Quellen (?Subduktionsvulkanismus – DIERSCHKE 1980; ?initialer Vulkanismus – u.a. GERMANN 1972, 1978), vielleicht auf Ausfällung (? mit Hilfe von Bakterien – PLÖCHINGER 1952b) im Bereich einer Upwelling-Zone vor der Subduktionsfront des akkretionierten Tethysozeans (sensu GEBERT 1989) in Betracht.

4.1.2. Radiolarit

Der Übergang von den tonig-kalkigen, oft manganhaltigen Schiefen der hangenden Strubbergsschichten zu dem meist kalkig-kieseligen, typischen Radiolarit erfolgt in einem geringmächtigen Übergangsbereich (Abb. 12). Im Liegenden ist der Radiolarit meist grau und etwas kalkig. Die einzelnen Bänke sind teilweise feinst-laminiert (vgl. GURSKY 1988) oder homogen und weisen wellige Bankober- und -unterseiten auf (vgl. DIERSCHKE 1980:49ff.). Manche Bänke weisen im Inneren massive rote oder rotschwarze karbonatfreie Kieselkonkretionen auf. Die Radiolarien sind nur noch stellenweise erkennbar und meist stark rekristallisiert. Unregelmäßigkeit der einzelnen Bänke mit Ineinander-

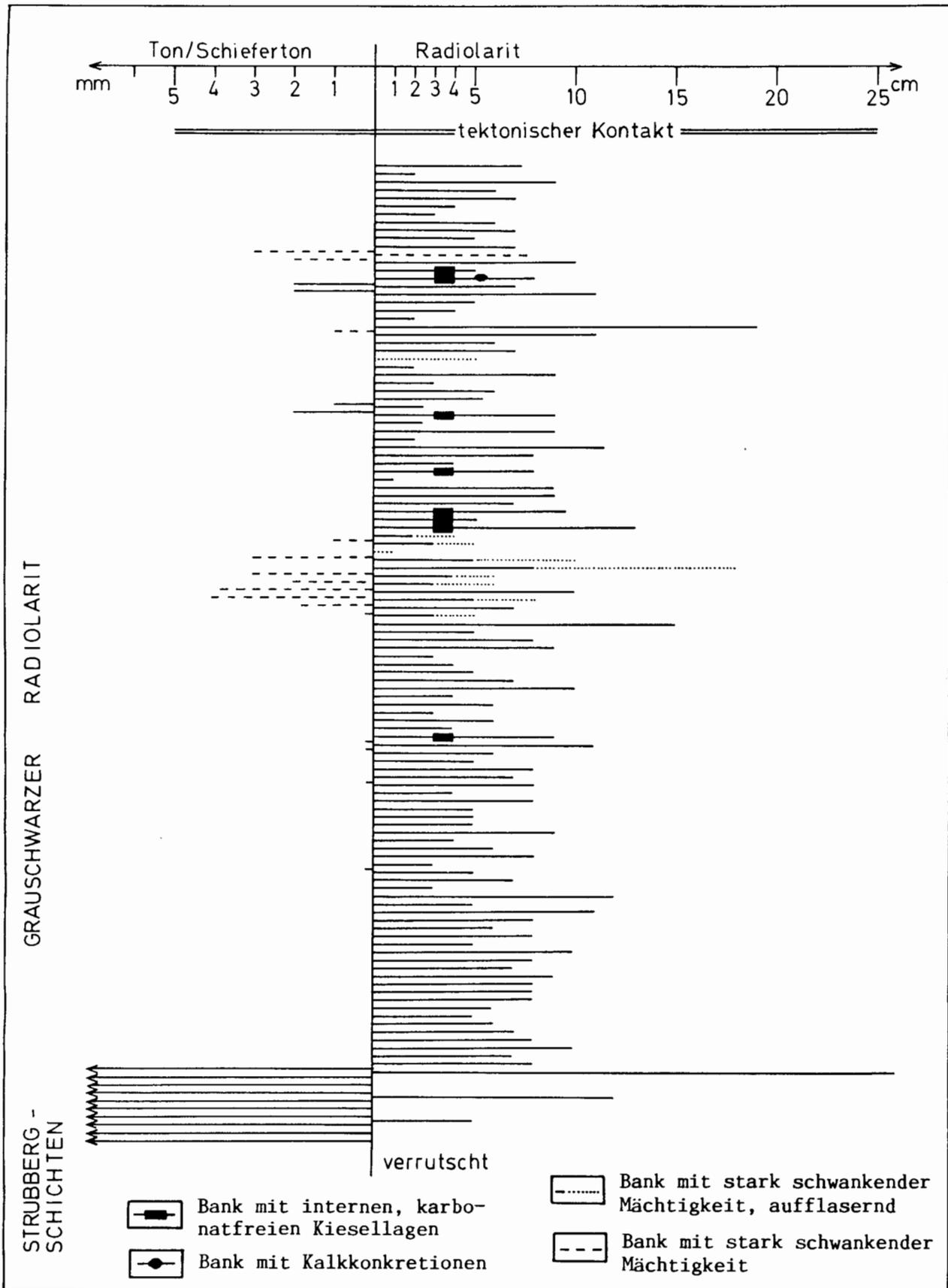


Abb. 12: Bankmächtigkeiten des Radiolarites im Hangenden der Strubbergschichten. Der Übergang von den etwas kalkigen Schiefen der Strubbergschichten zu dem Radiolarit erfolgt in einem geringmächtigen Übergangsbereich.

Fig. 12: Radiolarite on top of the Strubberg-Formation: Thickness of the individual layers. The sedimentation from the shales (Strubberg-Formation) to the Radiolarite changes rapidly.

auskeilen ist das typische Sedimentationsbild. Im höheren Teil treten vereinzelt grauschwarze Tonschieferzwischenlagen zwischen den einzelnen Bänken auf und die Serie wird etwas kalkiger. Lamination, selten auch Bioturbation und massive rötliche Kieselschnüre sind charakteristisch. Im Hangenden dominieren wieder massive, grauschwarze, fast karbonatfreie Bänke, die diskordant von der Sattlbergrücküberschiebung abgeschnitten werden. Die mittlere Bankmächtigkeit der einzelnen Bänke beträgt 7,8 cm (vgl. DIERSCHKE 1980:154).

Der Radiolarit an der Sattlberg-Westseite im Hangenden der Strubbergsschichten entspricht litho- und mikrofaziell dem höheren Teil des grauen Radiolarites (sensu DIERSCHKE 1980), d.h. die Strubbergsschichten repräsentieren den tieferen bis höheren Teil des **unteren Radiolaritniveaus**.

Der stratigraphische Umfang des unteren Radiolaritniveaus ist bisher nicht sicher umrissen. Als Obergrenze der Radiolaritsedimentation in den Nördlichen Kalkalpen wird allgemein die Wende Oxford/Kimmeridge bis basales Kimmeridge anerkannt (SCHLAGER, M. 1958; Zusammenstellung der Literatur bei DIERSCHKE 1980; TOLLMANN 1986). Das Einsetzen der Radiolaritsedimentation liegt im Dogger/Malm-Grenzbereich oder basalen Oxford (u.a. VORTISCH 1955; HUCKRIEDE 1971 – cum lit., MANDL 1982), setzt aber in Beckenbereichen wie dem Lammertrog wahrscheinlich etwas früher ein als in Schwellenbereichen (DIERSCHKE 1980:17; BAUMGARTNER 1987:856), so daß die Sedimentation der Strubbergsschichten wahrscheinlich in den Zeitraum Ober-Callov und Unter-Oxford fällt. Eine detailliertere Arbeit zur Sedimentologie und zur Radiolarienfauna der Strubbergsschichten/Radiolarit ist in Vorbereitung.

Die Meinung über die Ablagerungstiefe des alpinen Radiolarites (vgl. HALLAM 1971) reichen von 150–400 Meter (u.a. WENDT 1969, 1970; BERNOULLI & JENKYN 1970; KRYSZYN 1971) über 2000–2500 Meter (u.a. DIERSCHKE 1978, 1980; WÄCHTER 1987) bis zur 4000–5000 Meter (u.a. GARRISON & FISCHER 1969).

4.1.3. Genetische Deutung der Strubbergsschichten

Der Hauptteil der Strubbergsschichten des Sattlberg-Westprofiles (Abb. 9), das am besten die litho- und mikrofazielle Entwicklung der Strubbergsschichten widerspiegelt, kann als Faziesklasse G (nach PICKERING et al. 1989:65f., vgl. JENKYN 1986) mit Übergängen zu distalen Turbiditen der Faziesklasse V interpretiert werden (nach HESSE 1973, vgl. HESSE 1982; entspricht nach BOUMA (1962:49) dem Glied E i.w.S.). Die mikritischen, radiolarienführenden Kalke,

Kieselkalke und Radiolarite repräsentieren weitgehend das pelagische Autochthonsediment eines Tiefwasser-Ablagerungsbereiches (GURSKY 1988), die dünn-schichtigen, meist radiolarienführenden Mergel und Mergelkalke sowie die den Kieselkalcken und Radiolariten zwischengeschalteten Tonlagen dokumentieren raschere Akkumulation (sensu IJMA & UTADA 1983:53).

Die zwischen 35 und 55m des Profiles eingeschalteten, bis zu zwei Zentimeter mächtigen, gradierten Lagen, an der Basis oft mit Anreicherung von Erzkörnern, stellenweise mit erosivem Basiskontakt, stellenweise mit „flame structures“ und vereinzelt ausgebildeter Schrägschichtung leiten über in die gradierten Sequenzen vollständiger Bouma-Zyklen (Abb. 9). Stratigraphisch älteres, allochthones Komponentenmaterial ist selten, nur vereinzelt treten liassische Graukalkkomponenten auf (vgl. auch HÖCK 1964).

Im Hangenden dieser gradierten Sequenz, die insgesamt einen Dachbankzyklus repräsentiert, folgen wieder mikritische, radiolarienführende Kalke und Mergel, darüber die olisthstromatisch gebildeten (sensu GÖRLER & REUTTER 1968) Brekzienkörper, deren Komponentenmaterial aus dem kalkhochalpinen Faziesraum stammt. Ein grauschwarzer Radiolarit über dünn-schichtigen Mergeln ist das letzte Schichtglied der Strubbergsschichtenfolge am Sattlberg und dokumentiert das jüngste am Tennengebirgsnordrand auftretende Schichtglied vor dem Eingleiten der Großschollen. Die Sedimentation der Strubbergsschichten im unteren Radiolaritniveau wird vor allem von der stark erhöhten tektonischen Subsidenz des Lammerbeckens und den Veränderungen am Kalkalpensüdrand kontrolliert. Eine sequenzstratigraphische Auswertung des Profiles ist deshalb ohne genaue biostratigraphische oder magnetostratigraphische Daten nicht sinnvoll. Das Eingleiten von mächtigen Brekzienkörpern und zum Teil mehrere hundert Meter mächtigen Schollen im höheren Strubbergsschichtenniveau wirkt sich auf die Bathymetrie des Lammerbeckens, soweit diese sich in der Sedimentation der Strubbergsschichten widerspiegelt, nicht aus. Eine Ablagerungstiefe von 2000–2500 m (DIERSCHKE 1980) für die Strubbergsschichten dürfte eine realistische Größenordnung sein, da auch die Beckenfüllung sicher nicht mächtiger als zweitausend Meter war.

Die Strubbergsschichten können, mit ihren im Hangenden eingeschalteten Gleitschollen, nach SHAMMUGAM et al. (1988 cum lit.) als Sediment eines Tiefsee-grabens an einem Aktiven Kontinentalrand interpretiert werden. Die basalen Sedimente des Sattlberg-Westprofiles dokumentieren die autochthone Sedimentation in einem Tiefsee-graben (basin plain). Darüber folgen die turbiditischen Sequenzen des ersten Fly-

schlobus (lower fan). Die im höheren Profilabschnitt eingeschalteten Brekzienkörper mit dem allochthonen Komponentenmaterial, Megaolistolithen sowie der ersten Gleitschollengeneration aus dem kalkhochalpinen Faziesraum repräsentieren die ersten Ablagerungen der herannahenden Subduktionsfront (middle fan and upper fan). Das Eingleiten der Großschollen der zweiten und dritten Generation nach der Sedimentation des Radiolarites und deren Überlagerung durch weitere Brekzienkörper dokumentiert die letzte Phase der Sedimentation im Lammerbecken vor dem Eingleiten des mächtigen, aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum stammenden Schwarzenbergkomplex (Abb. 31).

Die Lammerbeckenfüllung spiegelt für den Zeitraum des unteren Radiolaritniveaus die Sedimentation in einem sich kontinuierlich absenkenden intrakontinentalen Tiefseeegraben am Südrand der Nördlichen Kalkalpen wider. Im höheren Radiolaritniveau endet die Sedimentation in dieser Tiefseerinne einerseits durch das Eingleiten der mächtigen Schollen aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum, andererseits durch das Übergreifen der Subduktionsfront auf den kalkvoralpinen Faziesraum. Das Lammerbecken wird noch vor dem oberen Radiolaritniveau gehoben (vgl. DIERSCHKE 1980). Die Zone erhöhter Sedimentakkumulation mit Brekzienkörpern und großen Schollen in der Schichtfolge liegt im oberen Radiolaritniveau weiter nördlich im Bereich des Tauglbeckens.

4.2. Brekzienkörper im Lammertal: Strubbergbrekzie

Im Bereich des Lammertales treten sehr verschiedenartige Konglomerat- und Brekzienkörper auf, die bisher fast alle als Strubbergbrekzie zusammengefaßt wurden. Den Schwerpunkt der bisher vorliegenden Untersuchungen an den verschiedenen Konglomerat- und Brekzienkörpern (u.a. CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952:202ff.; HÖCK & SCHLAGER 1964; TOLLMANN 1976c; HÄUSLER 1979:100ff., 1981a) bildete der Versuch, aus dem sedimentären Gefüge Schüttungsrichtungen zu erfassen. Die Analyse der Schüttungsrichtungen sollte Aufschluß über die Herkunft des Komponentenmaterials der Strubbergbrekzienkörper geben.

Andererseits stand die Frage nach der stratigraphischen Einordnung im Vordergrund, die eng mit der Frage nach dem zeitlichen Umfang der Strubbergsschichten zusammenhängt (vgl. Kap. 4.1.). Verschiedene „Hallstätter Gesteinskomponenten“ (CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; HÄUSLER 1979, 1981a; TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN 1970:106; TOLLMANN 1976c) und „Hallstätter Kalk“-Großschollen

(HÖCK & SCHLAGER 1964) aus den sehr verschiedenartig aufgebauten Brekzienkörpern, stellenweise mit südvergenten Schüttungsrichtungen (HÖCK & SCHLAGER 1964; TOLLMANN 1976c; HÄUSLER 1979), wurden sowohl als Argument für gebundene Tektonik („Hallstätter Kanäle“) als auch für Deckentektonik herangezogen (vgl. Kap. 1.1.).

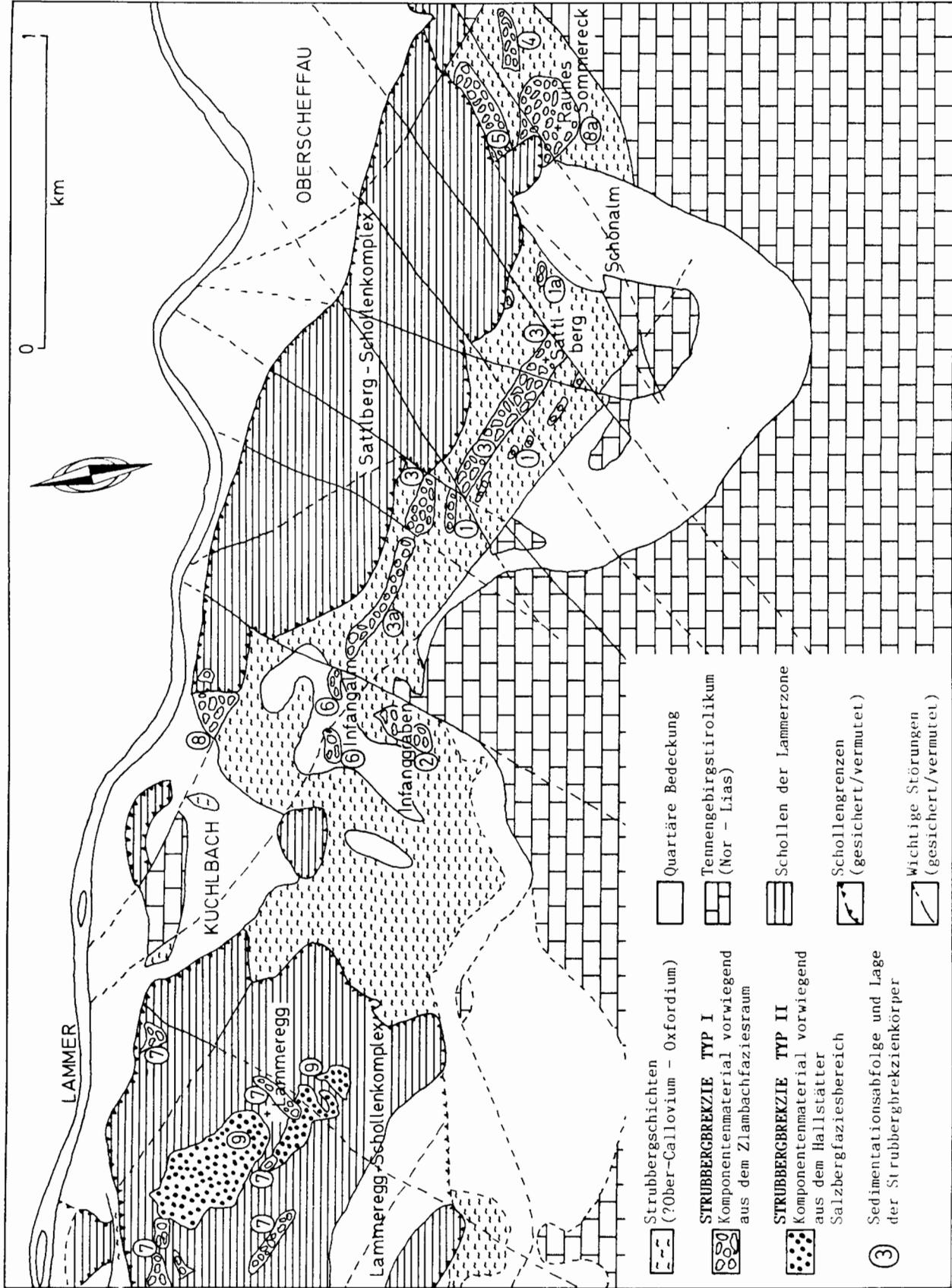
Eine Zuordnung der einzelnen Komponenten der verschiedenen Konglomerat- und Brekzienkörper zu ihren ursprünglichen faziellen Herkunftsgebieten setzt eine detaillierte Kenntnis der primären Schichtfolge voraus. Einzelne Komponenten aus den Konglomerat- und Brekzienkörpern können allerdings ihrem faziellen Herkunftsgebiet bereits nach einem litho- und mikrofaziellen Vergleich sowie der Kenntnis der genauen stratigraphischen Position innerhalb der ursprünglichen Schichtfolge zugeordnet werden. Meist aber erlaubt erst die Rekonstruktion der gesamten mobilisierten Schichtfolge Aussagen über das fazielle Herkunftsgebiet, denn in den faziell unterschiedlichen Ablagerungsräumen am triassischen kalkalpinen Südrand wurden oft in gleichen stratigraphischen Niveaus auch litho- und mikrofaziell gleichartige Schichtfolgen abgelagert (vgl. Kap. 3.).

Eine Zuordnung des Komponentenbestandes der einzelnen Konglomerat- und Brekzienkörper zu den Gesteinen der Lammerzone war zunächst nicht möglich. Nur in Ausnahmefällen konnten einzelne Brekzienkomponenten den verschiedenen Schichtfolgen der im Lammertal auftretenden Gleitschollen zugeordnet werden. Rückschlüsse auf die ursprüngliche Lage der Hallstätter Gesteine der „Lammereinheit“ schienen nicht möglich zu sein. Der bekannte Gesteinsbestand (vgl. HÄUSLER 1981a; PLÖCHINGER 1987, 1990) der Lammerzone und der Komponentenbestand der einzelnen Brekzienkörper zeigten in ihrer Gesamtheit nur wenig Übereinstimmung, d.h. die Hallstätter und hallstätterartigen Gesteine der Lammerzone schienen genetisch nicht mit dem Komponentenbestand der jurassischen Strubbergbrekzienkörper vergleichbar zu sein.

Genau stratigraphische, litho- und mikrofazielle Bestandsaufnahmen der einzelnen isolierten Schollenkomplexe im Lammertal zeigen, daß die verschiedenen Schollen aus faziell verschiedenen Herkunftsgebieten des triassischen Kalkalpensüdrandes stammen (Abb. 2, Kap. 3.).

Während der lithofazielle Aufbau der Lammerzone von sehr verschiedenartigen Dolomittypen, mit Ausnahme der Schichtfolgen der Schollen aus dem Hall-

Abb. 13 (rechts) : Lage der untersuchten Brekzienkörper.
Fig. 13 (right): Locations of the analysed mass-flow deposits.



stätter Salzbergfaziesraum, beherrscht wird, dominieren sehr verschiedene Kalkkomponententypen den Aufbau der Brekzienkörper. Dolomitkomponenten treten nur untergeordnet auf, meist nur im Kleinkomponenten-Bereich der einzelnen Brekzienkörper oder in den Zwickeln zwischen den verschiedenen Kalkkomponenten. Große Olistholithe aus Kieseldolomiten oder kalkigen Dolomiten bilden die Ausnahme.

Komponentenbestandsanalysen aus isolierbaren Einzelkomponenten zeigen ein gehäuftes Auftreten von Komponenten aus bestimmten stratigraphischen Niveaus, besonders bei den Brekzienkörpern, deren Komponentenmaterial aus dem Zlambachfaziesbereich stammt. Der Nachweis der „fehlenden“ Schichtfolge gelang bei der Einzelkomponentenanalyse nicht. Auffällig ist, daß sich die nachweisbaren stratigraphischen Niveaus aus den Einzelkomponentenanalysen der Kalkkomponenten mit dem Auftreten von Kalkhorizonten innerhalb der stratigraphischen Entwicklung der einzelnen Schollen decken. Die in der Regel sehr fossilarmen, relativ mächtigen dolomitischen Schichtglieder der Schollen ließen sich nicht oder nur untergeordnet nachweisen. Erst nach einer chemischen Isolierung der deutlich kleineren, und im Gegensatz zu den Kalkkomponenten deutlich eckigeren Dolomitkomponenten aus den einzelnen Brekzienkörpern und nach der stratigraphischen Einstufung der Dolomitkomponenten konnten die stratigraphische, litho- und mikrofazielle Entwicklung der Schichtfolgen der einzelnen Schollen und die aus dem Komponentenbestand der einzelnen Brekzienkörper rekonstruierbaren Schichtfolgen miteinander verglichen werden.

Ursache für den Unterschied in der Dominanz der lithofaziellen Einheiten, d.h. Dominanz der Dolomite in der stratigraphischen Entwicklung der einzelnen Schollen und Dominanz von Kalkkomponenten in den einzelnen Brekzienkörpern, ist das unterschiedliche Verhalten der Dolomite bei Mobilisierung und Transport: oft feingrusige Zerlegung der Dolomite bei tektonischer Beanspruchung (vgl. z.B. Dolomitvorkommen im Lammertal), mechanische Instabilität bei der Zurundung der Komponenten im Bereitstellungsraum der Brekzienkörper, ein Zerbrechen der einzelnen Dolomitkomponenten durch Druckbeanspruchung zwischen den wesentlich größeren Kalkkomponenten beim Transport in das Lammerbecken und möglicherweise Frachtsonderung, die kleinere und größere Komponenten eventuell schon im Bereitstellungsraum voneinander trennte.

Rekonstruktionen der Schichtfolgen aus dem Komponentenbestand der einzelnen Konglomerat- und Brekzienkörper zeigen, daß das Komponentenmaterial jedes einzelnen Konglomerat- oder Brekzienkörpers meist

nur aus **einem** faziellen Herkunftsgebiet stammt, z.B. nur aus dem Zlambachfaziesraum. Dennoch schien der Komponentenbestand zu belegen, daß innerhalb des ursprünglichen faziellen Herkunftsgebietes gleichzeitig Material aus mindestens zwei sehr verschiedenartigen Liefergebieten zum Aufbau der heute im Lammertal auftretenden Brekzienkörper führte, d.h. es lassen sich **zwei** ähnliche Schichtfolgen aus dem Komponentenmaterial **eines** Konglomerat- oder Brekzienkörpers rekonstruieren.

Durch phänomenologische Vergleiche mit anderen Brekzien- und Konglomeratvorkommen (umfangreiche Literaturzusammenstellungen u.a. bei PICKERING, HISCOTT & HEIN 1989, FÜCHTBAUER 1988) sind die genetischen Bedingungen, die solche Komponentenbestandsmuster erzeugen, durchaus abzuleiten, aber nicht befriedigend. Erst die in der höheren Ober-Trias nachgewiesenen syngedimentären Umlagerungserscheinungen (GAWLICK 1993) in den Schichtfolgen der Gleitschollen erklären die Herkunft des Komponentenmaterials aus heterogenen Liefergebieten. In der höheren Ober-Trias wurden relativ mächtige Schichtfolgen freigelegt, teilweise wurden große Schollen umgelagert.

Die in den früh-oberjurassischen Konglomerat- und Brekzienkörpern nachgewiesene Heterogenität kann deshalb auf Umlagerungserscheinungen in der höheren Ober-Trias zurückgeführt werden. Im Jura, durch tektonische Prozesse angeschnitten, wurden die Komponenten der früh-oberjurassischen Strubbergbrekzien aus einer spät-obertriassisch primär heterogenen Schichtfolge mobilisiert.

Ohne die Kenntnis und Berücksichtigung der spät-obertriassischen Umlagerungen können weder die paläotektonischen Verhältnisse im frühen Ober-Jura noch der mögliche Mechanismus, der zur Mobilisierung der Komponenten führte, rekonstruiert werden.

Die verschiedenen Strubbergbrekzientypen, z.T. Konglomerate und teilweise echte Brekzien werden im folgenden aus Gründen der sprachlichen Vereinfachung als „Brekzienkörper“ bezeichnet.

Gliederung der Brekzienkörper im Lammertal

Eine Untergliederung der verschiedenen Brekzientypen wurde nach dem Komponentenbestand, der vorherrschenden Matrix zwischen den einzelnen Komponenten und den Sedimenten, in die die einzelnen Brekzienkörper eingelagert sind, vorgenommen. Aufgrund der Komponentenbestandsmuster konnte einerseits die Streichrichtung einzelner Brekzienkörper verfolgt werden, andererseits neben anderen sedimentologischen Kriterien belegt werden, daß die in die Strubbergsschichtenfolge eingeschalteten Brekzienkörper (Abb. 29) mehrere Schüttungen repräsentieren und nicht auf tektonischer Wiederholung beruhen (u.a. CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952, PLÖCHINGER 1955, DEL-NEGRO 1968:48).

Charakteristisch für alle verschiedenen Strubbergbrekzientypen ist, daß die Mobilisierung des Komponentenmaterials ausschließlich in der ersten Phase der früh-oberjurassischen Tektonik erfolgte.

4.2.1. Komponentenbestandsanalysen: Strubbergbrekzie Typ I

Die einzelnen Brekzienkörper können über größere Areale nur miteinander korreliert werden, wenn die gesamte mobilisierte Schichtfolge, die Lösungscharakteristik der Komponenten und teilweise auch der Rundungsgrad der Komponenten herangezogen werden. Aus der Korrelation der verschiedenen Brekzienkörper kann schließlich die relative Abfolge der Sedimentation der Brekzienlagen ermittelt werden (Abb. 29), zusätzlich können aus der regionalen Verteilung Aussagen über die ungefähre Schüttungsrichtung des Komponentenmaterials gewonnen werden.

Detaillierte Schüttungsrichtungsanalysen innerhalb der einzelnen Brekzienkörper waren aufgrund des meist regellosen Gefüges nicht möglich. Schüttungsrichtungen sind, wenn ermittelbar, in ihrer Aussagekraft auch nur sehr gering zu bewerten.

Aus der Lage der Einzelolistholithe innerhalb der Brekzienkörper ist zwar theoretisch die Möglichkeit gegeben, die Bewegungsrichtung eines Schlammstromes zu rekonstruieren (vgl. u.a. GÖRLER & REUTTER 1968). Da aber beim laminaren Fließen des Schlammstromes beidseitig zur Hauptbewegungsrichtung mit senkrecht zur Hauptbewegungsrichtung erfolgenden Bewegungen zu rechnen ist (WÄCHTER 1987), zusätzlich Schlammströme aufgrund möglicher vorhandener Hindernisse sich meist mäandrierend quer zur Längsachse des Sedimentationsbeckens bewegen, ist am Tennengebirgsnordrand z.Zt. aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse und der intensiven tektonischen Beanspruchung der Schichtfolge keine Abfolge geeigneter Aufschlüsse vorhanden, die sichere Hinweise auf die Bewegungsrichtung geben würden, zumal geeignete Aufschlüsse parallel zur mutmaßlichen Bewegungsrichtung und senkrecht zur Schichtung gewählt werden sollten. Sogar die Raumlage ist aufgrund der mehrphasigen Deformationsgeschichte der Schichtfolgen im Lammertal bei vielen der als Härtlinge aus den Strubbergschichten herauspräparierten Brekzienkörpern nicht exakt zu ermitteln: generell nordvergente verfalltet zeigen die Schichtfolgen zusätzlich eine westvergente Überprägung, dazu kommt die Deformation der Strubbergschichten beim Eingleiten der Schollen und ein Verbiegen der Faltenachsen, das Richtung Osten mit der Stirneinrollung des Tennengebirgsnordrandes zunimmt.

Die Brekzienkörper der Strubbergbrekzie Typ I sind durch:

- 1. die Matrix zwischen den einzelnen Komponenten = Strubbergschichten und**
- 2. den Komponentenbestand: vorwiegend Komponentenmaterial aus dem Zlambachfaziesbereich charakterisiert.**

4.2.1.1. Strubbergbrekzie Typ 1a

= Brekzienkörper, die innerhalb der Strubbergschichtfolge eingelagert sind.

Die sedimentäre Charakteristik dieser Brekzienkörper ist sehr heterogen. Das Komponentenmaterial kann zum größten Teil aus dem Zlambachfaziesbereich hergeleitet werden. Komponenten, die aus dem Hallstätter

Salzbergfaziesbereich oder dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich stammen, sind sehr selten und zeigen oft Umlagerungserscheinungen. Strubbergschichtenkomponenten sind häufig, teilweise als Plastiklasten. Die Komponentengröße schwankt zwischen wenigen Millimetern bis zu hausgroßen Blöcken. Die einzelnen Komponenten sind meist eckig mit beginnender Kantenrundung, das Spektrum des Rundungsgrades umfaßt aber den Gesamtbereich von eckig bis angerundet, selten auch gut gerundet. Das Rundungsgradspektrum ist bei den einzelnen isolierten Vorkommen unterschiedlich (s.u.). Eine Korrelation zwischen Rundungsgrad und fazielltem Herkunftsgebiet ist nicht möglich. Prinzipiell zeigen die stratigraphisch jüngeren Komponenten einen besseren Zurundungsgrad als die Komponenten aus tieferen stratigraphischen Niveaus. Für statistische Untersuchungen ist allerdings die Menge des untersuchten Komponentenmaterials noch nicht ausreichend. Das Gefüge ist meist regellos („disorganized“).

Komponentengestützte Brekzienkörper:

1. Mit Strubbergschichten-Matrix
2. Ohne Strubbergschichten-Matrix

Matrixgestützte Brekzienkörper:

1. Komponenten-dominiert
2. Matrix-dominiert

Brekzienkörper, die in die früh-oberjurassischen Strubbergschichten eingelagert sind, treten fast nur im westlichen Bereich des Tennengebirgsnordrandes zwischen Golling im Westen und Abtenau im Osten auf, am häufigsten im Bereich von Unterscheffau und Oberscheffau.

Die wichtigsten Vorkommen:

1. Infangalm und Infanggraben
2. Sattlberg
3. Rauhes Sommereck

Weiter östlich werden die Vorkommen seltener und kleiner, z.B. südlich des Strubberges. Die Brekzienvorkommen sind dort allerdings erheblich deformiert: die einzelnen Kalkkomponenten sind stark rekrystallisiert und auf mehrere Dezimeter Länge ausgewalzt; eine Zuordnung zu einem faziellen Herkunftsgebiet ist nicht mehr möglich. Die Dolomitkomponenten sind zwar weitgehend undeformiert, aber sehr selten und kleiner. Eine Komponentenanalyse blieb ergebnislos. Im Bereich des Efelteck sind keine Brekzienkörper mehr aufgeschlossen, ebenso am gesamten östlichen Tennengebirgsnordrand.

Infangalm und Infanggraben

Südöstliche Infangalm

Der im Bereich der südöstlichen Infangalm zwischen 630 m und 660 m AN aufgeschlossene Brekzienkörper (Abb. 13, Brekzienkörper 3a — vgl. Abb. 29) ist die westliche Fortsetzung im Streichen des Oberen Brekzienkörpers des Sattlberg-Westprofils (Abb. 9). Der Komponentenbestand, das sedimentäre Gefüge und die stratigraphisch nachgewiesene Schichtfolge sind

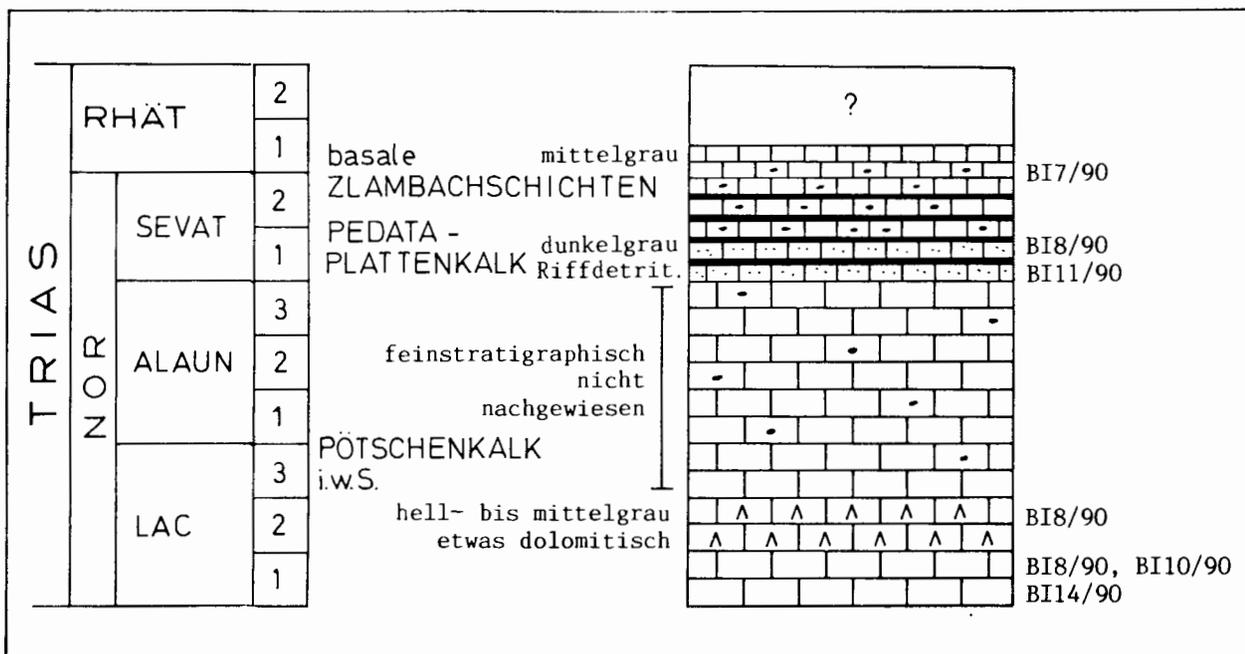


Abb. 14: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtfolge aus dem Komponentenbestand des Brekzienkörpers im Bereich der westlichen Infngalm (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 14: Pötschensequenz: Reconstruction of the original source area. Mass-flow deposit in the western Infngalm (see GAWLICK 1992 for samples).

weitgehend identisch. Wie am Sattlberg in 860 m AN ist hier ein Pötschendolomit-Megaolitholith des Tuval in den Brekzienkörper eingelagert.

Komponentenbestand und Rekonstruktion der mobilisierten Schichtfolge: vgl. Sattlberg-Westprofil (Abb. 16), Oberer Brekzienkörper.

Westliche Infngalm

Der im Bereich der westlichen Infngalm in 600 m bis 620 m AN auftretende Brekzienkörper (Abb. 13, Brekzienkörper 6 — vgl. Abb. 29) führt verschiedene, litho- und mikrofaziell sehr ähnliche Komponenten. Verschiedene graue, biogenarme und biogenreiche Kalk, wahrscheinlich in der Mehrzahl aus der höheren Ober-Trias (wenige Conodonten, reich an Ostracoden und Foraminiferen) dominieren. Strubberschichtenkomponenten sind sehr selten. Die stratigraphisch nachgewiesene Schichtfolge reicht vom Lac bis in das Sevats/Rhät. Sowohl aufgrund der lithofaziellen als auch der mikrofaziellen Charakteristik kann das **Komponentenmaterial aus einem Bereich hergeleitet werden, der zwischen dem Zlambachfaziesbereich und der eingeschränkten Hallstätter Salzbergfazies vermittelt.**

Die meisten Komponenten entsprechen litho- und mikrofaziell der Variationsbreite innerhalb des Zlambachfaziesbereiches, manche Komponenten gleichen mikrofaziell dem Massigen Hellkalk. Sehr wenige und nur kleine Dolomitkomponenten, die Häufigkeit von Ostracoden und, wenn vorhanden, Conodonten (fast jede zweite Komponente lieferte Fossilmaterial) zeigen einen offen marineren Charakter der mobilisierten Schichtfolge als der typische Zlambachfaziesbereich. Kondensierte Rotkalkkomponenten des typischen Hallstätter Buntkalkfaziesraumes fehlen jedoch.

Infanggraben

Das Profil im Infanggraben zwischen 640 m und 680 m AN (Abb. 10) zeigt mehrere Brekzienkörper (Abb. 13, Brekzienkörper 2 — Abb. 29), die in die Strubberschichtenfolge eingelagert sind und

die sich in ihrem Komponentenbestand weitgehend gleichen. Die liegenden Brekzieneinschaltungen werden in ihrem Komponentenbestand von umgelagerten Strubberschichten dominiert. Nur vereinzelt treten an der Basis triassische Komponenten auf (mit Ostracoden und Foraminiferen), zum Hangenden hin nimmt der Anteil der Trias-Komponenten kontinuierlich zu.

Die Brekzienkörper sind sehr heterogen aufgebaut: Bänke mit meist komponentengestütztem Gefüge stehen Bänke mit matrixgestütztem Gefüge gegenüber. Das Gefüge und die Anordnung der Gefügetypen sind regellos; Einregelung oder Imbrikation der Komponenten sind sehr selten.

Als Komponenten treten **vorwiegend verschiedene Graukalke und Dolomite aus dem proximalen Zlambachfaziesbereich** (ähnlich dem Lammeregg-Schollenkomplex), daneben Hornsteine, Sand- und Siltsteine (Karn) sowie Strubberschichten auf. Pötschendolomite und Pötschenkalke dominieren, Pedataschichten sind selten. Die Matrix zwischen den abgerundeten, bis fünfzehn Zentimeter großen Komponenten besteht aus schwarzen, teilweise radiolarienführenden Mergeln der Strubberschichten. In den Zwickeln zwischen den Komponenten und den matrixgestützten Bereichen schwimmen eckige Komponenten aus dem gleichen Herkunftsgebiet.

Nachgewiesen werden konnte eine lückenhafte Schichtfolge vom (Ober-Ladin)/Jul bis in die ausgehende Ober-Trias (vgl. Rekonstruktion der Schichtfolge Abb. 15); mikrofaziell den Liasfleckenmergeln nahestehende Komponenten treten auf.

Sattlberg

Sattlberg-Westprofil in 800 m AN, Oberer Brekzienkörper

Die in die Schichtfolge der Strubberschichten eingelagerten Brekzienkörper an der Sattlberg-Westseite in 800 m AN führen ein sehr polymiktes Komponentenspektrum. Pötschendolomite, Pötschenkalke und Pedatakalke überwiegen.

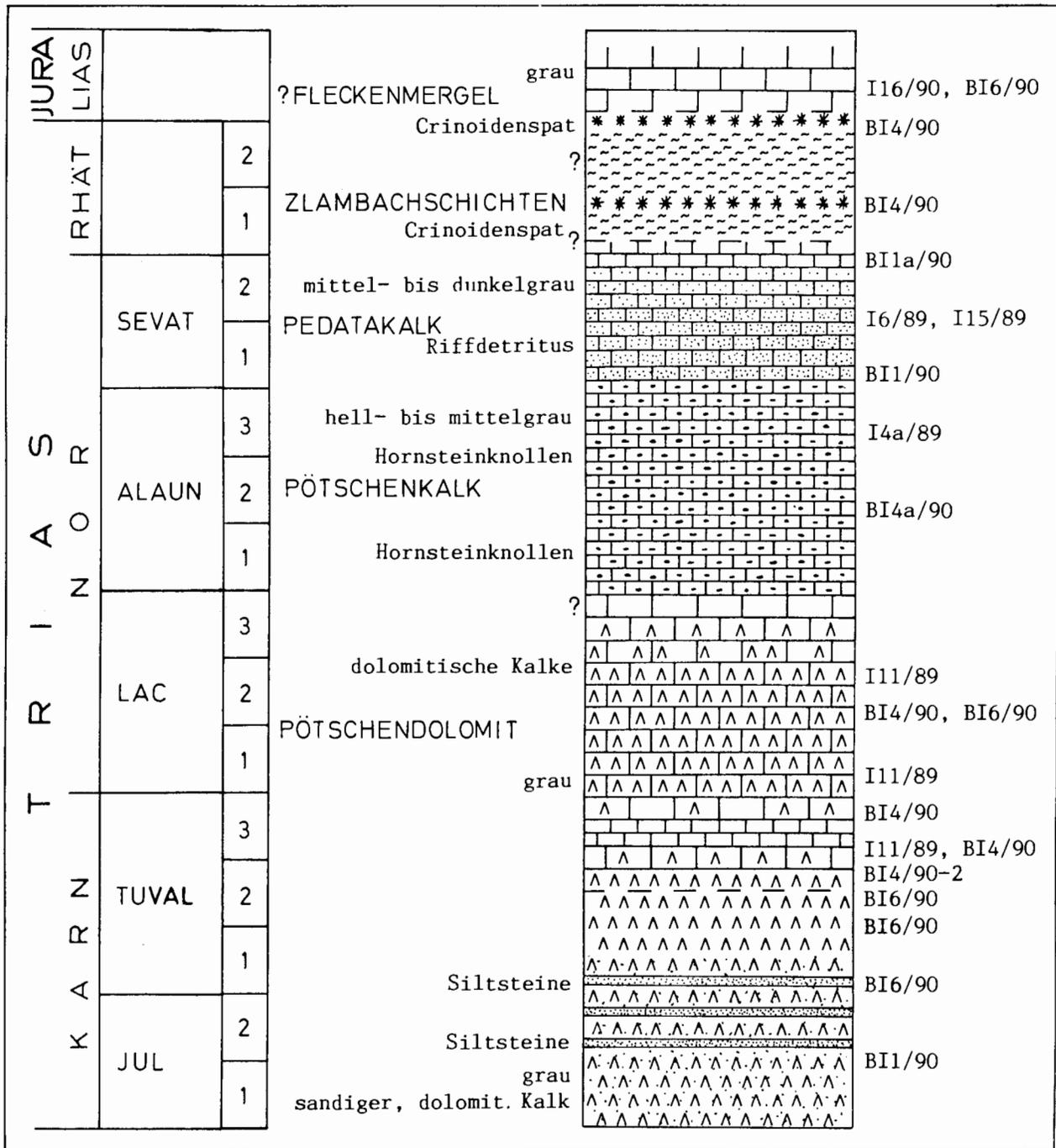


Abb. 15: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtfolge aus dem Komponentenbestand der Brekzienkörper im Infang-graben (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 15: Pötschensequenz: Reconstruction of the original source area. Mass-flow deposit in the Infanggraben (see GAWLICK 1992 for samples).

Das stratigraphisch nachgewiesene Komponentenspektrum der beiden Hauptbrekzienkörper ist etwas unterschiedlich. Während im Unteren Brekzienkörper Komponentenmaterial vom Unterkorn bis in das Alaun/Sevat nachgewiesen werden konnte, beginnt die nachgewiesene mobilisierte Schichtfolge im Oberen Brekzienkörper (Abb. 13, Brekzienkörper 3 — Abb. 29) bereits im Pelson.

Die Hauptmasse der Komponenten besteht in beiden Brekzienkörpern aus dem **Material des proximalen Zlambachfaziesbereiches** (vgl. Lammeregge); die bis zu fünf

Zentimeter großen Komponenten sind meist eckig und eckig mit beginnender Kantenrundung, während die größeren Komponenten meist eckig mit beginnender Kantenrundung oder angerundet sind.

Im Oberen Brekzienkörper konnten zusätzlich kleine **umgelagerte Komponenten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich** (Massiger Hellkalk) nachgewiesen werden. Die rekonstruierte Schichtfolge (Abb. 16) aus dem Komponentenbestand des Oberen Brekzienkörpers zeigt aufgrund der stratigraphischen und faziellen Ausbildung der Komponenten bereits die Mobilisierung eines

etwas offen marineren Ablagerungsbereiches an (vgl. dazu Strubbergbrekzie im Bereich des Rauhen Sommereck).

Aus dem Komponentenbestand des Oberen Brekzienkörpers am Sattlberg und dem Brekzienkörper im Bereich der südöstlichen Infangalm lassen sich scheinbar mindestens zwei faziell unterschiedliche Liefergebiete innerhalb des Zlambachfaziesbereiches rekonstruieren: ein Pötschdolomit und ein Pötschenkalk dominiertes Liefergebiet. Ursache dafür ist die synsedimentäre Umlagerung im Zlambachfaziesraum in der höheren Ober-Trias (GAWLICK 1993). **Es wurde eine bereits umgelagerte Schichtfolge mobilisiert.**

Sattlberg-Westprofil in 800 m AN: Unterer Brekzienkörper

Das Sedimentgefüge und die Komponentenzusammensetzung des Unteren Brekzienkörpers (Abb. 13, Brekzienkörper 1 — Abb. 29) entsprechen weitgehend dem des Oberen Brekzienkörpers.

Der Untere Brekzienkörper schneidet erosiv in die unterlagernden Strubbergsschichten ein und erodiert die in diesem Bereich auftretenden, noch nicht vollständig verfestigten Mergel der Strubbergsschichten, z.T. wird das dabei erodierte Material als Plastiklasten eingebaut.

Aufgebaut ist der Brekzienkörper aus zwei übereinanderfolgenden, deutlich gradierten Schüttungen (vgl. Abb. 9). Als Komponenten treten **ausschließlich verschiedene graue Kalke und Dolomite (Mikrite und Arenite) aus dem proximalen Zlambachfaziesbereich**, Hornsteine der Pötschschichten sowie Strubbergsschichten auf. Das Komponentenmaterial ist im allgemeinen etwas fossilärmer als das des Oberen Brekzienkörpers.

Die einzelnen Komponenten sind eckig mit beginnender Kantenrundung, teilweise auch angerundet. Umgelagerte Komponenten wie im Oberen Brekzienkörper konnten nicht nachgewiesen werden.

Schönalm-Westseite in 860 m AN

Der polymikte, komponentengestützte Brekzienkörper (Abb. 13, Brekzienkörper 1a — Abb. 29) an der Schönalm Westseite in 860m AN kann aufgrund seines Komponentenspektrums weitgehend mit dem Unteren Brekzienkörper des Sattlberg-Westprofils (Abb. 9) korreliert werden. Die aus dem Komponentenbestand rekonstruierten Schichtfolgen der beiden Brekzienkörper sind fast identisch. Neben Komponenten aus dem proximalen Zlambachfaziesbereich (vgl. Lammeregg) und Strubbergsschichtenkomponenten konnten hier aber auch umgelagerte kleine Komponenten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich, die mikro- und lithofaziell dem Massigen Hellkalk entsprechen, nachgewiesen werden. Pötschenkalk, Pötschdolomite und Pedataschichten dominieren.

Die Matrix zwischen den einzelnen Komponenten besteht aus den radiolarienreichen Mergeln der Strubbergsschichten. Den bis zu mehreren Metern großen Einzelolithen stehen Partien mit nur wenige Zentimeter großen Komponenten gegenüber. Die Anordnung der Komponenten ist regellos. Schichtung oder Imbrikation der Komponenten sind nicht erkennbar.

Stratigraphisch nachweisbar ist eine Schichtfolge vom Jul bis Alaun/Sevat, eventuell bis in das basale Rhät (vgl. Rekonstruktion der Schichtfolge Abb. 19).

Die Menge der Hornsteine, das ausschließliche Auftreten von grauen Kalktypen und grauen Dolomiten, das mikrofazielle und

lithofazielle Bild der Mehrzahl der Komponenten belegen eine **Herkunft des Komponentenmaterials aus dem proximalen Zlambachfaziesbereich** (= Zwieselalmfazies i.w.S. — Lammeregg-Typ). Zusätzlich können einige kleine, bereits **umgelagerte Komponenten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich** hergeleitet werden.

Sattlberg Nordwest östlich Kuchlbach in 520 m AN

Der an der westlichen Sattlberg-Liegendscholle anlagernde, polymikte, komponentengestützte Brekzienkörper (Abb. 13, Brekzienkörper 8 — Abb. 29) führt vorwiegend Komponenten des Zlambachfaziesraumes i.w.S. sowie Strubbergsschichtenkomponenten, z.T. als Plastiklasten.

Stratigraphisch nachweisbar ist eine mobilisierte Schichtfolge vom Fassan bis in das obere Nor (vgl. Abb. 20). Die mikro- und lithofazielle Charakteristik des Komponentenmaterials und die Rekonstruktion der Schichtfolge machen eine **Herkunft des Komponentenmaterials aus einem Faziesbereich, der zwischen dem Zlambachfaziesbereich und dem eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesraum** vermittelt, wahrscheinlich. Ausschließlich in Graufazies (Kalke und wenige Dolomite) entwickelt, lag der Ablagerungsbereich am entfernten Rand oder einer benachbarten Fazieszone der Buntkalkschwelle (Hallstätter Salzbergfazies i.w.S.). Die lithofazielle Ausbildung der rekonstruierten Schichtfolge zeigt eine vermittelnde Stellung zwischen der Schichtfolge in Zlambachfazies des Roadberges und der Schichtfolge der Holzwehralmscholle.

Selten treten kleinere Dolomitkomponenten auf, die mikrofaziell dem typischen Leckkogeldolomit des Gollinger Schwarzenbergkomplexes entsprechen. Daneben treten kleine Flachwasserkalkkomponenten auf (?kalkhochalpine „Dachsteinkalkfazies“-komponenten).

Rauhes Sommereck

Nördliche Basis Rauhes Sommereck

Der Brekzienkörper (Abb. 13, Brekzienkörper 5 — Abb. 29) an der Nordseite des Rauhen Sommereck, an der Schönalm Forststraße zwischen 740 m und 760 m AN ist sehr heterogen aufgebaut: Abschnitten mit meist komponentengestütztem Gefüge stehen Bereiche mit matrixgestütztem Gefüge gegenüber. Das Gefüge und die Anordnung der Gefügetypen in den Brekzienlagen sind regellos.

Als Komponenten treten vorwiegend verschiedene Graukalke und (selten) Dolomite aus dem Zlambachfaziesbereich, daneben Hornsteine, Sand- und Siltsteine sowie Strubbergsschichten auf. Kalkkomponenten dominieren. Die Matrix zwischen den einzelnen, meist eckigen Komponenten mit beginnender Kantenrundung oder angerundeten, bis zu fünfzehn Zentimetern großen Komponenten besteht aus den schwarzen, z.T. radiolarienführenden Mergeln der Strubbergsschichten. In den Zwickeln zwischen den Komponenten und den matrixgestützten Bereichen der Brekzienkörper schwimmen eckige Komponenten aus dem gleichen Herkunftsgebiet.

Stratigraphisch nachweisbar ist eine mobilisierte Schichtfolge vom Ober-Ladin bis in den Lias (Abb. 21). Obwohl die litho- und mikrofazielle Ausbildung des Komponentenmaterials sehr ähnlich der Zlambachfaziesschichtfolge vom Typ der Lammeregg-Nordscholle ist, sind kleine Abweichungen festzustellen, die auf eine etwas offenere marine Position des Herkunftsgebietes der

Abb. 16 (rechts): Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtfolge aus dem Komponentenbestand des Oberen Brekzienkörpers des Sattlberg-Westprofils und des Brekzienkörpers Infangalm Südost (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 16 (right): Pötschensequence: Reconstruction of the original source area. Mass-flow deposit (higher mass-flow deposit) in the section of the Strubberg Formation west of the Sattlberg to southeast Infangalm (see GAWLICK 1992 for samples).

JURA	LIAS		?FLECKENMERGEL	grau		1b/89, 1/89
		RHAT	2	braune Mergel		1/89-x
			1	ZLAMBACHSCHICHTEN		BS3/90
NOR	SEVAT	2	mittel- bis dunkelgrau		04	BS3/90, 1/91
		1	PEDATAKALK	Riffdetrit. dunkelgrau		BS5/90
	ALAUN	3	biogenreich	Hornsteine		04, BS3/90
		2	PÖTSCHENKALK	hell- bis mittelgrau		4/89-1, BS4/90
			1			1b/89, S14
	LAC	3	Hornsteine		HÄUSLER 1981	
		2			K4/89-3	
		1	hell- bis mittelgrau		1a/89-3	
	TARRN	TUVAL	3			BS4/90
			2	PÖTSCHENDOLOMIT	Kiesel dolomit	
1			mittelgrau		BS3/90, 1a/89-1	
JUL		2	sandige Kalke	Siltsteine		4/89-1
		1	dolomitischer Kalk	hellgrau		BS14a/90
LADIN		LANGO= BARD	3	Osteocrinusfazies		o5, 1/89-6
			2	GRAFENSTEIGKALK	hell- bis mittelgrau	1/89b
	1		kieselig		BS3/90	
	FASSAN	2	hell- bis mittelgrau	etwas dolomitisch		4/89-1, BS4/90
		1	kieselig	?Hornsteinknollen		BS3/90
ANIS	ILLYR		dunkelgrau	Ooiddolomit		04, BS14/90
	PELSON	OBER	GUTENSTEINER KALK	teilweise etwas dolomitisch		K4/89-2

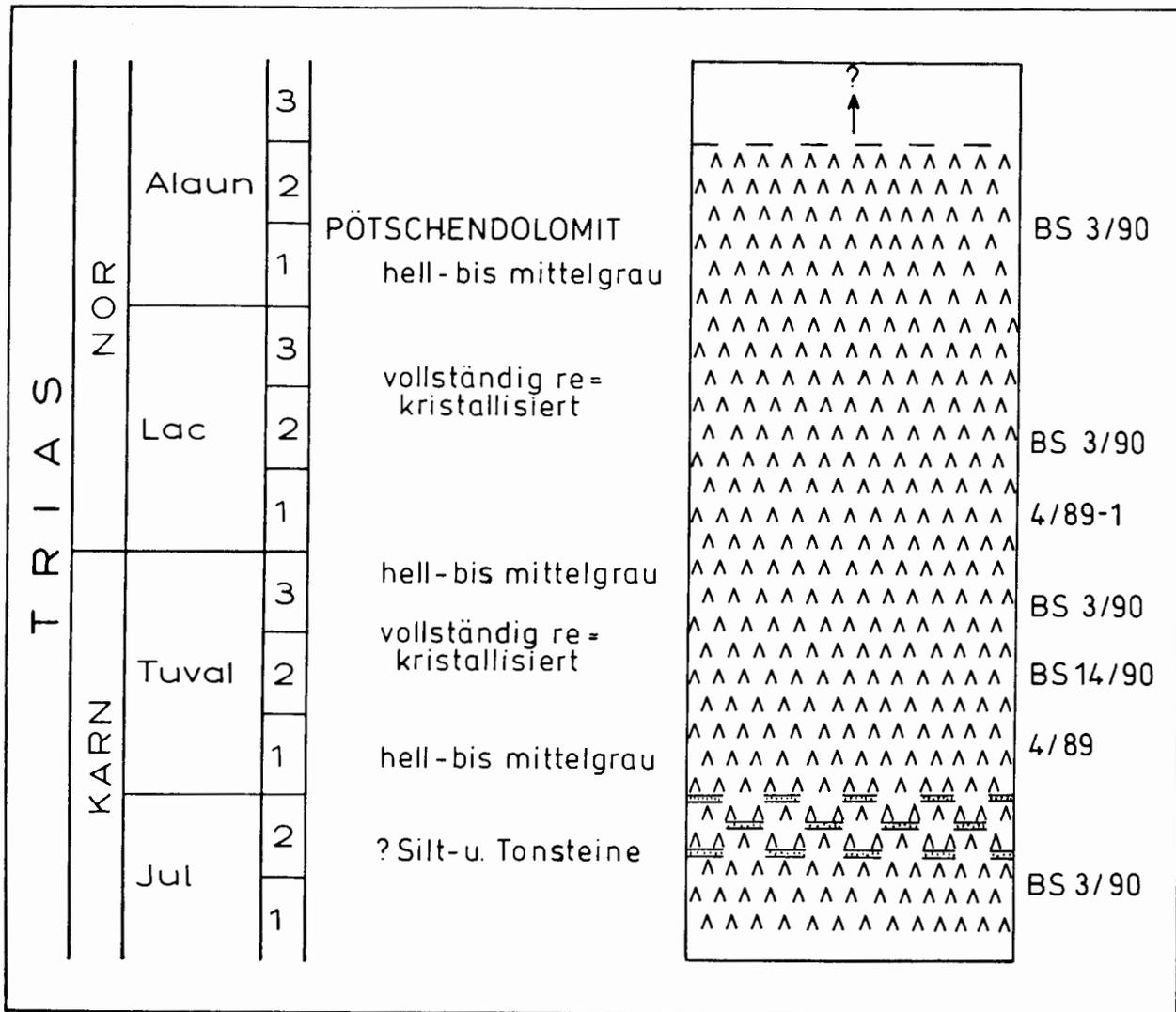


Abb. 17: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschendolomitschichtfolge aus dem Komponentenbestand des Oberen Brekzienkörpers des Sattlberg-Westprofils und des Brekzienkörpers Infangalm Südost (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 17: Dolomitic Pötschensequence: Reconstruction of the original source area: Mass-flow deposits (higher mass-flow) in the section of the Strubberg Formation west of the Sattlberg to the south-east of the Infangalm (see GAWLICK 1992 for samples).

Komponenten schließen läßt. Auch die in den Brekzienkörpern vom Sattlberg häufigen Dolomitkomponenten (Hinweis auf den proximalen Zlambachfaziesbereich), treten hier im Komponentenpektrum nur noch untergeordnet auf.

Herkunftsgebiet ist wahrscheinlich ein Ablagerungsraum, der zwischen dem Zlambachfaziesbereich i.e.S. und dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich vermittelt (vgl. Brekzienkörper Sattlberg-West). Litho- und mikrofaziell leitet die aus dem Komponentenmaterial rekonstruierbare Schichtfolge zur faziellen Entwicklung der Schichtfolge der Holzwehralmscholle über. Hinweise dafür sind die stratigraphische Reichweite des Komponentenpektrums und das Auftreten von mitteltriassischen „Sephardiellen“ als Anzeiger offen mariner Verhältnisse.

Brekzienkörper nordöstlich des Rauhen Sommereck

Der aus verschiedenen Schüttungen (vgl. Abb. 22) aufgebaute, sehr polymikte Brekzienkörper (Abb. 13, Brekzienkörper 4 — Abb. 29) am Nordfuß des Rauhen Sommereck, im Liegenden des Brekzienkörpers zwischen 740 m und 760 m AN (s.o.), besteht vorwiegend aus Komponenten des **Zlambachfaziesbereiches**

i.e.S. und Strubbergsschichten, Kalke überwiegen. Die Komponenten sind vorwiegend eckig und zeigen kaum Kantenrundung und sind umgeben von den schwarzen Mergeln der Strubbergsschichten. Der Basiskontakt der unteren Schüttung ist nicht erosiv (slide-flow-Typ), weist aber „slumping“-Strukturen auf.

Nachweisbar ist eine lückenhaft rekonstruierbare Schichtfolge vom Tuval bis Sevat. Das Komponentenmaterial ist fossilarm.

Gipfelbereich Rauhes Sommereck

Die Strubbergbrekzie (Abb. 13, Brekzienkörper 8a — Abb. 29) im Gipfelbereich des Rauhen Sommereck in 890 m AN entspricht in ihrer generellen Ausbildung weitgehend der an der Schönalm-Forststraße. Der Brekzienkörper ist mit dem Brekzienkörper an der Sattlberg-Nordwestseite vergleichbar.

Als **Komponenten** treten vorwiegend die **verschiedenen Graukalke und Dolomite aus dem Zlambachfaziesbereich i.w.S.**, Hornsteine und Strubbergsschichten auf. Pötschenkalktypen überwiegen im südlichen und östlichen Gipfelbereich. Pötschendolomite dominieren im westlichen Gipfelbereich. Die Matrix zwischen den einzelnen, vorwiegend abgerundeten, bis

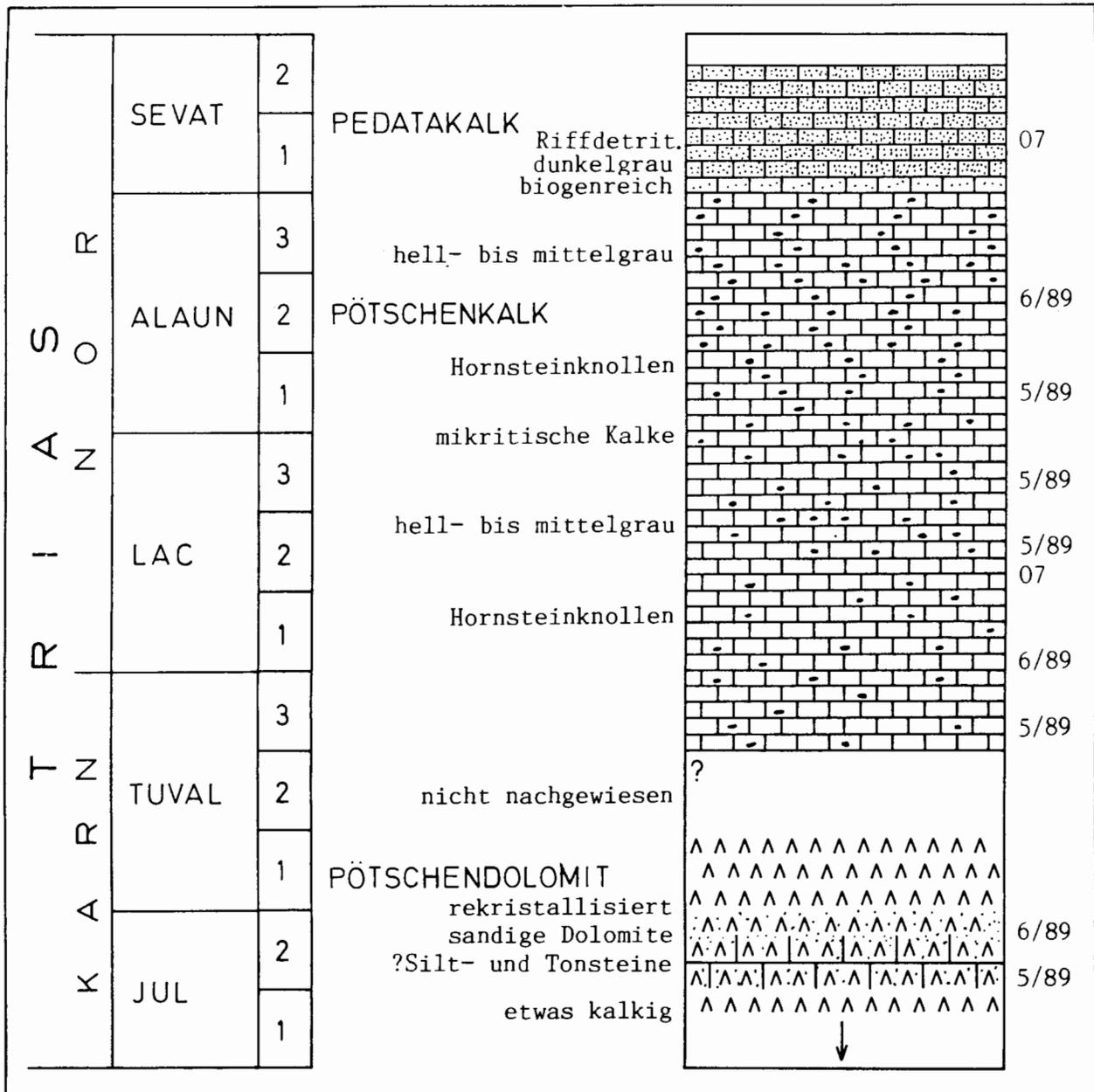


Abb. 18: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtfolge aus dem Komponentenbestand des Unteren Brekzienkörpers des Sattlberg-Westprofils (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 18: Pötschensequenz: Rekonstruktion der originalen Source Area: Mass-flow deposit (lower mass-flow) in the section of the Strubberg Formation west of the Sattlberg (see GAWLICK 1992 for samples).

fünfzehn Zentimeter großen Komponenten besteht aus schwarzen, oft radiolarienführenden Mergeln der Strubbergsschichten. Umlagerungserscheinungen (nur Resedimente aus Strubbergbrekzienkörpern) sind selten.

In diesen Brekzienkörper sind verschiedene Megaolitholithe, darunter die östliche Sattlberg-Liegendscholle, eingelagert. Im südlichen Gipfelbereich besteht ein großer Megaolitholith (vgl. HÖCK & SCHLAGER 1964) aus Pötschenkalk i.w.S. Aus stratigraphischen (Alaun 1) und faziellen Gründen sowie der rekonstruierbaren mobilisierten Schichtfolge kann dieser Megaolitholith nicht aus dem Hallstätter Buntkalkfaziesbereich hergeleitet werden (z.B. HÖCK & SCHLAGER 1964; HÄUSLER ab 1979; TOLLMANN ab 1976c; PLÖCHINGER ab 1974).

Im nordwestlichen Gipfelbereich wird der von Kalkkomponenten dominierte Brekzienkörper von einem Dolomitkomponenten

dominierten Brekzienkörper abgelöst, in den die östliche Sattlberg-Liegendscholle aus Pötschendoomit eingelagert ist.

Stratigraphisch nachweisbar ist eine mobilisierte Schichtfolge vom Langobard/Jul bis in das Alaun/Sevat (Abb. 24). Die Rekonstruktion der Schichtfolge macht eine **Herkunft des Komponentenmaterials aus einem Faziesbereich, der dem Zlambachfaziesbereich i.e.S. nahesteht und zu dem eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesbereich überleitet**, wahrscheinlich.

Ausschließlich in Graufazies entwickelt, lag dieser Ablagerungsbereich wahrscheinlich am entfernten inneren Rand der Buntkalkschwelle. Die mikro- und lithofazielle Ausbildung des Komponentenmaterials zeigt eine vermittelnde Stellung zwischen der faziellen Ausbildung der Schichtfolge des Zlambachfaziesbereiches (z.B. Roadberg-Schollenkomplex) und der faziellen Ausbil-

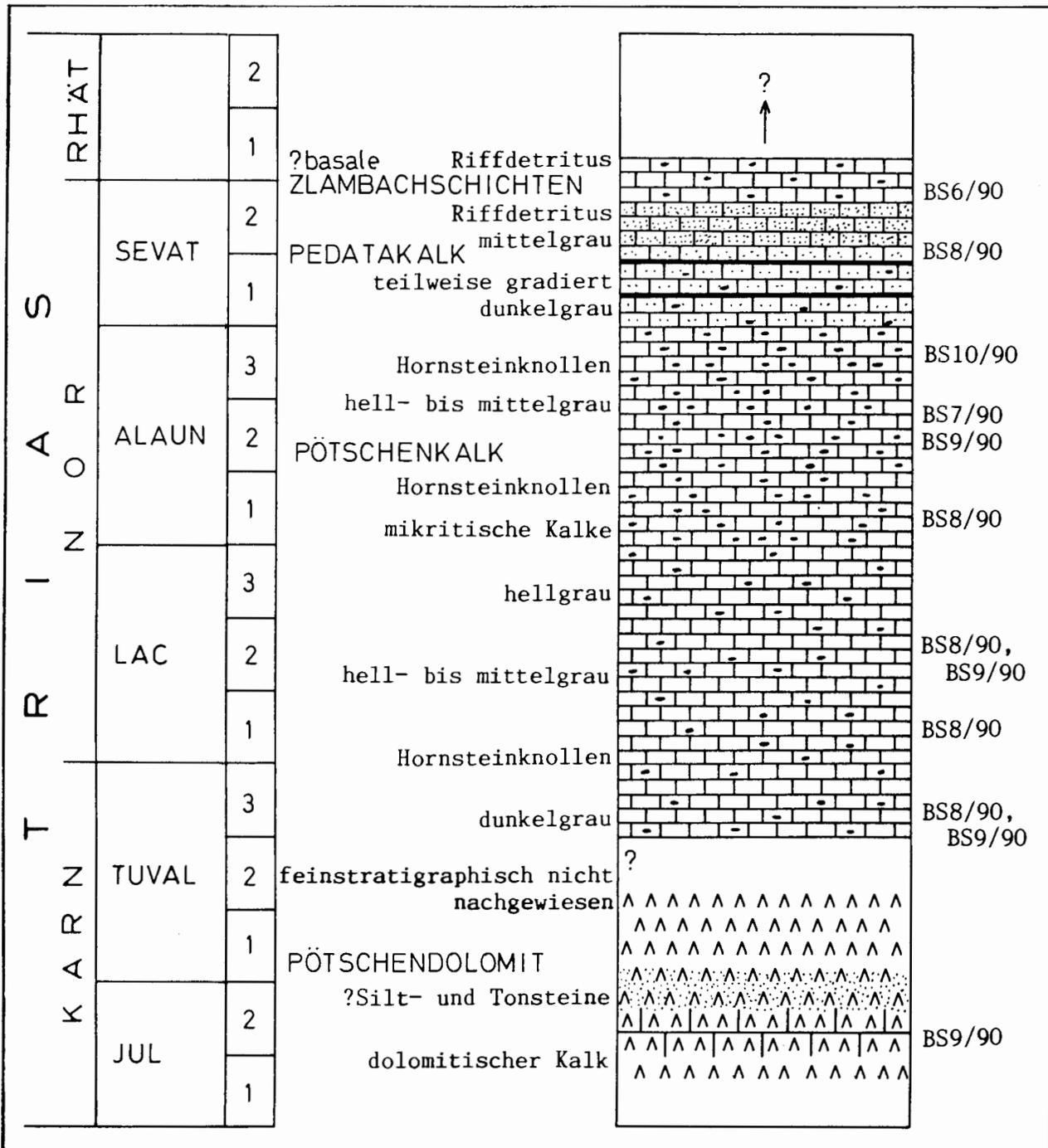


Abb. 19: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtfolge aus dem Komponentenmaterial des Brekzienkörpers an der Schönalm-Westseite in 860 m AN (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 19: Pötschensequence: Reconstruction of the original source area. Mass-flow deposits west of Schönalm in 860 m AN (see GAWLICK 1992 for samples).

dung der Schichtfolge der eingeschränkten Hallstätter Salzbergfazies (z.B. Holzwehralmscholle).

Diskussion: Herkunft des Komponentenmaterials Strubbergbrekzie Typ 1a

Das Komponentenmaterial der einzelnen Brekzienkörper der Strubbergbrekzie Typ 1a kann zum größten Teil aus dem Zlambachfaziesbereich hergeleitet werden. Pötschen- und Pedataschichten dominieren. Auch die

mitteltriassischen, pelagisch beeinflussten Graukalke und -dolomite (Grafensteigkalk und -dolomit) entstammen dem gleichen faziellen Herkunftsgebiet.

Das Komponentenmaterial der liegenden Brekzienkörper (Abb. 29) stammt vorwiegend aus dem Zwiesselalmfaziesbereich i.w.S. Daneben treten vereinzelt kleine, mehrfach umgelagerte Komponenten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich (Typ: Massiger Hellkalk) auf. Sie wurden aus der Strubbergbrekzie Typ II,

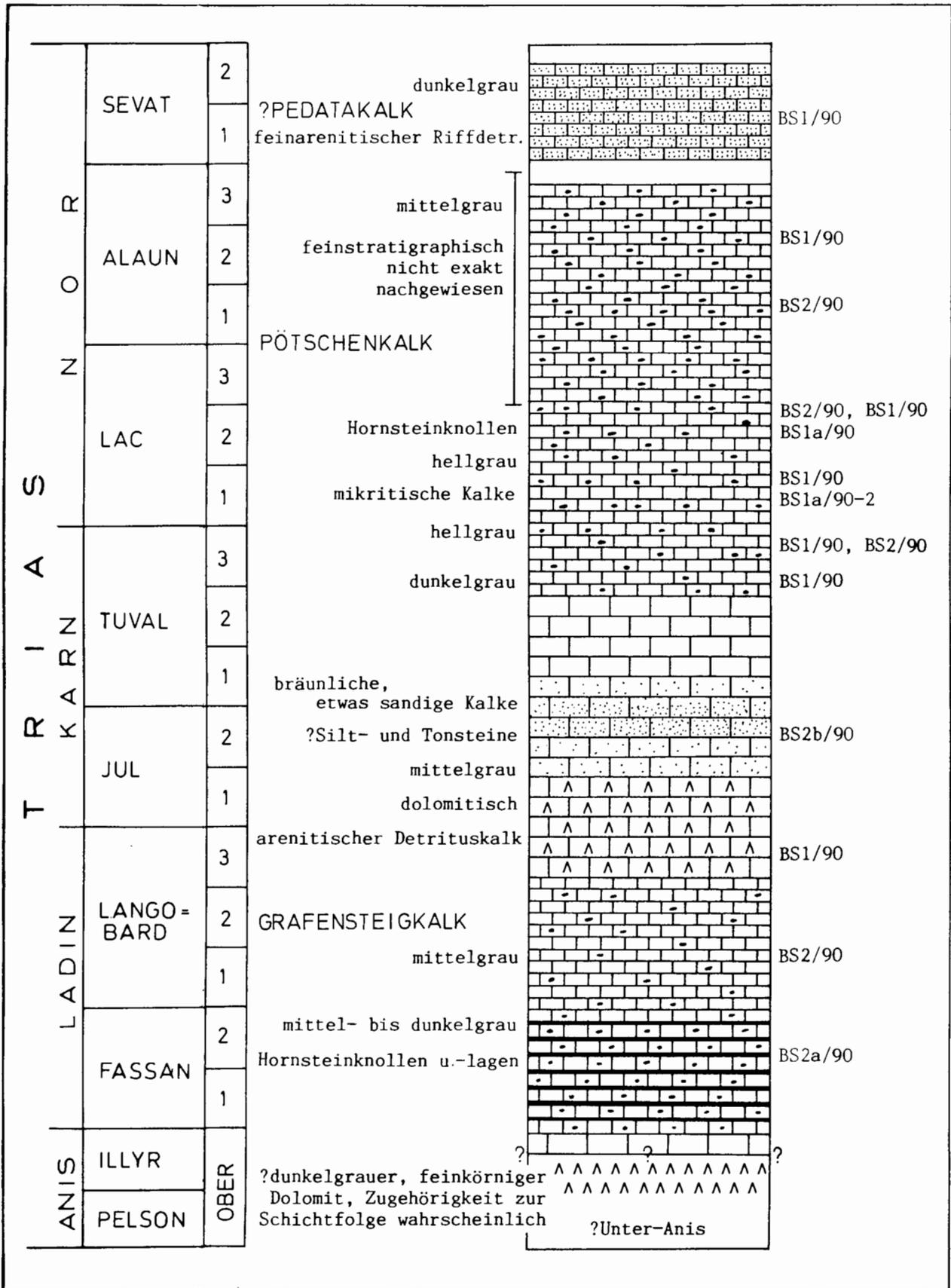


Abb. 20: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtfolge aus dem Komponentenmaterial des Brekzienkörpers am nordwestlichen Rand des Sattlbergschollenkomplexes (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).
Fig. 20: Pötschensequenz: Reconstruction of the original source area. Mass-flow deposit at the northwest end of the Sattlberg (see GAWLICK 1992 for samples).

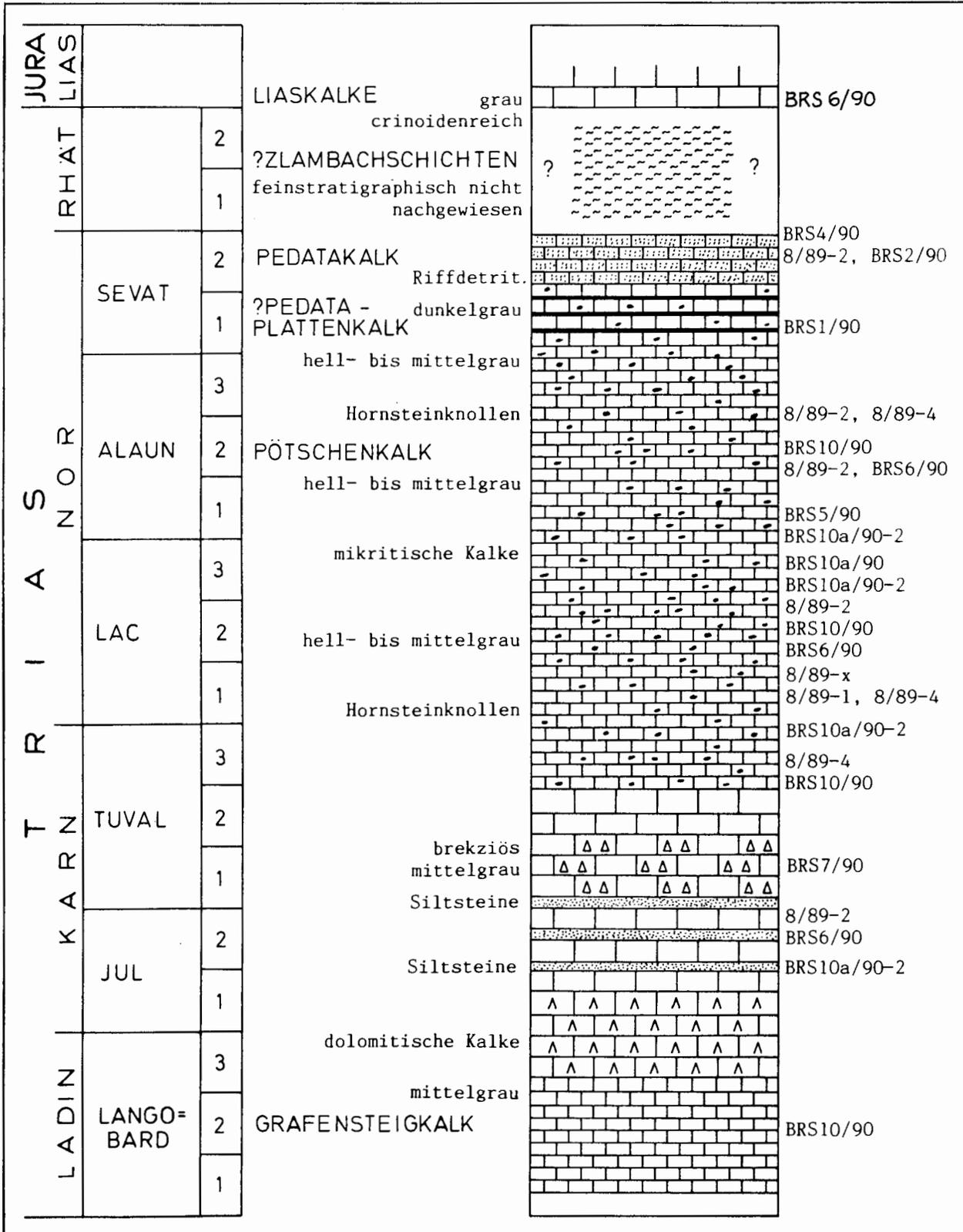


Abb. 21: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtfolge aus dem Komponentenmaterial der Brekzienkörper an der nördlichen Basis des Rauhen Sommereck (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 21: Pötschensequence: Reconstruction of the original source area. Mass-flow deposit at the northern base of the Rauhes Sommereck (see GAWLICK 1992 for samples).

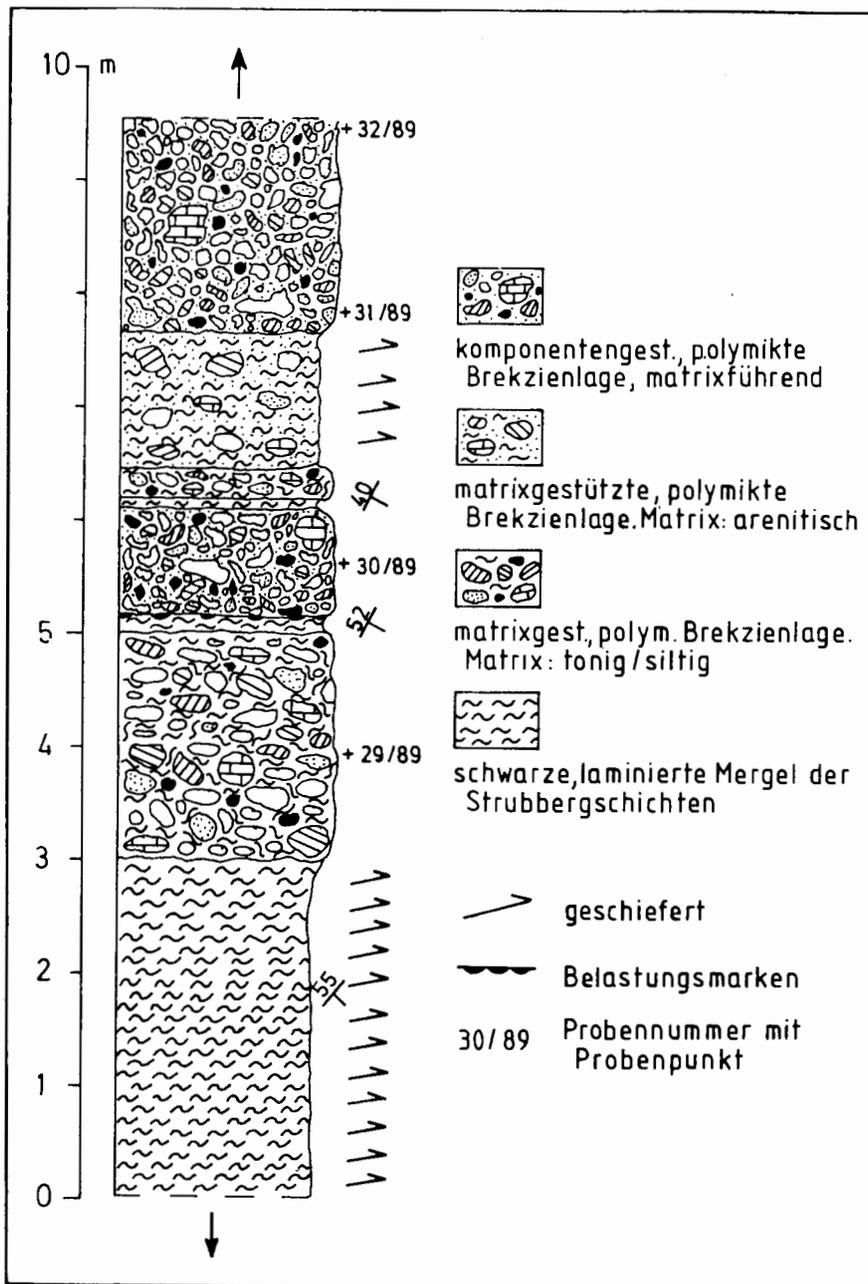


Abb. 22: Detailprofilanschnitt: aus mehreren Schüttungen aufgebauter Brekzienkörper an der Schönalm Forststraße: Nördliche Basis des Rauhen Sommereck in 740 m AN.

Fig. 22: Detailed section of the mass-flow deposit at the northern side of the Rauhes Sommereck adjacent to the Schönalm-Forststraße in 740 m AN, showing a many-layered composition.

Untertyp 1 mobilisiert, die als erste Brekzienkörpergeneration aus dem ursprünglichen Herkunftsgebiet der Hallstätter Salzbergfazies in den Sedimentationsraum des Zlambachfaziesbereiches geschüttet wurden. Bei der Mobilisierung des Komponentenmaterials der Strubbergbrekzie Typ 1a und der ersten, aus dem Zlambachfaziesraum stammenden Schollengeneration wurden auch Teile der Strubbergbrekzie Typ II, Untertyp 1 mobilisiert und umgelagert.

Die jüngeren Brekzienkörper (Abb. 29) führen keine umgelagerten Komponenten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesraum mehr. Pötschen- und Pedataschichten überwiegen. Das Komponentenmaterial dieser Brekzienkörper stammt vorwiegend aus einem Ablagerungsbereich, der zwischen dem Zlambachfaziesbereich i.e.S. und einem eingeschränkten, noch stark

karbonatplattformrand-beeinflußten, Hallstätter Buntkalkfaziesbereich vermittelt. Vereinzelt treten kleine Komponenten aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich auf – Leckkogeldolomit, vermehrt karnische Silt- und Tonsteine sowie ?Mitteltriasdolomite. Im Hangenden schalten sich Megaolistholithe ein. Schließlich beendet die zweite, aus dem Zlambachfaziesraum stammende Schollengeneration die pelagische Sedimentation der Strubbergsschichten.

Das Komponentenspektrum der Strubbergbrekzie Typ 1a belegt, daß bereits im frühen Ober-Jura alle Ablagerungsräume des triassischen Kalkalpensüdrandes mobilisiert werden: zuerst der Hallstätter Salzbergfaziesraum, dann der Zlambachfaziesraum und schließlich der kalkhochalpine Dachsteinkalkfaziesraum.

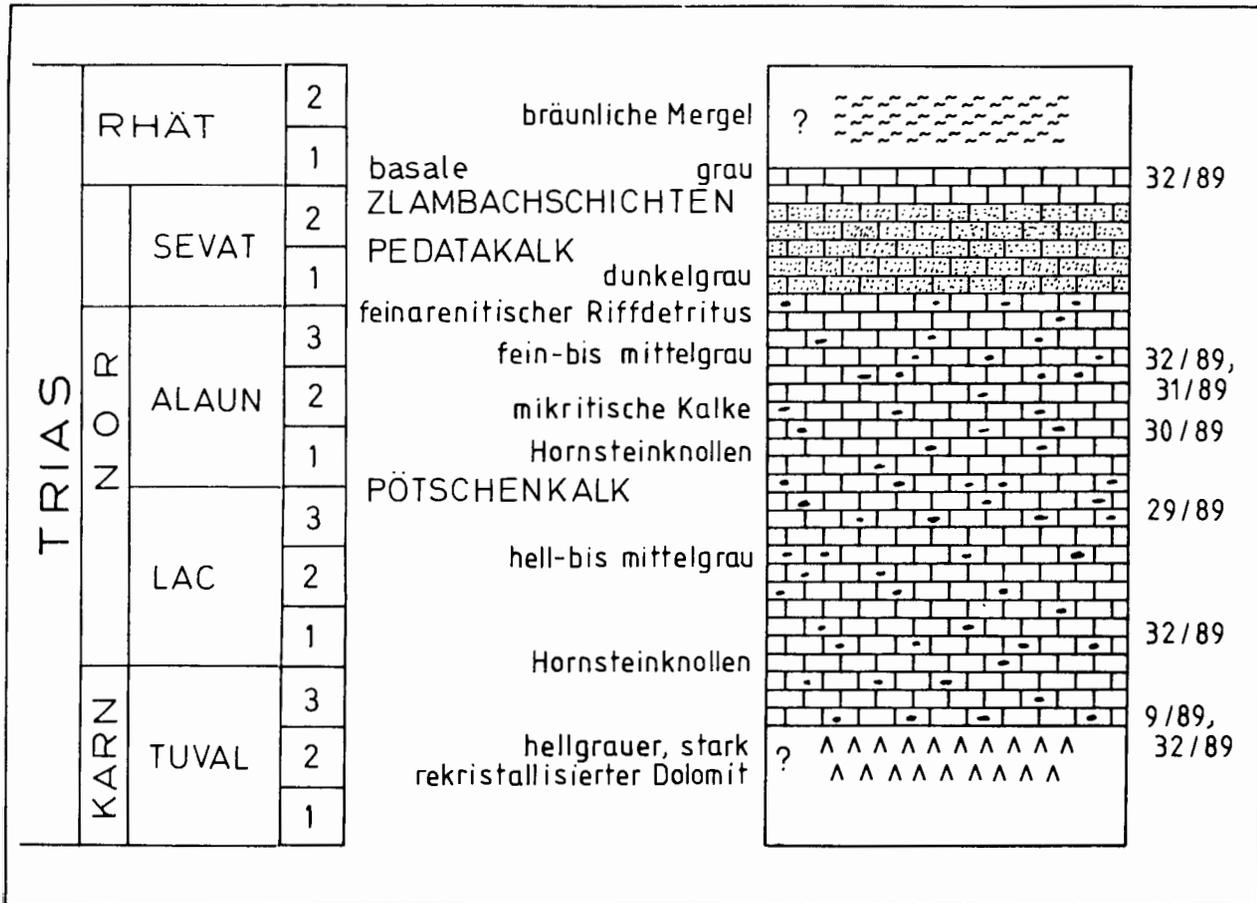


Abb. 23: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtfolge aus dem Komponentenmaterial der Brekzienkörper an der nordöstlichen Basis des Rauhen Sommereck in 740 m AN (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 23: Pötschensequenz: Reconstruction of the original source area. Mass-flow deposit at the northern side of the Rauhes Sommereck in 740 m AN (see GAWLICK 1992 for samples).

4.2.1.2. Strubbergbrekzie Typ 1b

= Brekzienkörper, die nicht in den Strubberg-schichten eingelagert sind, aber als Matrix zwischen den einzelnen Komponenten Strubberg-schichten und Strubberg-schichtenkomponenten führen.

Dieser Brekzienkörpertyp überlagert einzelne Gleitschollen und markiert das zeitliche Eingleiten. Einzelne Gleitschollen (z.B. Lammeregg-Schollenkomplex, Sattlberg-Liegendschollen) werden aufgrund ihrer Größe als Schollen abgetrennt; sie lagern als riesenhafte „Megaolistholithe“ in der Strubbergbrekzie Typ I.

Das Komponentenmaterial kann aus einem Ablagerungsbereich hergeleitet werden, der litho- und mikrofaziell zwischen dem Zlambachfaziesbereich i.e.S. und dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich vermittelt. Komponenten aus der höheren Ober-Trias dominieren. Pötschendolomite fehlen weitgehend. Strubberg-schichtenkomponenten sind häufig. Die Komponentengröße schwankt zwischen wenigen Millimetern und metergroßen Olistholithen. Die Komponenten sind meist angerundet, das Run-

dungsgradspektrum ist nicht so variabel wie bei der Strubbergbrekzie Typ 1a, eckige Komponenten fehlen. Das Gefüge ist regellos. Die sedimentologische Charakteristik ist nicht mehr so heterogen wie bei der Strubbergbrekzie Typ 1a: neben komponentendominierten, matrixgestützten Brekzienkörpern treten komponentengestützte Brekzienkörper ohne Matrix auf.

Fehlen als Matrix Strubberg-schichten, sind die Brekzienkörper nur sehr schwer, aufgrund eines minimal anderen Komponentenbestandes oder durch den Nachweis von Strubberg-schichtenkomponenten von spät-obertriassischen Brekzienkörpern zu unterscheiden. Oft ist bei isolierten Brekzienkörpern eine Unterscheidung der Strubbergbrekzie Typ 1b ohne Matrix und spät-obertriassischen Brekzienkörpern nicht möglich.

Die Strubbergbrekzie Typ 1b gleicht in ihrem Komponentenbestand der Strubbergbrekzie Typ 1a, ist aber nicht innerhalb der Strubberg-schichten-Normalsedimentfolge eingelagert, sondern überlagert einzelne Schollenkomplexe, die aus dem Zlambachfaziesraum stammen. Die regionale Verbreitung ist gering und be-

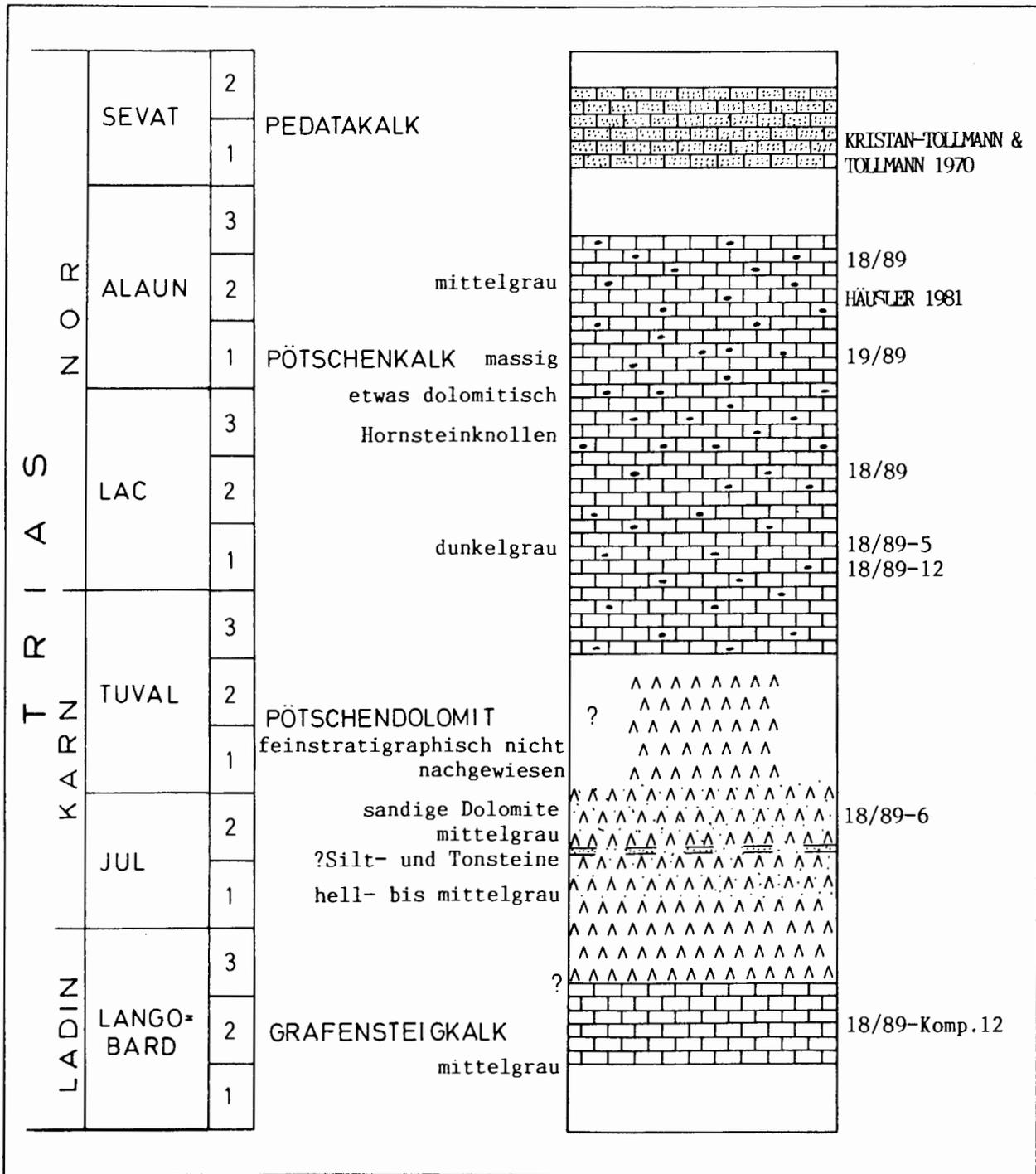


Abb. 24: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtfolge aus dem Komponentenmaterial des Brekzienkörpers im Gipfelbereich des Rauhen Sommereck (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 24: Pötschensequenz: Reconstruction of the original source area. Mass-flow deposit in the ceiling-area of the Rauhes Sommereck (see GAWLICK 1992 for samples).

schränkt sich weitgehend auf den Lammeregg-Schollenkomplex. Daneben treten kleine Vorkommen im Bereich der östlichen Sattlberg-Liegendscholle auf, die aber nicht direkt mit den Vorkommen im Bereich des Lammeregg-Schollenkomplexes parallelisiert werden können.

Die Strubbergbrekzie Typ 1b markiert das zeitliche

Eingleiten der ersten Schollengeneration aus dem Zlambachfaziesraum. Der südost-nordwest streichende Brekzienkörper im Bereich der westlichen Gipfelregion des Lammeregg weist auf eine Schüttungsrichtung wahrscheinlich aus Süden bis Südosten, fehlende Rotation des Lammeregg-Schollenkomplexes vorausgesetzt.

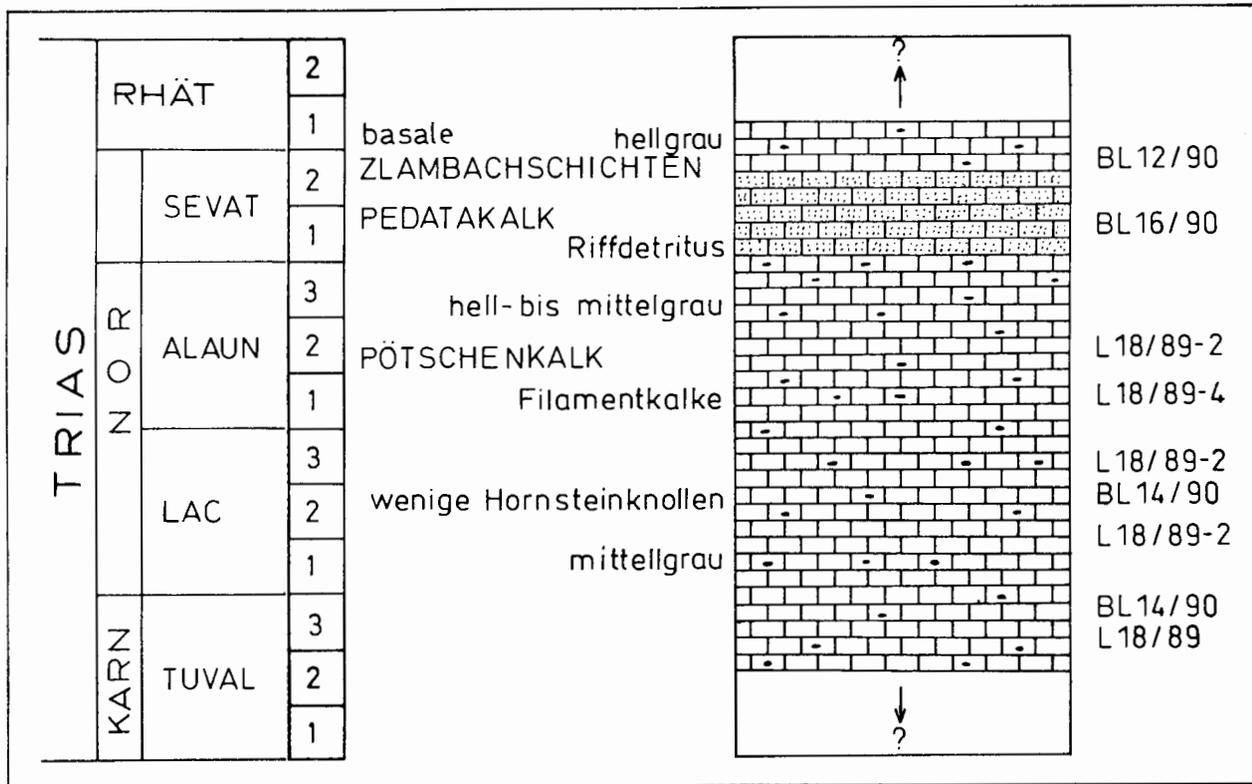


Abb. 25: Sammelrekonstruktion: mobilisierte Pötschenschichtfolge aus dem Komponentenmaterial der Brekzienkörper auf dem Lammeregg-Schollenkomplex (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 25: Pötschensequenz: compiled reconstruction of the original source area from the mass-flow deposits in the area of the Lammeregg (see GAWLICK 1992 for samples).

Lammeregg

Die Strubbergbrekzienkörper (Abb. 13, Brekzienkörper 7 — Abb. 29) an der Lammeregg-Nordseite, westlich der Gipfelregion in 740 m bis 760 m AN und im Gipfelbereich führen ausschließlich **Komponenten aus dem Zlambachfaziesbereich**. Pötschenkalke, Pedataschichten und Zlambachkalke dominieren. Es treten ausschließlich graue mikritische Kalke (sehr verschiedene Typen) auf, dazu vereinzelt Strubberg-schichtenkomponenten. Zwischen den einzelnen Komponenten tritt meist nur wenig Matrix auf.

In der **westlichen Gipfelregion** allerdings dominieren an der Basis des Brekzienkörpers matrixgestützte Partien. Dieser Brekzienkörper streicht von Südosten nach Nordwesten und ist nur geringmächtig. Im Komponentenbestand dominieren fossilarme Pedata-Plattenkalke und verschiedene Strubberg-schichtenkomponententypen: Graubrauner Mikrit, dunkelgrauer bis schwarzer Mikrit, dunkelgraue Kalkmergel und mikritische, sandig-siltige schwarze Kalke. Daneben treten Hornsteinknollen auf. Basal lagern die Komponenten in den schwarzen Manganschiefern der Strubberg-schichten; hier dominieren Strubberg-schichtenkomponenten. Im höheren Teil des Brekzienkörpers nimmt der Matrixanteil deutlich ab, der Komponentenbestand wird oligomikt.

Der Brekzienkörper an der **Lammeregg-Nordseite** südlich Wirrau in 540 m bis 580 m AN führt fast ausschließlich Pötschenkalkkomponenten und Kalke der Zlambachschichten. Nachgewiesen werden konnte eine lückenhafte Schichtfolge vom höheren Karn bis in das Sevat/Rhät. Die Komponenten sind meist angerundet. Der Brekzienkörper zeigt ein komponentengestütztes Gefüge, die gelbgrauen Mergel in den Zwickeln zwischen den Komponenten sind bisher fossilleer. Strubberg-schichtenkomponenten sind selten und klein. Umlagerungserscheinungen sind häufig.

Der Brekzienkörper **im Gipfelbereich des Lammeregg-Schollenkomplexes** in 890 m AN besteht fast ausschließlich aus verschiedenen Pötschenkalkkomponenten. Nachgewiesen werden konnte eine lückenhafte Schichtfolge vom höheren Karn bis in das Sevat. Die Komponenten sind meist angerundet bis gut gerundet. Der Brekzienkörper zeigt ein komponentengestütztes Gefüge. Neben den Pötschenkalkkomponenten treten kleine schwarze Hornsteine und vereinzelt kleine Strubberg-schichtenkomponenten auf. Die Matrix bilden radiolarienführende, schwarzgraue typische Strubberg-schichtenmergel.

Diskussion: Herkunft des Komponentenmaterials Strubbergbrekzie Typ 1b

Das Komponentenmaterial der einzelnen Brekzienkörper der Strubbergbrekzie Typ 1b kann aus **einem Ablagerungsbereich hergeleitet werden, der zwischen dem Zlambachfaziesbereich i.e.S. und dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich vermittelt**.

4.2.2. Komponentenbestandsanalysen: Strubbergbrekzie Typ II

= Brekzienkörper, die fast ausschließlich Komponenten und Megaolitholithe aus dem Hallstätter Salzbergfaziesraum führen.

Diese Brekzienkörper überlagern einzelne Gleitschollen und stehen nicht im sedimentären Verband mit den

Strubbergsschichten. Strubbergsschichtenkomponenten fehlen meist. Als Matrix zwischen den einzelnen Komponenten treten oft grünlichgraue, fossilere Mergel unbekannter stratigraphischer Stellung auf (meist an der Basis der aus mehreren Schüttungen aufgebauten Brekzienkörper), in den höheren Partien auch Strubbergsschichten-Normalsedimentähnliche Sedimente. Die Komponentengröße schwankt zwischen wenigen Zentimetern bis zur hausgroßen Blöcken, vereinzelt treten auch größere Schollen auf.

Die einzelnen Komponenten sind in der Regel angerundet bis gut gerundet, eckige Komponenten mit beginnender Kantenrundung sind die Ausnahme. Das Gefüge ist meist regellos. Die sedimentologische Charakteristik dieser Brekzienkörper ist relativ homogen, matrixgestützte Brekzienkörper fehlen. Es gibt einzelne Schüttungen, die oft nur einen halben Meter mächtig sind. Komponentengestützte Brekzienkörper mit verschiedenartiger Matrix zwischen den einzelnen Komponenten dominieren. Matrixfreie Brekzienkörper sind selten. Die Strubbergsschicht Typ II tritt einerseits als Überlagerung von Gleitschollen (speziell dem Lammeregg-Schollenkomplex) auf und wird stellenweise überlagert von der Strubbergsschicht Typ Ib, andererseits tritt die Strubbergsschicht Typ II an der Basis von Schollen aus dem Hallstätter Salzbergfaziesraum i.w.S. auf. Die regionale Verbreitung der Strubbergsschicht Typ II ist gering, sie beschränkt sich auf den Lammeregg-Schollenkomplex und den Rabenstein (Abb. 2).

Aufgrund der litho- und mikrofazialen Ausbildung des Komponentenmaterials, der Matrix zwischen den Komponenten und der rekonstruierbaren mobilisierten Schichtfolge aus dem Komponentenbestand wird die Strubbergsschicht Typ II in mehrere Untertypen unterteilt. Die einzelnen Untertypen wurden, obwohl sie heute, vor allem im Gipfelbereich des Lammeregg-Schollenkomplexes, neben- und übereinander lagern, in sehr unterschiedlichen Stadien der früh-oberrjurassischen Tektonik mobilisiert und abgelagert.

4.2.2.1. Untertyp 1

Das Komponentenmaterial der Strubbergsschicht Typ II, Untertyp 1 kann zum größten Teil **aus einem Ablagerungsbereich** des triassischen Kalkalpensüdrandes hergeleitet werden, der dem typischen **Hallstätter Salzbergfaziesbereich (= Buntkalkschwelle)** nahesteht. Strubbergsschichtenkomponenten fehlen. Verschiedene tiefpelagische Kieselkalk- und Radiolaritkomponenten treten auf, die aufgrund ihrer mikro- und lithofazialen Ausbildung (vgl. Brekzienkörper im südlichen Lammeregg-Gipfelbereich zwischen 830 m und 890 m AN) aus einem mit dem **Meliatikum** der Westkarpaten vergleichbaren Ablagerungsraum des triassischen Kalkalpensüdrandes hergeleitet werden

können (vgl. MANDL & ONDREJICKOVA 1991). Das Meliaticum schloß sich tethyswärts dem typischen Hallstätter Salzbergfaziesbereich (= Buntkalkschwelle) an (vgl. Meliata – Hallstatt Ozean; KOZUR 1991).

Die Matrix zwischen den einzelnen Komponenten besteht aus bunten Mergeln unbekannter stratigraphischer Stellung und Herkunft. Sie zeigt keinerlei Ähnlichkeiten mit der Strubbergsschichtenmatrix.

Die Strubbergsschicht Typ II, Untertyp 1 lagert direkt auf den Pötschenschichten des Lammeregg-Schollenkomplexes und wird sowohl von der Strubbergsschicht Typ Ib als auch von der Strubbergsschicht Typ II, Untertyp 2 überlagert.

Die Lagerung, die mikro- und lithofaziale Ausbildung des Komponentenmaterials und die daraus rekonstruierbare mobilisierte Schichtfolge sowie die Ausbildung der Matrix belegen, daß dieser Brekzienkörpertyp aus einem sehr **frühen Stadium** der Mobilisierung des ehemaligen Kalkalpensüdrandes stammt. In den Ablagerungsbereich des triassischen Zlambachfaziesraumes geschüttet, wurde dieser Brekzienkörpertyp bei der Mobilisierung des Zlambachfaziesraumes remobilisiert. Kleine Komponenten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesraum i.w.S. in der Strubbergsschicht Typ Ia belegen die mehrfache Umlagerung.

Bei der Ablösung der Zlambachfazies-Schollen wurde die Strubbergsschicht Typ II, Untertyp 1 als sedimentäre Auflagerung des Lammeregg-Schollenkomplexes zusammen mit dem Lammeregg-Schollenkomplex in das Lammerbecken verfrachtet, **d.h. die Ablagerung der Strubbergsschicht Typ II, Untertyp 1 erfolgte nicht im Bereich des Lammertales, sondern im ursprünglichen fazialen Herkunftsgebiet des Lammeregg-Schollenkomplexes.**

Lammeregg-Schollenkomplex

Der Brekzienkörper im südlichen Gipfelbereich des Lammeregg zwischen 830 m und 890 m AN ist heterogen aufgebaut. Mehrere Schüttungen sind erkennbar. Es treten ausschließlich Komponenten aus einem pelagischen Hallstätter Buntkalkfaziesbereich auf: Unterkarnischer Hellkalk, Äquivalent des Roten Bankkalkes, Massiger Hellkalk, Hangendrotkalk, Hangendgraukalk und pelagische Zlambachschichten. Die nachgewiesene, lückenhafte Schichtfolge reicht vom Jul bis in das Sevat/?Rhät (vgl. Rekonstruktion Abb. 26) und steht sowohl litho- als auch mikrofazial der typischen Hallstätter Salzbergfazies (= Buntkalkschwelle) nahe (Kap. 3.2.1.3.).

Die Komponenten des komponentengestützten Brekzienkörpers sind von einer grüngelben, fossilfreien mergeligen Matrix unbekannter stratigraphischer Stellung und Herkunft umgeben. Strubbergsschichtenkomponenten oder Strubbergsschichtenmatrix konnten nicht nachgewiesen werden. Der Brekzienkörper lagert direkt auf Pötschenschichten verschiedener stratigraphischer Stellung und wird von anderen Brekzienkörpern überlagert: von Strubbergsschicht Typ II, Untertyp 2 im nördlichen und westlichen Gipfelbereich und Strubbergsschicht Typ Ib im engeren Gipfelbereich in 890 m AN.

Das den Aufbau des Brekzienkörpers dominierende Komponentenmaterial zeigt einen offen marinen Charakter. Die rekonstruierte Schichtfolge läßt auf einen offen marinen Ablagerungsraum schließen, der sich tethyswärts der Buntkalkschwelle angeschlossen haben könnte. Das Material des Brekzienkörpers kann aufgrund des Auftretens von triassischem Kieselkalken und Radiolariten vom tethyswärtigen **Rand der Hallstätter Buntkalkschwelle hergeleitet werden**. Kein Dolomit in der mobilisierten Schichtfolge und Anklänge an den typischen Roten Bankkalk der Buntkalkschwelle im Tuval belegen diesen Trend.

4.2.2.2. Untertyp 2

Die Strubbergbrekzie Typ II, Untertyp 2 führt ausschließlich Komponenten aus dem Hallstätter Buntkalkfaziesbereich und ist nicht innerhalb der Strubbergschichten-Normalsedimentfolge eingelagert. Im **nördlichen und westlichen Gipfelbereich des Lammeregg** überlagert dieser Brekzientyp (Abb. 13, Brekzienkörpertyp 9 — Abb. 29) die Pötschenschichten des Lammeregg-Schollenkomplexes und die Strubbergbrekzie Typ II, Untertyp 1. Megaolitholithe sind eingelagert. Es wurden nur Komponenten des Massigen Hellkalkes und des Hangendrotkalkes nachgewiesen. Strubbergschichtenkomponenten fehlen.

Die Matrix zwischen den einzelnen Komponenten besteht aus rostroten, teilweise braungelben fossilereen Mergeln unbekannter stratigraphischer Stellung und Herkunft. Sie zeigt keinerlei Ähnlichkeit mit der Strubbergschichtenmatrix.

Der Komponentenbestand des Brekzienkörpers im nördlichen und westlichen Gipfelbereich des Lammeregg läßt sich **aus dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich herleiten**.

An den Hallstätter Kalken und Dolomiten der **südwestlichen Basis des Rabensteins** westlich des Egelsees lagert unterhalb der Oberalmer Schichten ein Brekzienkörper, der weitgehend der Strubbergbrekzie Typ II, Untertyp 2 des nördlichen und westlichen Lammeregg-Gipfelbereiches entspricht. Es konnten nur Komponenten des Hangendrotkalkes und des Hangendgraukalkes sicher nachgewiesen werden. ?Zlambachkalk- und ?Liasalkalkkomponenten sind wahrscheinlich. Strubbergschichtenkomponenten fehlen.

Die Matrix zwischen den Komponenten besteht, wenn vorhanden, aus graugelben, fossilereen Mergeln, die keine Ähnlichkeit mit den Strubbergschichtenmergeln zeigt. Meist ist der komponentengestützte Brekzienkörper aber matrixfrei oder sehr matrixarm.

Der Komponentenbestand des Brekzienkörpers an der südwestlichen Basis des Rabensteins läßt sich **aus dem Hallstätter Buntkalkfaziesraum herleiten**. Aufgrund des geringen stratigraphischen Umfangs der mobilisierten Schichtfolge ist es aber nicht möglich, Aussagen über die genaue Herkunft des Komponentenmaterials innerhalb des Hallstätter Buntkalkfaziesraumes zu tref-

fen. Eine Herkunft aus dem gleichen faziellen Herkunftsgebiet wie die Gollinger Hallstätter Schollen ist aufgrund der faziellen Ausbildung des Komponentenmaterials, der Häufigkeit des Hangendrotkalkes und der Lagerungsverhältnisse wahrscheinlich.

Die Strubbergbrekzie Typ II, Untertyp 2 an der südwestlichen Basis des Rabensteines wird im Süden von steil nach Süden einfallenden Oberalmer Schichten überlagert. Der sedimentäre Kontakt ist nicht aufgeschlossen. Die Lagerungsverhältnisse des Brekzienkörpers an der Hallstätter Schichtfolge der Rabenstein-scholle unterhalb der Oberalmer Schichten und der Komponentenbestand zeigen, daß die Ablagerung dieses Brekzienkörpers kurz vor dem Eingleiten der Gollinger Hallstätter Schollen aus dem Hallstätter Buntkalkfaziesraum, aber noch vor dem Beginn der Sedimentation der Oberalmer Schichten erfolgte. Die Gollinger Hallstätter Schollen in Hallstätter Buntkalkfazies sind in das nordwestliche Lammerbecken vor dem Sedimentationsbeginn der Oberalmer Schichten im ?Kimmeridge/Tithon (HÄUSLER 1981a: 155) eingeglitten, zeitäquivalent mit den Brekzienlagen der höheren Tauglbodenschichten (SCHLAGER & SCHLAGER 1969, DIERSCHKE 1980:37). Sie werden von den Oberalmer Schichten überlagert.

Lammeregg-Schollenkomplex: nördlicher und westlicher Gipfelbereich

Der nördliche und westliche Gipfelbereich des Lammeregg wird von verschiedenen Hallstätter Kalk Megaolitholithen der Hallstätter Buntkalkfazies aufgebaut, die in polymikter Strubbergbrekzie lagern. Der komponentengestützte Brekzienkörper führt ausschließlich Komponenten aus dem gleichen Faziesraum. Die lückenhaft nachgewiesene mobilisierte Schichtfolge reicht vom tieferen Lac bis in das höhere Alaun.

Die Komponenten schwimmen in einer rostroten Matrix oder braungelben, meist mergeligen Matrix unbekannter stratigraphischer Stellung und Herkunft. Strubbergschichtenkomponenten oder Strubbergschichtenmatrix konnten nicht nachgewiesen werden.

Der Brekzienkörper lagert direkt auf den Pötschenschichten des Lammeregg-Schollenkomplexes und der Strubbergbrekzie Typ II, Untertyp 1. Die Lagerungsverhältnisse zu dem Brekzienkörper der Strubbergbrekzie Typ 1b im Gipfelbereich sind aufgrund der dichten Bewaldung und der jüngeren tektonischen Überprägung bei den derzeitigen Aufschlußverhältnissen nicht exakt zu verfolgen (Überlagerung ist wahrscheinlich).

Der Komponentenbestand des Brekzienkörpers läßt sich (mit Einschränkung) **aus dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich herleiten**.

Rabenstein

Der Brekzienkörper an der südwestlichen Basis des Rabensteines, östlich des Egelsees zwischen 520 m und 570 m AN, lagert an der Hallstätter Schichtfolge der Rabenstein-scholle. Fast matrixfrei, führt der Brekzienkörper fast ausschließlich angerundete bis gut gerundete Komponenten aus dem Hallstätter Buntkalkfaziesbereich. Hangendrotkalkkomponenten und Hangendgraukalkkomponenten dominieren. Zlambachkalk- und Liasgraukalkkomponenten sind aufgrund der litho- und mikrofaziellen Ausbildung der Komponenten und der Fauna wahrscheinlich. Die Komponenten sind meist zwischen fünf und zwanzig Zentimetern groß, größere oder kleinere Komponenten sind selten. Die aus dem Komponentenmaterial nachgewiesene mobilisierte Schichtfolge reicht vom Alaun bis in das Rhät/?Lias.

Die Matrix des komponentengestützten, sehr matrixarmen Brekzienkörpers besteht aus graugelben, fossilfreien Mergeln

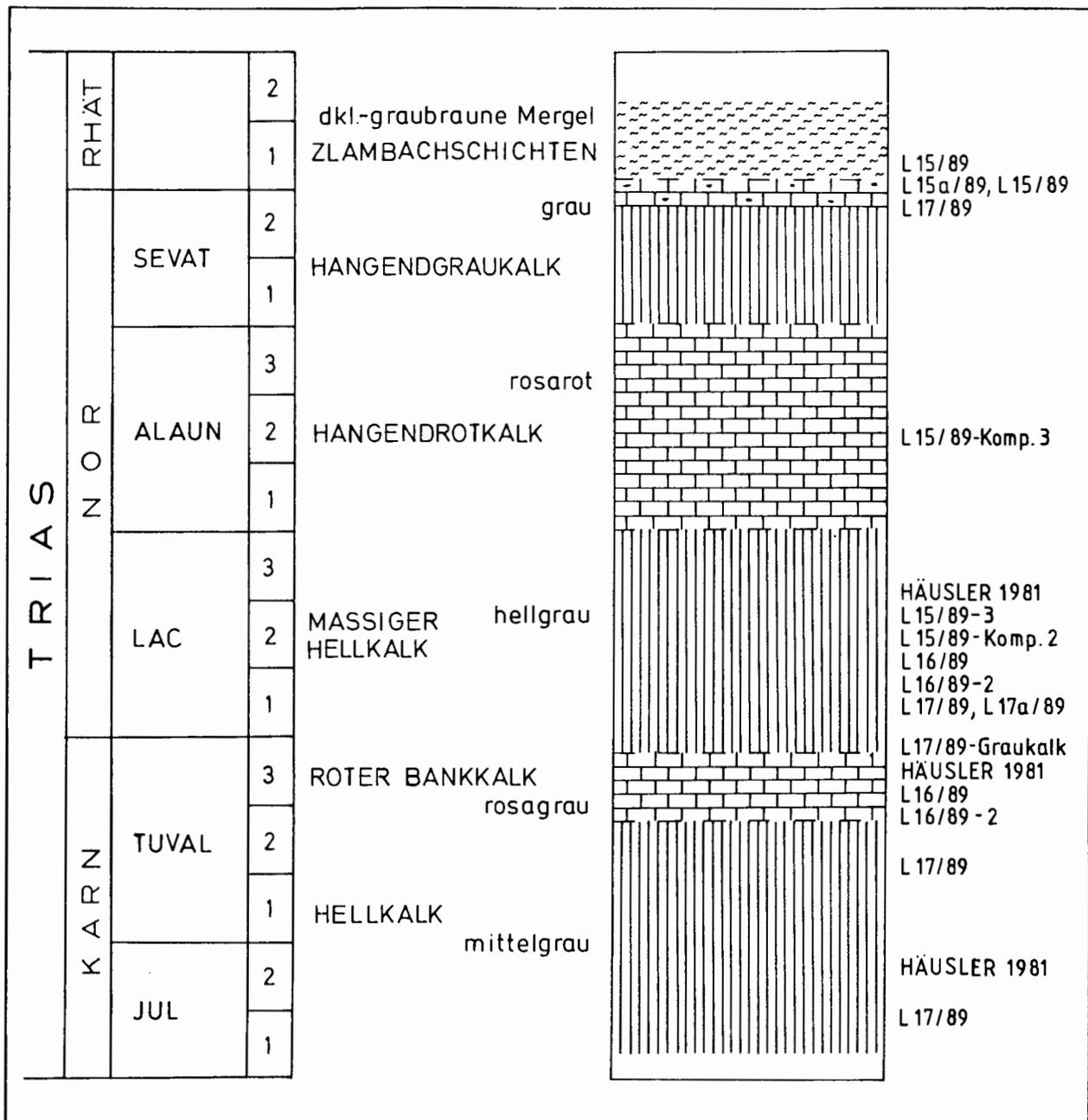


Abb. 26: Rekonstruktion der mobilisierten Hallstätter Kalk-Schichtfolge aus dem Komponentenmaterial des Brekzienkörpers an der Lammeregg-Südseite zwischen 830 m und 890 m AN (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 26: Hallstatt Limestone Sequence: Reconstruction of the original source area. Mass-flow deposit in the southern area of the Lammeregg between 830 m to 890 m AN (see GAWLICK 1992 for samples).

unbekannter stratigraphischer Stellung.

Im unteren Bereich des Brekzienkörpers dominieren Graukalkkomponenten, meist Hangendgraukalk. Das Komponentenmaterial ist deutlich fossilärmer als im höheren Brekzienkörperbereich, in dem Rotkalkkomponenten, meist Hangendrotkalkkomponenten, dominieren. Wichtig ist, daß bereits im Alaun 2 ein grauer Kalk den Hangendrotkalk in dem faziellen Herkunftsgebiet des Komponentenmaterials ersetzt. Eine Herkunft des Komponentenmaterials aus dem gleichen ursprünglichen Sedimentationsgebiet wie die Gollinger Hallstätter Schollen ist wahrscheinlich, Umlagerungserscheinungen treten vereinzelt, vor allem in den Hangendrotkalkkomponenten im höheren Brekzienkörperbereich auf (?triassische Umlagerungserscheinungen).

4.2.2.3. Untertyp 3

Die Strubbergbrekzie Typ II, Untertyp 3 führt **vorwiegend Komponenten aus dem Hallstätter Buntkalkfaziesbereich**. Daneben treten **vereinzelt kleine Komponenten aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich** und Strubberg-schichtenkomponenten auf. Die Matrix dieses komponentengestützten Brekzienkörpers besteht aus radiolarienführenden, schwarzbraunen Strubberg-schichtenmergeln.

Der Brekzienkörper überlagert im südwestlichen Gipfel-



Abb. 27: Schematische Rekonstruktion der mobilisierten Hallstätter Kalk-Schichtfolge aus dem Brekzienkörper im nördlichen und westlichen Gipfelbereich des Lammeregg (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 27: Hallstatt Limestone Sequence: Reconstruction of the original source area. Mass-flow deposit in the northern and western ceiling area of the Lammeregg (see GAWLICK 1992 for samples).

bereich des Lammeregg die Pötschenschichten des Lammeregg-Schollenkomplexes. Die regionale Verbreitung dieses Untertyps ist kleinräumig.

Die Lagerungsverhältnisse, die mikro- und lithofaziale Ausbildung des Komponentenmaterials und die daraus rekonstruierbare mobilisierte Schichtfolge sowie die Ausbildung der Matrix belegen, daß dieser Brekzientyp im Bereich des Lammerbeckens **nach** dem Eingleiten der Schollen aus dem Zlambachfaziesbereich sedimentiert wurde. Das **Komponentenmaterial** kann zum größten Teil **aus dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich hergeleitet** werden. Das Auftreten von Komponenten aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich belegt, daß zur Zeit der Ablagerung der Strubbergbrekzie Typ II, Untertyp 3 sowohl Material aus dem eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesbereich als auch **aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich** mobilisiert wurde.

Die Strubbergbrekzie Typ II, Untertyp 3 repräsentiert die letzte Brekzienkörpergeneration im Bereich des Lammerbeckens vor dem Eingleiten der Schollen aus dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich (z.B. Holzwehralmschollenkomplex) und aus dem kalkhochalpinen Dachsteinfaziesbereich.

Mit dem Eingleiten des Schwarzenbergkomplexes aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich endet die nachweisbare früh-oberrjurassische Sedimentation im Bereich des südlichen Lammerbeckens am Tennengebirgsnordrand.

Die Akkumulation mächtiger flyschoider Karbo-

natbrekzien wird nach Norden verlagert; dokumentiert durch die „Oberalmer Basisbrekzie“ (SCHLAGER 1960; Mass-flow deposit nach WÄCHTER 1987) am Nordrand der früh-oberrjurassisch gehobenen Trattbergschwelle (SCHLAGER, M. ab 1953; DIERSCHKE 1980; PLÖCHINGER 1953, 1987, 1990) und am Nordrand des Göllkomplexes (KÜHNEL 1925; 1929; DEL-NEGRO 1972) und die Tauglbrekzien (SCHLAGER, M. & SCHLAGER, W. 1969; SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M. 1973; DIERSCHKE 1980).

Lammeregg-Schollenkomplex

Der vor allem aus länglichen Komponenten bestehende, meist matrixarme, komponentengestützte polymikte Brekzienkörper (Abb. 13), Brekzienkörpertyp 9 — Abb. 29) an der Lammeregg Südseite in 810 m AN führt **vorwiegend Komponenten aus dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich**. **Daneben treten Komponenten aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich**, Hornsteine und Strubbergschichtenkomponenten auf. Die Korngröße nimmt zum Hangenden ab. Vereinzelt treten sandig verwitternde Strubbergschichtenkomponenten, radiolarienführende Strubbergschichtenkomponenten und Hornsteine (Ladin) auf. Die meist länglichen, bis zwanzig Zentimeter großen Komponenten zeigen eine Tendenz zur Einregelung. Aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse ist nicht festzustellen, ob die Verteilung von Grob- und Feinbrekzien regelmäßig über den Brekzienkörper verteilt ist. Manche Komponenten zeigen Spuren tektonischer Beanspruchung, die sich an den Korngrenzen nicht fortsetzen.

Als Matrix zwischen den Komponenten treten radiolarienführende schwarzbraune Strubbergschichtenmergel auf.

Nachweisbar ist eine lückenhafte Schichtfolge vom Langobard bis in das Sevat (Abb. 28). Der überwiegende Teil des Komponentenbestandes des Brekzienkörpers läßt sich **aus dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich herleiten**. Die

litho- und mikrofazielle Ausbildung der Komponenten, der Anteil an dolomitischen Komponenten, der nachgewiesene Schichtumfang und das Fehlen eines Rotkalkes im Tuval stimmen weitgehend mit der Schichtfolge des Holzwehrsollenenkomplexes überein.

4.2.3. Korrelation der Strubbergbrekzienkörper

Für die Rekonstruktion der relativen Abfolge der Sedimentation der einzelnen Brekzienlagen in der Strubbergschichtenfolge des früh-oberrjurassischen Lammerbeckens ist die Kenntnis der jeweils mobilisierten gesamten ursprünglichen Schichtfolge wichtig (Kap. 4.2.).

Die einzelnen Strubbergbrekzienkörper im Bereich des westlichen Lammertales (Abb. 2, Abb. 13) können aufgrund des Komponentenbestandes, der relativen Lage im Gelände zueinander, der Lösungscharakteristik des Komponentenbestandes und unter Berücksichtigung des Rundungsgrades miteinander korreliert werden. Aus der regionalen Verteilung der Brekzienkörper und ihrer Lage zueinander können Aussagen über die ungefähre Schüttungsrichtung des Komponentenmaterials gewonnen werden: **Das Komponentenmaterial der Strubbergbrekzienkörper wurde generell aus Süden bis Südosten in das Lammerbecken geschüttet.** Sowohl die Lagerung und die sedimentologische Ausbildung der Brekzienkörper als auch die litho- und mikrofazielle Ausbildung der Strubbergschichten lassen auf eine Akkumulation des Komponentenmaterials der Brekzienkörper und der ersten und zweiten Schollengeneration am Hang eines sich generell nach Norden eintiefenden Ablagerungsraumes schließen (vgl. dazu DAMUTH et al 1988).

Die Brekzienkörper des Sattlberg-Westprofils (Abb. 9) und im Infanggraben repräsentieren die erste Brekzienkörpergeneration im Bereich des Lammertales.

Die Brekzienkörper **1** und **2** (Abb. 29) bestehen vorwiegend aus dem Komponentenmaterial des proximalen Zlambachfaziesraumes (Zwieselalmfazies). Strubbergschichtenkomponentenmaterial ist häufig. Die mobilisierte Schichtfolge reicht vom Jul bis in das Rhät oder den Lias.

Im Brekzienkörper **3** reicht die mobilisierte Schichtfolge stratigraphisch bereits bis in das Pelson hinunter. Das Liefergebiet besteht aus einer primär unterschiedlichen Schichtfolge ähnlich dem Lammeregg-Schollenkomplex. Resedimentierte Komponenten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesraum, eine Pötschendolomitfolge vom Jul bis in das Alaun und Kieseldolomitmegaolitholithe kündigen das Eingleiten der ersten Schollengeneration (z.B. Lammeregg-Schollenkomplex) an.

Die gesamte triassische Schichtfolge des proximalen Zlambachfaziesraumes (Zwieselalmfazies i.w.S.) wird also mobilisiert. Die stratigraphische Basis des kalk-

hochalpinen Sedimentstapels liegt frei. Die Werfener Schichten Scholle an der östlichen Basis des Lammeregg-Schollenkomplexes wird mobilisiert und gleitet in das Lammerbecken ein. Unmittelbar darauf folgte der Lammeregg-Schollenkomplex mit bereits auflagernden Brekzien, deren Komponentenmaterial aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich herzuleiten ist und die triassische Kieselkalke und Radiolarite des Meliatikums führen (Kap. 4.2.2.). Komponentenmaterial aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum fehlt.

Die Brekzienkörper **4**, **5** und **6** führen ausschließlich Komponentenmaterial aus dem distalen Zlambachfaziesraum. Die litho- und mikrofazielle Ausbildung des Komponentenmaterials und die rekonstruierbaren mobilisierten Schichtfolgen vermitteln zwischen dem Zlambachfaziesbereich i.e.S. und dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich. Komponenten aus der Ober-Trias dominieren. Komponenten aus dem Hallstätter Buntkalkfaziesraum oder dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum fehlen. Die mobilisierte Schichtfolge reicht vom Langobard bis in den Lias.

Die Brekzienkörper **7** (Kap. 4.2.1.2.), die den Lammeregg-Schollenkomplex überlagern, führen ein fast identisches Komponentenspektrum wie der Brekzienkörper **6** im Bereich der Infangalm.

Die Brekzienkörper **8** und **8a** repräsentieren die letzte Brekzienkörpergeneration innerhalb der Strubbergschichten und führen ein ähnliches Komponentenspektrum wie die Brekzienkörper **4**, **5**, **6** und **7** aus dem distalen Zlambachfaziesbereich. Die rekonstruierbaren mobilisierten Schichtfolgen vermitteln zwischen den Schichtfolgen des Zlambachfaziesraumes i.e.S. und der eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfazies. Im Gipfelbereich des Rauhen Sommereck sind Megalolitholithe und die östliche Sattlberg-Liegendscholle einsedimentiert. Die mobilisierte Schichtfolge umfaßt Ladin bis Rhät; zur Zeit der Mobilisierung der Brekzienkörper **8** und **8a** waren also bereits stratigraphisch liegende Serien angeschnitten, die in den Brekzienkörpern **4** bis **7** noch nicht nachweisbar sind. Komponenten aus dem Hallstätter Buntkalkfaziesraum fehlen. Der Brekzienkörper **8** im Bereich der westlichen Sattlberg-Liegendscholle führt bereits erste kleine Komponenten aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum, d.h.: **bereits während der Sedimentation der Strubbergschichten im basalen Oxford wird Material aus allen Faziesräumen des triassischen Kalkalpensüdrandes mobilisiert und nach Norden in das Lammerbecken geschüttet.**

Fast gleichzeitig mit dem Eingleiten der zweiten Schollengeneration aus dem Zlambachfaziesbereich i.e.S. wird Material aus dem eingeschränkten Hallstätter

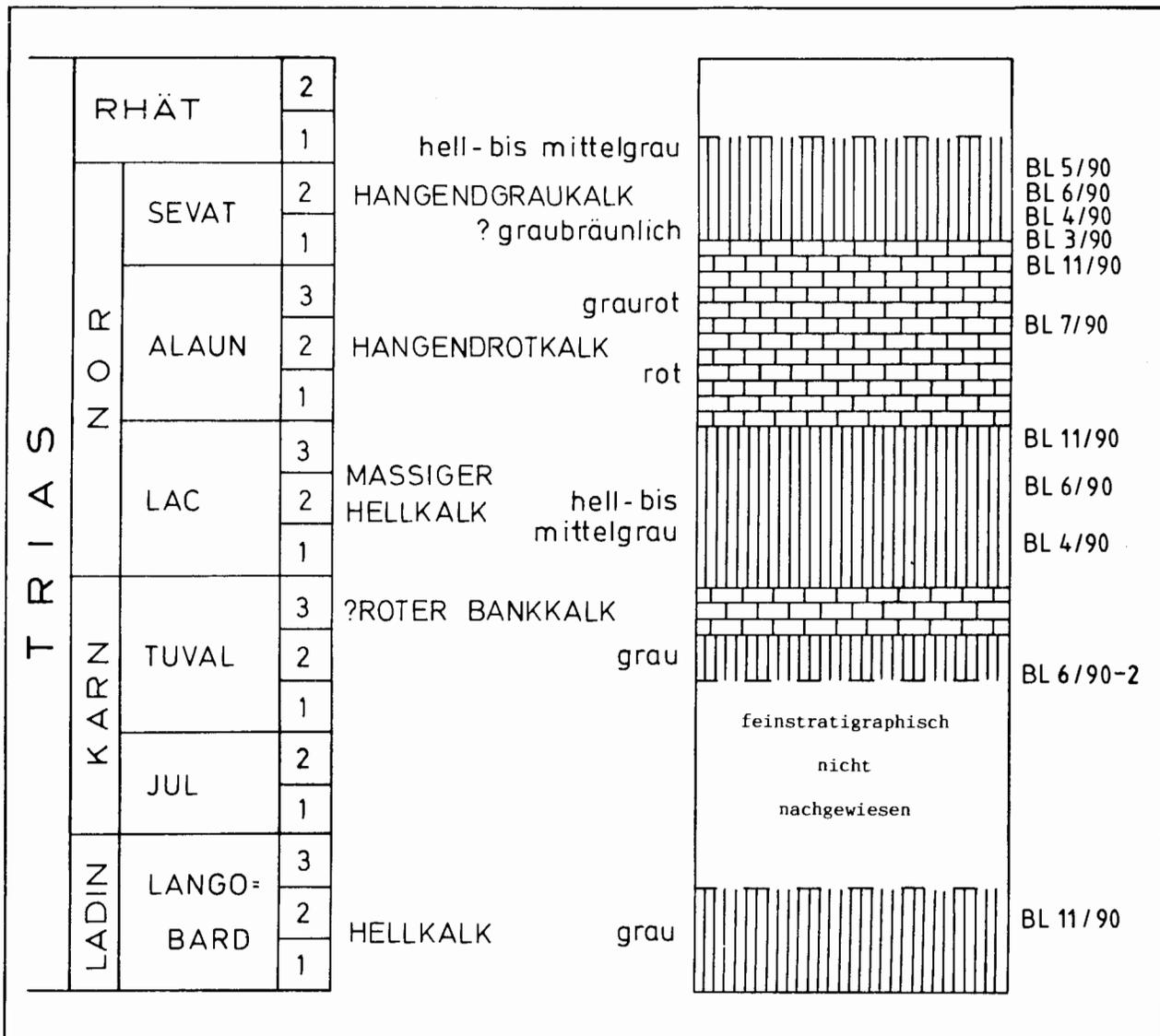


Abb. 28: Rekonstruktion der mobilisierten Hallstätter Kalk-Schichtfolge aus dem Komponentenbestand des Brekzienkörpers an der Lammeregg-Südseite in 810 m AN (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 28: Hallstatt Limestone Facies: Reconstruction of the original source area. Mass-flow deposit in the southern area of the Lammeregg in 810 m AN (see GAWLICK 1992 for samples).

Buntkalkfaziesraum mobilisiert und in das Lammerbecken geschüttet. Die mobilisierte Schichtfolge des Brekzienkörpertyps 9 im Hangenden des Lammeregg-Schollenkomplexes gleicht litho- und mikrofaziell der Schichtfolge des eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereiches. Es treten Hallstätter Kalk Megaolistholithe auf, die das Eingleiten der dritten Schollengeneration aus dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich anzeigen. Daneben tritt verstärkt Material aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich hinzu. Das Komponentenmaterial kündigt bereits das Eingleiten des Schwarzenbergkomplexes an.

5. Geodynamische Entwicklung

5.1. Entwicklungsgeschichte des Lammerbeckens

In der **Ober-Trias** dokumentiert sowohl die Schichtfolge am Tennengebirgsnordrand (Abb. 3) als auch die Schichtfolge am Osterhorngruppensüdrand (Abb. 6) die typische kalkvoralpine Faziesentwicklung.

Am **Tennengebirgsnordrand** folgen über dem gebankten, in Loferer Fazies ausgebildeten norischen Dachsteinkalk gebankter Dachsteinkalk ohne Algenlaminiten und Auftauchhorizonte, darüber Einlagerungen von Kössener Schichten, die im Hangenden wieder von megalodontenführendem, gebanktem Dachsteinkalk überlagert werden (Kap. 3.1.1.1.).

Am **Osterhorngruppensüdrand** wird der unternorische Hauptdolomit von einer Kalk/Dolomit-Wechselfolge (Plattenkalk) überlagert, die allmählich in gebankten, megalodontenführenden Dachsteinkalk übergeht. Im Hangenden entwickeln sich unter Einlagerung von Detrituskalken und Mergellagen die Kössener Schichten, die von rhätischem Dachsteinriffkalk überlagert werden (Kap. 3.1.2.1.).

Von der **Trias/Jura-Grenze** an beginnt die Obertrias-karbonatplattform zu zerbrechen. Die fazielle Ausbildung der einzelnen liassischen Schichtglieder weist am **Tennengebirgsnordrand** auf ein im Norden gelegenes unterjurassisches Riftbecken hin, stellenweise wahrscheinlich mit Halbgrabenstruktur (Kap. 3.1.1.2.). Im proximalen Bereich belegen liassische Spalten den sich dehrenden Ablagerungsraum und weisen auf eine nördlich gelegene liassische Bruchzone hin. Am östlichen Tennengebirgsnordrand treten als Anzeiger für steile Hänge basal Megabrekzien auf, die fast ausschließlich aus Dachsteinkalkkomponenten und großen Dachsteinkalkblöcken bestehen. Am westlichen Tennengebirgsnordrand belegen Liashornsteinknollenkalke die tieferen Beckenbereiche (Kap. 3.1.1.2.). Die Liassedimentation konnte stratigraphisch bis in das Toarcium belegt werden, Aalenium bis ?tieferes Callovium konnten nicht nachgewiesen werden.

Am Südrand der **Osterhorngruppe** reicht die stark deformierte Schichtfolge aus Rot- und Graukalken bis in den höheren Lias, Brekzienkörper mit Dachsteinkalkkomponenten fehlen. Sedimente des Dogger sind bisher nicht nachgewiesen worden.

An der **Dogger/Malm-Grenze** wird die Sedimentation am **Tennengebirgsnordrand** vor allem von der stark erhöhten tektonischen Subsidenz des Lammerbeckens und den Veränderungen am Kalkalpensüdrand kontrolliert. Als Äquivalent des Unteren Radiolarites werden im Lammerbecken vom ?höheren Callovium bis zum mittleren Oxfordium die Strubbergsschichten abgelagert (Kap. 4.1.). Die Mächtigkeit der Beckenfüllung, die als intrakontinentale Tiefseeegrabenfüllung interpretierbar ist (Kap. 4.1.3.), erreicht 1500–2000 Meter: Im Liegenden dominieren gebankte Kieselkalke bis Radiolarite und dünnschichtige Mergel, im Hangenden sind mächtige Brekzienkörper und Gleitschollen in die Strubbergsschichtenfolge eingelagert (Kap. 4.2.), die die ersten Ablagerungen der herannahenden Subduktionsfront repräsentieren. Mit dem Eingleiten der letzten Schollengeneration aus dem kalkhochalpinen Dachsteinfaziesraum (Kap. 4.2.) endet die

Sedimentation am Tennengebirgsnordrand im Bereich des Lammerbeckens. Die zeitliche Abfolge der Sedimentation im Lammerbecken spiegelt die Sedimentation an einem Aktiven Kontinentalrand wider (Kap. 4.1., Abb. 31). Noch vor der Sedimentation des Oberen Radiolarites wird das Lammerbecken gehoben (Kap. 4.1.3. und DIERSCHKE 1980), wahrscheinlich durch das Übergreifen der Subduktionsfront auf den kalkvorpalpinen Raum.

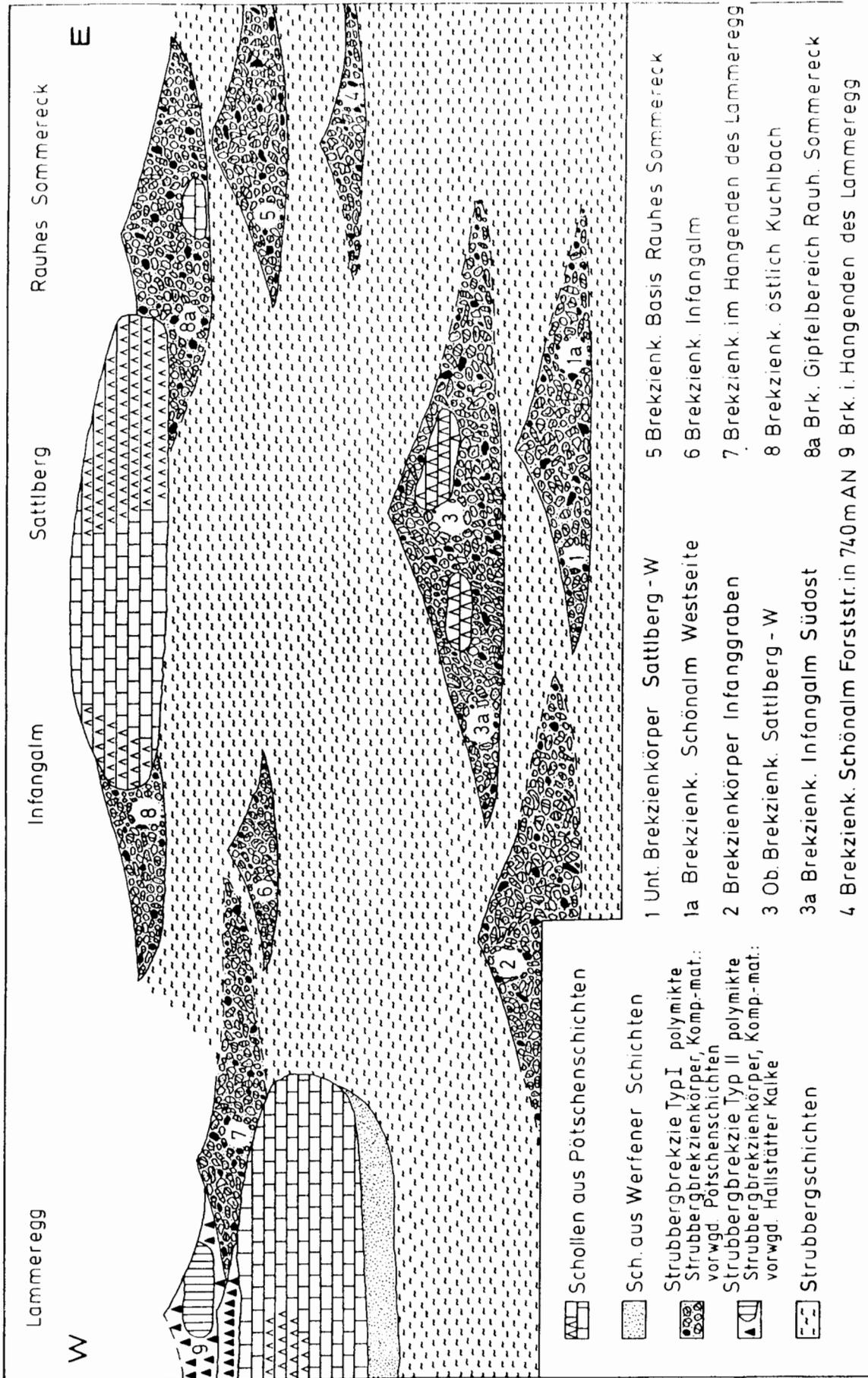
Am **Osterhorngruppensüdrand** wird im Bereich des Einbergzuges über den liassischen Rot- und Graukalken der, im Vergleich zu den Strubbergsschichten geringmächtige, schwarze Untere Radiolarit abgelagert. Bereits vor der Sedimentation des Oberen Radiolarites wird der Einbergzug als Trattbergschwelle (DIERSCHKE 1980 – cum lit.) gehoben, die Sedimente der Ober-Trias bis zum basalen Malm deformiert. Ablagerungen des höheren Radiolaritniveaus sind nur am Nordrand der Trattbergschwelle und im Tauglbekken der inneren Osterhorngruppe erhalten. Die Oberalmer Schichten überlagern vom ?höheren Kimmeridge an diskordant den Einbergzug.

5.2. Paläogeographie: Rekonstruktion der relativen Lage der Fazieszonen in der Trias

Die kontinuierliche Westverlagerung der Tethys führt zum Ausweiten der pelagisch beeinflussten Fazieszonen am triassischen Kalkalpensüdrand. Dennoch ist die litho- und mikrofaziale Ausbildung der kalkalpinen Schichtfolgen primär von eustatisch und/oder tektonisch kontrollierten Sedimentationsbedingungen abhängig. Zusätzlich entstehen durch die anhaltende Dehnung im Tethysraum während der gesamten Trias neue Depoträume, die die Sedimentationsbedingungen und die paläogeographische Anordnung der Faziesräume verändern. Diese Veränderung der Ablagerungsbedingungen und Karbonatplattform- und/oder Karbonatrampegeometrien verursacht die Progradation von Seichtwasserkarbonaten über primäre Beckensedimente oder die Aggradation des Karbonatplattform- oder Karbonatrampenrandes unter Einschaltung pelagisch beeinflusster Karbonate in die Schichtfolge. Die jeweilige paläogeographische Lage des Seichtwasserkarbonatrandes zum anschließenden Hang- und Beckenbereich beeinflusst die litho- und mikrofaziale Ausbildung der aus der Tethys pelagisch beeinflussten Karbonate des Zlambachfaziesraumes und des Hallstätter Salzbergfaziesraumes durch karbonat-klastische Schüttungen.

Abb. 29 (rechts): Rekonstruktion der relativen Abfolge der Sedimentation der einzelnen Brekzienkörper in der Strubbergsschichtenfolge am westlichen Tennengebirgsnordrand.

Fig. 29 (right): Reconstruction of the sedimentary sequence of the mass-flow deposits in the Strubberg-Formation (western part of the northern edge of the Tennengebirge).



Im Norden repräsentiert der kalkvoralpine **Dachsteinkalkfaziesraum** den im allgemeinen nicht aus der Tethys pelagisch beeinflussten Sedimentationsraum des triassischen Schelfareals, obwohl sich pelagische oder hemipelagische Sedimentationsbedingungen besonders in den mitteltriassischen Intraplattformbecken einstellen können. Die Seichtwasserkarbonatentwicklung setzt im Skyth/Anis-Grenzbereich ein und reicht stratigraphisch bis in das Rhät. Charakteristisch sind z.T. stark terrigen beeinflusste Sedimente, z.B. die Nordalpinen Raibler Schichten im Karn und die Kössener Schichten in der höheren Ober-Trias.

Die Schichtfolgen des sich Richtung Tethys anschließenden **kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraumes** dokumentieren den zeitweise aus der Tethys pelagisch beeinflussten Südrand der triassischen Karbonatplattformen und markieren den Übergangsbereich zwischen dem kalkvoralpinen Dachsteinkalkfaziesbereich und dem Zlambachfaziesraum. Die Seichtwasserkarbonatentwicklung setzt im Skyth/Anis-Grenzbereich ein und reicht stratigraphisch bis in das Rhät. Pelagisch beeinflusste Karbonate, die im Fassan, im tieferen Langobard, im höheren Jul und im höheren Tuval in die Schichtfolgen eingeschaltet sind, leiten kontinuierlich in den Zlambachfaziesraum über.

Der **Zlambachfaziesraum** repräsentiert den aus der Tethys stark pelagisch beeinflussten Übergangsbereich zwischen dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich und dem Hallstätter Salzbergfaziesraum. Die pelagisch beeinflusste Sedimentation setzt im höheren Anis ein und reicht stratigraphisch bis in das Rhät. Die mikro- und lithofazielle Ausbildung der einzelnen Schichtglieder ist hier stärker als im Hallstätter Salzbergfaziesbereich von der Entfernung des jeweiligen kalkalpinen Karbonatplattformrandes abhängig. Allodapische Kalke prägen das Sedimentationsbild. Intraformationale Gleitungen mit kataklastischer Zerlegung der Sedimente sind häufig. Der Zlambachfaziesraum kann in einen dolomitischen und stark Riffschuttbeeinflussten, karbonatplattformrandnahen **proximalen Zlambachfaziesraum** (Zwieselalmfazies) und in einen geringer Riffschuttbeeinflussten, dolomitarmen und karbonatplattformrandfernen **distalen Zlambachfaziesbereich** (= Zlambachfaziesraum i.e.S.) untergliedert werden. Der distale Zlambachfaziesbereich geht allmählich in den eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesraum über.

Die Schichtfolgen des **Hallstätter Salzbergfaziesraumes** dokumentieren die vom jeweiligen Karbonatplattformrand des triassischen Schelfes weit entfernt liegende, offen marine Entwicklung. Die aus der

Tethys pelagisch dominierte Sedimentation setzt im Anis ein und reicht stratigraphisch bis in das Rhät. Die litho- und mikrofazielle Ausbildung der einzelnen Schichtglieder wird wie im Zlambachfaziesraum einerseits durch die Sedimentanlieferung von den kalkalpinen Karbonatplattformen gesteuert und ist andererseits abhängig von der sedimentgenetischen Position innerhalb des intern in Schwellen und Becken gegliederten Faziesraumes. Analog zum Zlambachfaziesraum kann der Hallstätter Salzbergfaziesraum in einen karbonatplattformrandbeeinflussten Bereich, den **eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesbereich** und in einen karbonatplattformrandfernen Bereich, den **Hallstätter Salzbergfaziesbereich i.e.S.** untergliedert werden. Der eingeschränkte Hallstätter Salzbergfaziesbereich weist noch geringe Dolomitanteile in der Schichtfolge auf. Kennzeichnend für den Hallstätter Salzbergfaziesbereich i.e.S. ist eine oft starke Kondensation der einzelnen Schichtglieder sowie eine überregional lithofaziell korrelierbare einheitliche Schichtfolge.

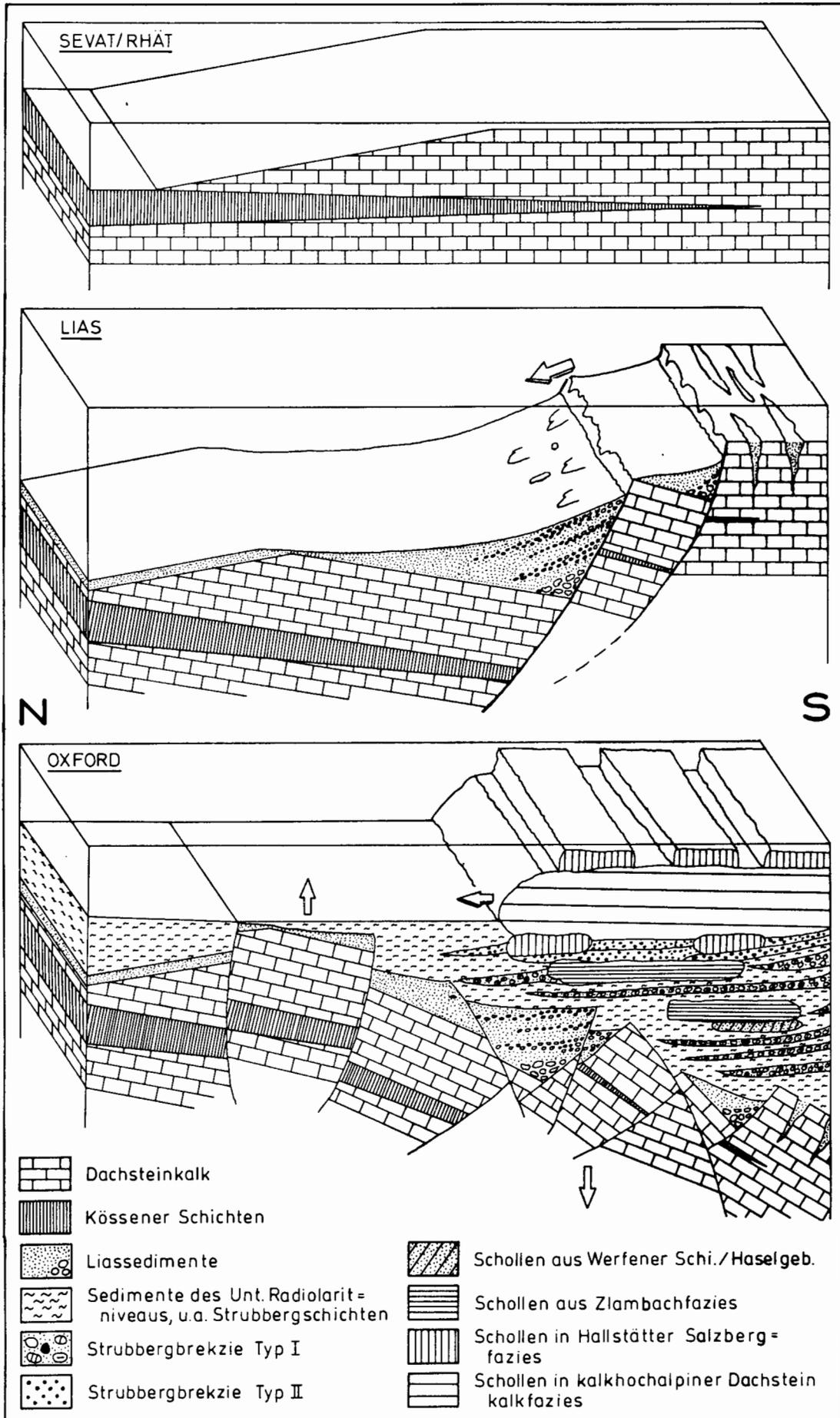
Der sich dem Hallstätter Salzbergfaziesraum Richtung Tethys anschließende, und mit dem **Meliatikum** der Westkarpaten vergleichbare Faziesraum ist durch vereinzelte triassische Tiefwasserfazieskomponenten (Kieselkalke, Radiolarit) dokumentiert (Kap. 4.2.2.1.). Durch Dehnung im Tethysraum entstanden neue Depoträume, vor allen innerhalb des kalkhochalpinen Faziesraumes. Dehnungsspalten, Brekzienschüttungen und Umlagerungen größerer Schollen aus unmittelbar benachbarten Ablagerungsbereichen belegen bedeutende Reliefunterschiede: an den Schichtfolgen der Schollen der Lammerzone vor allem im Fassan/Langobard-Grenzbereich und im Alaun/Sevat-Grenzbereich. Bei dem derzeitigen Kenntnisstand sind aber noch keine detaillierteren paläogeographischen Rekonstruktionen vor allem des Zlambachfaziesraumes und des Hallstätter Salzbergfaziesraumes möglich.

6. Diskussion der Ergebnisse

Aufgrund der faziellen Ausbildung der Strubbergsschichten (Kap. 4.1.), den Komponentenbestandsanalysen der Strubbergbrekzienkörper (Kap. 4.2.), der faziellen und stratigraphischen Ausbildung der im Bereich der Lammerzone auftretenden, z.T. in die Strubbergsschichtenfolge eingelagerten Gleitschollen (Kap. 3.2.) sowie der faziell und stratigraphisch eng zusammengehörenden kalkvoralpinen Ober-Trias Schichtfolge (Kap. 3.1.) kann die Existenz eines zeitgleichen Hallstätter Faziesraumes zwischen Tennengebirgsnordrand und Oster-

Abb. 30 (rechts): Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte der Lammerzone von der Ober-Trias bis zum tiefen Malm.

Fig. 30 (right): Evolution of the Lammer-basin: Late Triassic to Late Jurassic.



horngruppen-südrand ausgeschlossen werden. **Die aus der Tethys pelagisch beeinflussten Schichtfolgen im Bereich der Lammerzone sind kein Teil des Hallstätter Nordkanales, d.h. jenem obertriassischen „Hallstätter“-Intraplattformbecken, das dem Kalkvorpalin autochthon eingeschaltet ist, sondern verfüllen als orogene Trogfüllung ein früh-oberjurassisches Intraplattenbecken im kalkvorpalinen Raum** zwischen dem tirolischen Tennengebirgsnordrand im Süden und dem Osterhorntirolikum im Norden.

Die paläogeographische Rekonstruktion eines sich unmittelbar südlich des Hallstätter Salzbergfaziesraumes anschließenden Flachwasserkarbonatareals kann aufgrund der stratigraphischen und faziellen Untersuchungen der triassischen Schichtfolgen der Lammerzone nicht bestätigt werden (siehe auch LEIN 1985). Der kontinuierlich Richtung Tethys zunehmende pelagische Einfluß schließt das Vorhandensein eines Flachwasserkarbonatareals unmittelbar gegenüber dem kalkalpinen Areal aus (i.S. von KOVACS 1982, MANDL 1984a). Die Existenz eines sich südlich des Hallstätter Salzbergfaziesraumes anschließenden ozeanischen Bereiches dagegen ist durch triassische Tiefwasserfazieskomponenten in der Strubbergbrekzie belegt (siehe auch MANDL & ONDREJICKOVA 1991). Auch für obertriassische „Hallstätter Kanäle“ im kalkvorpalinen Raum existieren im Bereich der Lammerzone keine Hinweise (vgl. dazu SCHÖLLN-BERGER 1972, 1973). Eine detaillierte Rekonstruktion des triassischen Kalkalpensüdrandes ist noch nicht möglich (vgl. Kap. 5.2.). Die Kenntnis der, vor allem durch die Dehnung im Tethysraum bedingten, Veränderungen der paläogeographischen Verhältnisse im kalkhochalpinen Ablagerungsraum im Übergangsbereich zwischen dem kalkalpinen Flachwasserschelfareal und der Tethys ist aber Voraussetzung für die Rekonstruktion der Mechanismen der früh-oberjurassischen Entwicklung.

Das Komponentenmaterial der Brekzienkörper, die Megaolistholithe und die Gleitschollen stammen von dem triassischen Kalkalpensüdrand und sind in die Tiefwassersedimente des unteren Radiolaritniveaus (?höheres Callovium – tiefes Oxfordium) eingelagert. Der Sedimentationsverlauf der früh-oberjurassischen Beckenfüllung im Bereich des Lammertales ist kennzeichnend für ein Tiefseerinnen-Becken vor einem Aktiven Kontinentalrand.

Das Komponentenmaterial der Brekzienkörper, die Sedimentationsabfolge und der Sedimentationsverlauf

im Lammerbecken dokumentieren die generell in Richtung auf den kalkvorpalinen Faziesraum vorschreitende Subduktionsfront: zuerst wird der Hallstätter Salzbergfaziesraum, dann der Zlambachfaziesraum und schließlich der kalkhochalpine Dachsteinkalkfaziesraum vom Untergrund abgelöst. Dabei werden Brekzienkomponenten, Megaolistholithe und Gleitschollen an entstehenden tektonischen Escarpments mobilisiert. Sie werden aufgrund des steilen Reliefs Richtung Kalkvorpalin transportiert und im Bereich des Lammerbeckens abgelagert. Bei Übergreifen der Subduktionsfront auf den kalkvorpalinen Raum endet die Sedimentation im Lammerbecken einerseits durch das Eingleiten der mächtigen Schollen aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum, andererseits durch Hebung (vgl. auch DIERSCHKE 1980).

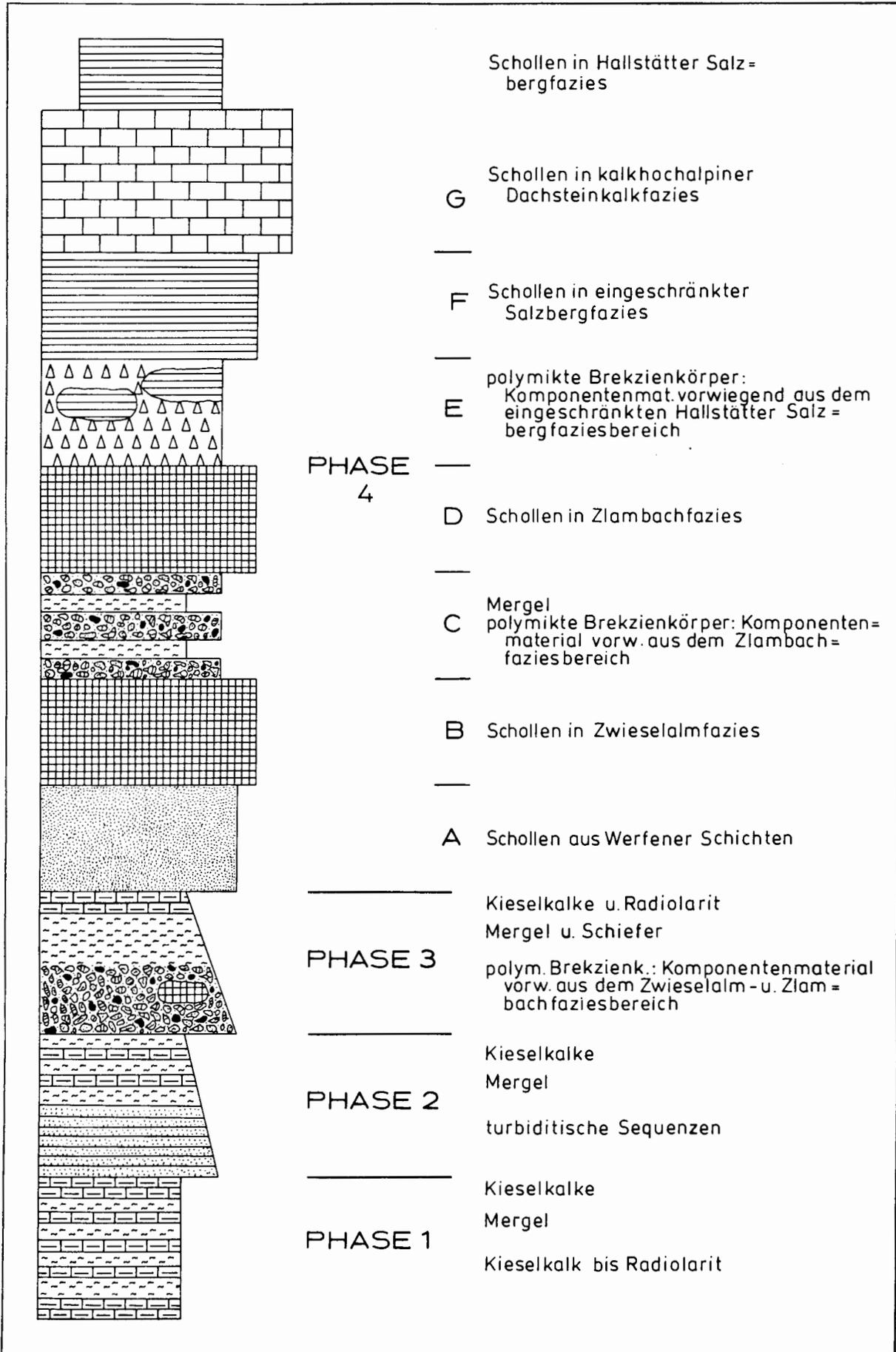
Ursache für die frühe Zerlegung und Ablösung des kalkhochalpinen Faziesraumes ist die Existenz einer früh-oberjurassischen Kollisionszone am Südrand der Nördlichen Kalkalpen, die durch die Beckenfüllung der Lammerzone dokumentiert ist (vgl. SCHÄFFER 1976). Diskutiert werden eine Subduktion Richtung Gegenplatte (Apulia – TRÜMPY 1988, vgl. BRANDNER 1984; – Adria Platte, JACOBSHAGEN 1982; ?Cimmeria – ZIEGLER 1988; DER COURT et al. 1986) oder eine Subduktion unter die kalkalpine Platte (u.a. POBER & FAUPL 1988, LEIN 1984, 1987a, b, FAUPL 1991 – ostalpin/westkarpatische Platte) mit Obduktion des kalkhochalpinen Materials.

Aufgrund des Sedimentationsverlaufes, der Mobilisierung des kalkhochalpinen Materials, der faziellen Entwicklung der Beckenfüllung und der metamorphen Überprägung vor der Unter-Kreide (unterkretazische Abkühlungsalter; KRÁLIK et al. 1981; KRÁLIK 1982, 1983; KRÁLIK et al. 1987) der südlichen Bereiche der Lammerzone scheint eine Subduktion Richtung Gegenplatte wahrscheinlich.

Generelle Dehnungstektonik am Kalkalpensüdrand (z.B. WÄCHTER 1987; VECSEI, FRISCH, PIRZER & WETZEL 1989; TOLLMANN 1985, 1986, 1987, 1987c – mit Seitenverschiebung; CHANNEL, BRANDNER, SPIELER & SMATHERS 1990; auch SCHMIDT, BLAU & KAZMÉR 1991; siehe dazu KRÁLIK, KRUMM & SCHRAMM 1987, FRANK 1987) im frühen Ober-Jura ist auszuschließen, obwohl im späten Dogger und frühen Malm im kalkvorpalinen Raum noch Dehnungsstrukturen dominieren.

Abb. 31 (rechts): Vereinfachtes Sedimentationsmodell der zeitlichen Abfolge der früh-oberjurassischen Lammerbeckenfüllung. Der Sedimentationsverlauf ist kennzeichnend für den Ablagerungsraum einer Tiefseerinne vor einem aktiven Kontinentalrand.

Fig. 31 (right): Simplified stratigraphic superposition of the early Late Jurassic Lammer-basin. The sedimentary sequence can be interpreted as a trench filling at an active convergent margin.



7. Ausblick

Der genaue Verlauf der früh-oberjurassischen Kollisionstektonik im Bereich des Kalkalpensüdrandes ist ohne die Kenntnis der, vor allem durch die Dehnung im Tethysraum bedingten Veränderungen der paläogeographischen Verhältnisse im kalkhochalpinen Ablagerungsraum noch nicht rekonstruierbar. Eine detaillierte Kenntnis der Ablagerungsräume des triassischen Kalkalpensüdrandes ist aber die Voraussetzung für die Rekonstruktion der früh-oberjurassischen Entwicklung; wichtig wird besonders eine weitere Untersuchung der dolomitisierten triassischen Beckensedimente sein.

Inwieweit die Kollisionstektonik im Verlauf des tiefen Malm auch die nördlich der Lammerzone gelegenen kalkvoralpinen Einheiten prägt, ist bisher nicht untersucht worden. Der Sedimentationsverlauf in dem nördlich der Trattbergschwelle gelegenen Tauglbekken (vgl. DIERSCHKE 1980, SCHLAGER, M. & SCHLAGER, W. 1969; SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M. 1973, PLÖCHINGER 1974b) im höheren Radiolaritniveau wird für die tektonische Interpretation des Kalkalpensüdrandes aber von erheblicher Bedeutung sein. Besonders die sedimentologische Untersuchung des Oberalmer Basiskonglomerates am Nordrand des Einbergzuges und der Vergleich mit den in die basalen Tauglbodenschichten eingelagerten Brekzienkörper sollte weitere Rückschlüsse auf die tektonischen Prozesse vom höheren Oxford an am Kalkalpensüdrand ermöglichen.

Dank

Die Arbeit ist die verkürzte und geringfügig veränderte Fassung einer Dissertation, die an der Philipps-Universität Marburg (Fachbereich Geowissenschaften) entstand.

Ich danke Prof. Dr. H. Zankl (Marburg), der diese Arbeit im Lammertal anregte für die Freiheit bei der Bearbeitung.

Für die Überprüfung und Korrektur der Conodontenfaunen sowie die Beratung bei der stratigraphischen Einstufung danke ich Univ.-Doz. Dr. L. Krystyn (Wien), der auch die Bestimmung der triassischen und einiger liassischer Ammoniten übernahm. Univ.-Doz. Dr. E. Kristan-Tollmann (Wien) bestimmte die Ostracoden und viele Foraminiferen, Prof. Dr. R. Fischer (Hannover) einige liassische Ammoniten. Prof. Dr. R. Schmidt-Effing (Marburg) sah die Schliffe und die Radiolarienfaunen der Strubbergsschichten durch. Univ.-Doz. H. Häusler (Wien) stellte mir sein Probenmaterial aus dem Lammertal zum Vergleich zur Verfügung. Univ.-Doz. Dr. R. Lein (Wien) und Univ.-Doz. Dr. L. Krystyn gaben in vielen Diskussionen zahlreiche Hinweise. Für weitere Diskussionsbeiträge danke ich besonders Prof. Dr. A. Tollmann und Prof. Dr. B. Plöchinger (beide Wien), Dipl.-Geol. K. Leuschner und anderen. D. Tanner (Gießen) übernahm die englische Übersetzung des Summary.

8. Literatur

ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H. & MORTEANI, G. (1975): Die Ostalpen im Bereich einer Geotraverse vom Chiemsee bis Vicenza. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **148**:50–137, Stuttgart.

BACHMANN, G.H. & JACOBSSHAGEN, V., (1974): Zur Fazies der Hallstätter Kalke von Epidaurus (Anis bis Karn; Argolis, Griechenland). — Z. dt. geol. Ges., **125**:195–223, Hannover.

BARTH, W. (1968): Die Geologie der Hochkalter-Gruppe in den Berchtesgadener Alpen (Nördliche Kalkalpen). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **131**:119–177, Stuttgart.

BAUMGARTNER, P.O. (1987): Age and genesis of Tethyan Jurassic Radiolarites. — *Eclogae geol. Helv.*, **80**:831–879, Basel.

BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1976): Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. — Z. dt. geol. Ges., **127**:271–289, Hannover.

BERAN, A., FAUPL, P. & HAMILTON, W. (1981): Anchizonale Metamorphose am Nordrand des Tennengebirges (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). — Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **118**:63–66, Wien.

—, FAUPL, P. & HAMILTON, W. (1983): Die Manganschiefer der Strubbergsschichten (Nördliche Kalkalpen, Österreich) – eine diagenetisch geprägte Mangankarbonatvererzung. — *Tschermaks Min. Petrogr. Mitt.*, **31**:175–192, Wien.

BERNOULLI, D. & JENKYN, H.C. (1970): A Jurassic Basin: The Glasenbach Gorge, Salzburg, Austria. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1970**:504–531, Wien.

— & JENKYN, H.C. (1974): Alpine, Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. — *SEPM spec. Publ.*, **19**:129–160, Tulsa.

BITTNER, A. (1884): Aus den Salzburger Kalkgebirgen: Die Ostausläufer des Tennengebirges. — *Verh. Geol. R.-A.*, **1884**:358–367, Wien.

BÖHM, F. (1988): Geologie des Grimming-Westabschnittes. — *Mitt. Ges. Geol.- Bergbaustud.*, **34/35**:151–184, Wien.

— (1989): Fazieswechsel im Lias der Osterhorngruppe – Eustatik oder Tektonik? (Nördliche Kalkalpen, Salzburg, Österreich). — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **16**:11, Innsbruck.

— (1992): Mikrofazies und Ablagerungsmilieu des Lias und Dogger der Nordöstlichen Kalkalpen. — *Erlanger geol. Abh.*, **121**:57–217, Erlangen.

BOUMA, A.H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. — 1–168, (Elsevier) Amsterdam.

BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias des NW-Tethys. — *Jb. Geol. B.-A.*, **126**:435–475, Wien.

BRIX, F. & HAMILTON, W. (1989): Geologische Ergebnisse von Tiefbohrungen im Flysch und Kalkalpin zwischen Wien und Salzburg. — *Führer Exk. Österr. Geol. Ges.*, 14./15. Okt. 1989: 1–55, Wien.

CHANNEL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & SMATHERS, N.P. (1990): Mesozoic paleogeography of the Northern Calcareous Alps – Evidence from

- paleomagnetism and facies analysis. — *Geology*, **18**:828–831, Boulder.
- CORNELIUS, H.P. & PLÖCHINGER, B. (1952): Der Tennengebirgsnordrand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales. — *Jb. Geol. B.-A.*, **95/2**:145–225, Wien.
- CZURDA, K. (1970): Das Plattenkalk-Niveau als Übergangsfazies aufgezeigt am Beispiel der Klostertaler Alpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1970**:549–550, Wien.
- DAMUTH, J.E., FLOOD, R.D., KOWSMANN, R.O., BELDERSON, R.H. & GORINI, M.A. (1988): Anatomy and Growth Pattern of Amazon Deep-Sea Fans Revealed by Long-Range Side-Scan Sonar (GLORIA) and High-Resolution Seismic Studies. — *AAPG Bull.*, **72**:885–911, Tulsa.
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1987): Synorogenic Sedimentation on the Northern Calcareous Alps During the Early Cretaceous. — [In:] FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*: 126–141, Wien (Deuticke).
- DEL-NEGRO, W. (1930): Zur Zeitbestimmung des juvavischen Einschubes. — *Geol. Rundschau*, **21**:302–304, Berlin.
- (1968): Zur Herkunft der Hallstätter Gesteine in den Salzburger Kalkalpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1968**:45–53, Wien.
- (1970): Salzburg. — *Verh. Geol. B.-A., Bundesländerserie*, 2. Aufl.: 1–101, Wien.
- (1972): Zur tektonischen Stellung des Hohen Göll (Salzburger Kalkalpen). — *Verh. Geol. B.-A.*, **1972/2**:309–314, Wien.
- (1983): *Geologie des Landes Salzburg*. — Schriftenreihe des Landespressebüros Salzburg, Sonderpubl. **45**:1–152, Salzburg.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L.P., RICOU, L.-E., KAZMIN, V.G., LE PICHON, X., KNIPPER, A.L., GRANDJACQUET, C., SBORTSHIKOV, I.M., GEYSSANT, J., LEPVRIER, C., PECHERSKY, D.H., BOULIN, J., SIBUET, J.-C., SAVOSTIN, L.A., SOROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENON, M.L., LAUER, J.P. & BIJU-DUVAL, B. (1986): Geologic Evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. — *Tectonophysics*, **123**:241–315, Amsterdam.
- DIERSCHKE, V. (1978): Upper Jurassic Radiolarites in the Northern Calcareous Alps. — *Int. Union Comm. on Geodynamics, Scientific report*, **38**:113–117, Stuttgart.
- (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. — *Geotekt. Forsch.*, **58**:1–217, Stuttgart.
- DOLAK, E.A. (1948): *Das Juvavikum der unteren Lammer*. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien: 1–88, Wien.
- DULLO, W.-C. & LEIN, R. (1982): Facies and environment of the Leckkogel Beds (Carnian Alps). — *Facies*, **6**:25–36, Erlangen.
- EBERLI, G.P. (1987): Carbonate turbidite Sequences deposited in rift-basins of the Jurassic Tethys Ocean. — *Sedimentology*, **34**:363–388, Amsterdam.
- (1988): The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean as recorded in the Allgäu Formation of the Austroalpine Nappes of Graubünden (Switzerland). — *Eclogae geol. Helv.*, **81**:175–214, Basel.
- FAUPL, P. (1991): Subduction and Continent Collision in the Jurassic and Cretaceous History of the Eastern Alps. — *Terra abstracts*, **3**:259, Strasbourg.
- & BERAN, A. (1983): Diagenetische Veränderungen an Radiolarien- und Schwammspicula-führenden Gesteinen der Strubbergsschichten (Jura, Nördliche Kalkalpen, Österreich). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1983**:129–140, Stuttgart.
- & TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. — *Geol. Rundschau*, **68**:93–120, Stuttgart.
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofers Cyclothem of the Alpine Triassic. — *Bull. geol. Surv. Kansas*, **169**:107–149, Lawrence.
- (1965): Eine Lateralverschiebung in den Salzburger Kalkalpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1965**:20–33, Wien.
- (1975): Tidal Deposits, Dachstein Limestone of the North-Alpine Triassic. — [In:] GINSBURG (Ed.): *Tidal deposits*: 235–242, New York (Springer).
- FLÜGEL, E., LEIN, R. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1978): Kalkschwämme, Hydrozoen, Algen und Mikroproblematika aus den Cidarisschichten (Karn, Obertrias) der Mürztaler Alpen (Steiermark) und des Gosaukammes (Oberösterreich). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **25**:153–195, Wien.
- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. — [In:] FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*: 379–406, Wien (Deuticke).
- FÜCHTBAUER, H. (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine*. — 1–1141, 4. Aufl., Stuttgart (Schweizerbart).
- & RICHTER, D.K. (1983): Relations between submarine fissures, internal breccias and mass flows during Triassic and earlier rifting periods. — *Geol. Rundschau*, **72**:53–66, Stuttgart.
- FUGGER, E. (1905): Die Gruppe des Gollinger Schwarzenberges. — *Jb. Geol. R.-A.*, **55**:189–216, Wien.
- (1914): Das Tennengebirge. — *Jb. Geol. R.-A.*, **64**:369–442, Wien.
- GANSS, O., HEJL, E., MANDL, G.W. & PAVLIK, W. (1988): CC 8742 Bad Reichenhall: Geologische Übersichtskarte 1:200 000 der Bundesrepublik Deutschland. — (Hrsg.): *Geol. Bundesanst. f. Geowiss. u. Rohstoffe*, Hannover.
- 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. (1988): Jurassische Sedimentationsdynamik als Hauptformungsprozeß im unteren Lammertal

- zwischen Paß Lueg und Oberscheffau (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). — Unveröff. Diplomarb. Univ. Marburg: 1–68, Marburg/Lahn.
- (1991a): The Hallstätter Zone of the Lammer unit – a jurassic trough filling (Northern Calcareous Alps – Austria, Salzburg Area). — *Terraabstracts*, **3**:259–260, Strasbourg.
- (1991b): Die Lammereinheit – eine oberjurassische Beckenfüllung (Nördliche Kalkalpen, Salzburger Land, Österreich). — *Nachr. dt. geol. Ges.*, **46**:23–24, Hannover.
- (1992): Die früh-oberrurassischen Brekzien der Strubbergsschichten im Lammertal – Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). — *Diss. Univ. Marburg/Lahn*: 1–149, Marburg.
- (1993): Synsedimentäre Schollengleitung in der Ober-Trias der Hallstätter Zone – Ergebnis einer stratigraphischen und faziellen Detailkartierung in den Salzburger Kalkalpen (Österreich). — *Nachr. dt. geol. Ges.*, **50**: Hannover.
- & KÖNIGSHOF, P. (1993): Diagenese, niedrig- und mittelgradige Metamorphose in den südlichen Salzburger Kalkalpen – Paläotemperaturabschätzung auf der Grundlage von Conodont Colour Alteration Index (CAI) Daten. (Salzburger Kalkalpen, Österreich). — *Jb. Geol. B.-A.*, **136**/1:39–48, Wien.
- , LEUSCHNER, K. & ZANKL, H. (1990): Neuinterpretation eines Querprofils durch die westliche Lammereinheit (Nördliche Kalkalpen, Österreich). — *Jb. Geol. B.-A.*, **133**/4:561–566, Wien.
- GEBERT, H. (1989): Schichtgebundene Manganlagerstätten. — 1–237, Stuttgart (Enke).
- GERMANN, K. (1972): Verbreitung und Entstehung Mangan-reicher Gesteine im Jura der Nördlichen Kalkalpen. — *Tschermaks min.-petrogr. Mitt.*, **17**:123–150, New York.
- (1973): Deposition of Manganese and iron carbonates and silicates in Liassic marks of the Northern Limestone Alps (Kalkalpen). — *Int. Union Geol. Sci., ser. A*, **3**, Ores and sediments: 129–138, Berlin.
- (1978): Vulcanism and Manganese ore deposits in the Liassic of the Northern Calcareous Alps. — *Int. Union Comm. on Geodynamics, scientific report*, **38**: 96–98, Stuttgart (Schweizerbart).
- & WALDVOGEL, F. (1971): Mineralparagenesen und Metallgehalte der „Manganschiefer“ (unteres Toarc) in den Allgäu-Schichten der Allgäuer und Lechtaler Alpen. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **139**:316–345, Stuttgart.
- GÖRLER, K. & REUTTER, K.-J. (1968): Entstehung und Merkmale der Olisthostrome. — *Geol. Rundschau*, **57**:484–514, Stuttgart.
- GOLEBIEWSKI, R. (1986): Neue Misikellen-Funde (Conodonts) und ihre Bedeutung für die Abgrenzung des Rhät s. str. in den Kössener Schichten. — *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I*, **195**:53–65, Wien.
- (1991): Becken und Riffe der alpinen Obertrias: Lithostratigraphie und Biofazies der Kössener Formation. — *Exkursionsführer: Jungpaläozoikum–Mesozoikum Österreichs*: 79–119, Österr. Paläont. Ges., Wien.
- GRUSS, H. (1958): Exhalativ-sedimentäre Mangan-karbonatlagerstätten mit besonderer Berücksichtigung der liassischen Vorkommen in den Berchtesgadener und Salzburger Alpen. — *N. Jb. Min. Abh.*, **92**:47–107, Stuttgart.
- GÜNTHER, W. & TICHY, G. (1979): Manganberg- und -schurfbau im Bundesland Salzburg. — *Mitt. Ges. Salz. Landeskunde*, **119**:351–373, Salzburg.
- GURSKY, H.-J. (1988): Gefüge, Zusammensetzung und Genese der Radiolarite im ophiolithischen Nicoya-Komplex (Costa Rica). — *Münst. Forsch. Geol. Z. Paläont.*, **68**:I–XII, 1–189, Münster.
- HÄUSLER, H. (1979): Zur Geologie und Tektonik der Hallstätter Zone im Bereich des Lammertales zwischen Golling und Abtenau. — *Jb. Geol. B.-A.*, **122**/1:75–141, Wien.
- (1980a): Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen in der westlichen Hallstätter Zone zwischen Lammertal und Lofer (Kalkhochalpen). — *Jahresber. 1979: Hochschulschwerpkt. S15*, 132–38, Leoben.
- (1980b): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen auf Blatt 94 Hallein. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1980**: A64–A65, Wien.
- (1980c): Zur tektonischen Gliederung der Lammer-Hallstätter Zone zwischen Golling und Abtenau. — *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**:403–413, Wien.
- (1981a): Über die Einstufung der Hallstätter Schollen im Bereich der westlichen Lammermasse (Salzburger Kalkhochalpen). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **27**:145–159, Wien.
- (1981b): Zur Stratigraphie und Fazies einiger Hallstätter Schichtglieder in den salzburgisch-oberösterreichischen Kalkalpen. — *Frühalpiner Geschichte der Ostalpen*, Hochschulschwerpkt. S15, **2**:173–182, Graz, Leoben.
- (1984): Bericht 1981 über geologische Aufnahmen auf Blatt 94 Hallein. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1982**: A51–A52, Wien.
- & BERG, D. (1980): Neues zur Stratigraphie und Tektonik der Hallstätter Zone am Westrand der Berchtesgadener Masse. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1980**/2:63–95, Wien.
- HAHN, F.F. (1913): Grundzüge des Baues der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **6**: Teil I: 238–356, Teil II: 374–501, Wien.
- HAHN, H.D. (1985): Die Geologie des Hagengebirges zwischen Torrener Joch, Fagstein und Windschartenkopf (Berchtesgadener Alpen). — Unveröff. Diplomarb. Univ. Marburg: 1–113, I–IX, Marburg/Lahn.
- HALLAM, A. (1971): Evaluation of bathymetric criteria for the mediterranean Jurassic. — *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, **54**/ 2:63–69, Budapest.

- HAMILTON, W. (1981): Die Hallstätter Zone des östlichen Lammertales und ihre geologischen Beziehungen zum Tennengebirgstirolikum (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). — Unveröff. Diss. Univ. Wien: 1–226, 7 Beil., Wien.
- HAUG, E. (1906): Les nappes de charriage des Alpes Calcaires Septentrionales. 1. et 2. Parties. — Bull. soc. géol. France, (4) 6:359–422, Paris.
- HESSE, R. (1973): Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide): Schrittweiser Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen. — *Geologica et Palaeontologica*, Sdbd. 2:1–55, Marburg/Lahn (Elwert).
- (1982): Cretaceous-Palaeogene Flysch Zone of the East Alps and Carpathians: identification and plate-tectonic significance of „dormant“ and „active“ deep-sea trenches in the Alpine-Carpathian Arc. — [In:] LEGETT, J.K. (Ed.): Trench-forearc Geology. — Geol. Soc. London, spec. Publ., 10:471–494, London (Blackwell).
- HÖCK, V. (1964): Geologische Kartierung an der Grenze Tirolikum des Tennengebirges – Lammermasse im Raume Oberscheffau im Lammertal (Sattlberg – Rauhes Sommereck). — Unveröff. Vorarb. Univ. Wien: 1–14, 1 Kt., Wien.
- & SCHLAGER, W. (1964): Einsedimentierte Großschollen in den jurassischen Strubbergbrekzien des Tennengebirges (Salzburg). — Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I: 101: 228–229, Wien.
- HOHENEGGER, J. & LEIN, R. (1977): Die Reiflinger Schichten des Schneeberg-Nordostabfalles und ihre Foraminiferenfauna, Teil 1: Geologie, Stratigraphie und Systematik (exklusive Lagenina). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 24:203–261, Wien.
- HUCKRIEDE, R. (1971): Rhyncholithen-Anreicherung (Oxfordium) an der Basis des Älteren Radiolarits der Salzburger Kalkalpen. — *Geologica et Palaeontologica*, 5:131–147, Marburg/Lahn.
- IJIMA, A. & UTADA, M. (1983): Recent developments in sedimentology of siliceous deposits in Japan. — [In:] IJIMA, A., HEIN, J.R. & SIEVER, R.: Siliceous deposits in the Pacific Region. — Develop. in Sediment., 36:45–64, Amsterdam (Elsevier).
- JACOBESHAGEN, V. (1964): Lias und Dogger im West-Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. — Geol. Romana, 3:303–318, Rom.
- (1965): Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. — Jb. Geol. B.-A., 108:1–114, Wien.
- (1982): Mediterrane Trias – Grundzüge und Probleme. — Geol. Rundschau, 71:973–985, Stuttgart.
- JENKYN, H.C. (1986): Pelagic environments. — [In:] READING, H.G. (Ed.): Sedimentary Environments and Facies: 343–398, Oxford (Blackwell).
- JURGAN, H. (1967): Genese und Fazies von Lias-Sedimenten in den Berchtesgadener Alpen. — Diss. Techn. Univ.: 1–122, 4 Beil., Berlin.
- (1969): Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. — Geol. Rundschau, 58:464–501, Stuttgart.
- KOBER, L. (1923): Bau und Entstehung der Alpen. — 1–283, Berlin (Borntraeger).
- (1938): Der geologische Aufbau Österreichs. — 1–204, Wien (Springer).
- KOVACS, S. (1982): Problems of the „Pannonian Median Massiv“ and the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of late Paleozoic—Early Mesozoic isotopic zones. — Geol. Rundschau, 71:617–640, Stuttgart.
- KOZUR, H. (1991): The Evolution of the Meliata-Hallstatt Ocean and its significance for the early Evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. — Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 87:109–135, Amsterdam.
- KRALIK, M. (1982): Geochronologie der kretazischen Metamorphose in den Kalkalpen und der Grauwackenzone im Bereich von Bischofshofen. — Früh Alpine Gesch. Ostalpen, Hochschulschwerpkt. S15, 3:9–22, Graz, Leoben.
- (1983): Geochronologie schwach metamorpher Tonschiefer und Karbonatgesteine am S-Rand der Nördlichen Kalkalpen. — Früh Alpine Gesch. Ostalpen, Hochschulschwerpkt. S15, 4:7–16, Leoben.
- , KRUMM, H. & SCHRAMM, J.M. (1987): Low Grade and Very Low Grade Metamorphism in the Northern Calcareous Alp and in the Greywacke Zone. Illit-Cristallinity Data and Isotopic Ages. — [In:] FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps: 164–178, Wien (Deuticke).
- KRALIK, M., THÖNI, M. & FRANK, W. (1981): Metamorphoseuntersuchungen in den feinklastischen und karbonatischen Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen im Salzburger Bereich. — Früh Alpine Gesch. Ostalpen, Hochschulschwerpkt. S15, 2:27–43, Graz, Leoben.
- KRYSTYN, L. (1971): Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-Schichten (Aalenium-Oxford) in den östlichen Nordalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1971/3:486–509, Wien.
- (1974): Probleme der biostratigraphischen Gliederung der Alpin-Mediterranen Obertrias. — Schriftenr. Erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., 2:137–144, Wien.
- (1980): Triassic Conodont localities of the Salzkammergut Region (Northern Calcareous Alps), mit Beiträgen von B. PLÖCHINGER und H. LOBITZER. — [In:] SCHÖNLAUB, H.P. (Ed.): Sec. Europ. Conodont. Symp.-ECOSII, Field-Trip B, Abh. Geol. B.-A., 35:61–98, Wien.
- (1991): Die Fossilagerstätten der alpinen Trias. — Exkursionsführer: Jungpaläozoikum—Mesozoikum Österreichs: 24–78, Österr. Paläont. Ges., Wien.
- , SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W. (1971): Über die Fossil-Lagerstätten in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 137/2: 137–144, Wien.

- KÜHNEL, J. (1925): Zur tektonischen Stellung des Hohen Göll im Berchtesgadener Land. — *Geol. Rundschau*, **16**:378–383, Berlin.
- (1929): Geologie des Berchtesgadener Salzberges. — *N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd. B*, **61**: 447–559, Stuttgart.
- LECHNER, K. & PLÖCHINGER, B. (1956): Die Manganerzlagertstätten Österreichs. — [In:] REYNA, J.G. (Ed.): *Symp. sobre yacimientos de Manganeso*, XX *Congres Geol. Int.*: 299–313, Mexico.
- LEIN, R. (1976): Neue Ergebnisse über die Stellung und Stratigraphie der Hallstätter Zone südlich der Dachsteindecke. — *Sitzber. österr. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl., Abt. I*, **184**:197–235, Wien.
- (1981): Deckschollen aus Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Mürztaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **27**:207–235, Wien.
- (1984): Geologie der Hohen Wand. — [In:] WURM, F. (Verf.): *Hohe Wand und Umgebung*, 10–28, Payerbach.
- (1985): Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. — *Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A.*, **6**:117–128, Wien.
- (1987a): Evolution of the Northern Calcareous Alps During Triassic Times. — [In:] FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*: 85–102, Wien (Deuticke).
- (1987b): Zur Verbreitung der Hallstätter Zone beiderseits des Pyhrn-Passes. — *OÖ. Geonachrichten*, **2/2**:21–37.
- (1989): Neufassung des Begriffes Raminger Kalk (Oberladin—Unterkarn) auf mikrofazieller Grundlage. — 4. Treffen deutschspr. Sedimentologen, Innsbruck 1989: 2 S., Innsbruck.
- LEITHNER, W. & KRYSZTYN, L. (1984): Paläogeographie, Stratigraphie und Conodonten-Biofazies des Westlichen Mitterberges (Trias, Niederösterreich). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **30/31**:177–206, Wien.
- LEUSCHNER, K. (1989): Der Gollinger Schwarzenberg — Teil eines jurassischen Gleitschollenschwarmes (Österreich, Salzburger Land). — *Unveröff. Diplomarb. Univ. Marburg*: 1–92, Marburg/Lahn.
- MANDL, G. (1982): Jurassische Gleittektonik im Bereich der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischl und Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **28**:55–76, Wien.
- (1984a): Zur Trias des Hallstätter Faziesraumes — ein Modell am Beispiel Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **30/31**:133–176, Wien.
- (1984b): Zur Tektonik der westlichen Dachsteindecke und ihres Hallstätter Rahmens (Nördliche Kalkalpen). — *Mitt. österr. geol. Ges.*, **77**:1–31, Wien.
- & ONDREJICKOVA, A. (1991): Über eine triadische Tiefwasserfazies (Radiolarite, Tonschiefer) in den Nördlichen Kalkalpen — ein Vorbericht. — *Jb. Geol. B.-A.*, **134**:309–318, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1903): Übersicht der geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. — [In:] DIENER, C., HOERNES, R., SUESS, F.E., UHLIG, V.: *Bau und Bild Österreichs*: 383–391, Wien, Leipzig.
- MOSTLER, H., KRAINER, K. & STINGL, V. (1989): Juraentwicklung (unterjurassische Gleittektonik und Beckensedimente) im Raum Lofer. — *Sediment 89*, Exkursionsführer zur Exkursion C am 21. Mai 1989: 1–5, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R. (1977): Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in skyth-anischen Grenzschichten im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich). — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **6/2**:1–44, Innsbruck.
- & ROSSNER, R. (1984): Mikrofazies und Palökologie der höheren Werfener Schichten (Untertrias) der Nördlichen Kalkalpen. — *Facies*, **10**:87–144, Erlangen.
- MOUSSAVI, R. (1985): Die Geologie des mittleren Abschnittes der Torrener-Joch-Zone zwischen Jenner Bergstation und Oberjoch Alm (auf der österreichischen Seite). — *Unveröff. Diplomarb. Univ. Marburg*: I–IV, 1–122, 3 Beil., Marburg/Lahn.
- NOWAK, J. (1911): Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. — *Bull. Acad. Sci. Cracovie, Sér. A*, **1911**:57–112, Cracovie.
- NOWY, W. & LEIN, R. (1984): Zur Geologie des Bosruck-Autobahntunnels (Pyhrnautobahn, Österreich). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **30/31**:45–94, Wien.
- PIA, J. v. (1924): Wanderungen im unteren Lammertal. — [In:] SPENGLER, E. & PIA, J. v.: *Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut*. — *Sammlung Geol. Führer*, **26**:78–101, Berlin (Borntraeger).
- PICKERING, K.T., HISCOTT, R.N. & HEIN, F.J. (1989): Deep marine Environments. Clastic Sedimentation and Tectonics. — 1–416, London (Unwin Hyman).
- PILLER, W. & LOBITZER, H. (1979): Die obertriassische Karbonatplattform zwischen Steinplatte (Tirol) und Hochkönig (Salzburg). — *Verh. Geol. B.-A.*, **1979**:171–180, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1952a): Charakterbilder aus der Tektonik der Salzburger Kalkalpen. — *Verh. Geol. B.-A., Sdh. C*:107–111, Wien.
- (1952b): Fossile Bakterien in den Tennengebirgs-Manganschiefern. — *Mikroskopie*, **7**:197–201, Wien.
- (1953): Der Bau der südlichen Osterhorngruppe und die Tithon-Neokomtransgression. — *Jb. Geol. B.-A.*, **XCVI**:357–372, Wien.
- (1955): Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges; die Göllmasse und die Halleiner Hallstätter Zone. — *Jb. Geol. B.-A.*, **98**:93–144, Wien.
- (1968): Die Hallstätter Deckscholle von Kuchl/Salzburg und ihre bis ins Aptien reichende Roßfeldschichten-Unterlage. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1968**:80–85, Wien.

- (1972): Aufnahmen 1971 im Bereich des Gollinger Schwarzenberges (Blatt 94, Hallein). — Verh. Geol. B.-A., **1972/3**:A61–A63, Wien.
- (1973): Aufnahmen 1972 auf den Blättern St. Wolfgang (95) und Hallein (94). — Verh. Geol. B.-A., **1973**:A48–A51, Wien.
- (1974a): Aufnahmen 1973 auf den Blättern 93 Berchtesgaden, 94 Hallein und 95 St. Wolfgang. — Verh. Geol. B.-A., **1974**:A89–A91, Wien.
- (1974b): Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). — Verh. Geol. B.-A., **1974/1**:71–88, Wien.
- (1976): Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Massen in der Zone Hallein-Berchtesgaden, mit Beiträgen von K. BADER und H. HOLZER. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **151**:304–324, Stuttgart.
- (1979a): Argumente für die intramalmische Eingleitung von Hallstätter Schollen bei Golling (Salzburg). — Verh. Geol. B.-A., **1979**:181–194, Wien.
- (1979b): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen östlich von Golling – Blatt 94 Hallein. — Verh. Geol. B.-A., **1979**:A105–A106, Wien.
- (1980): Die Nördlichen Kalkalpen. — [In:] OBERHAUSER, R. (Ed.): Der geologische Aufbau Österreichs: 217–264, Wien (Springer).
- (1982a): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 95 St. Wolfgang. — Wien (Geol. B.-A.).
- (1982b): Erläuterungen zu Blatt 95 St. Wolfgang im Salzkammergut der Österr. Karte der Republik Österreich 1:50 000, 1–74, Wien (Geol. B.-A.).
- (1983): Salzburger Kalkalpen. — Sammlung geol. Führer, **73**:1–144, Stuttgart.
- (1984): Zum Nachweis jurassisch-kretazischer Eingleitungen von Hallstätter Gesteinsmassen beiderseits des Salzach-Quertales (Salzburg). — Geol. Rundschau, **73**: 293–306, Stuttgart.
- (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 94 Hallein. — Wien (Geol. B.-A.).
- (1988): Besonderheiten aus der Tektonik der Salzburger Kalkalpen. — Abstracts Jahrestagung Österr. Geol. Ges., **1988**:24, Salzburg.
- (1990): Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein im Salzkammergut der Österr. Karte der Republik Österreich 1:50 000, 1–76, Wien (Geol. B.-A.).
- POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. — Geol. Rundschau, **77**:641–670, Stuttgart.
- READ, J.F. (1985): Carbonate platform facies models. — AAPG Bull., **69/1**:1–21, Tulsa.
- REIJMER, J.J.G. & EVERAARS, S.L. (1991): Carbonate Platform Facies reflected in Carbonate Basin Facies (Triassic, Northern Calcareous Alps, Austria). — Facies, **25**:253–278, Erlangen.
- ROSSNER, R. (1972): Die Geologie des nordwestlichen St. Martiners Schuppenlandes am Südrand des Tennengebirges (Oberostalpin). — Erlanger geol. Abh., **89**:1–57, Erlangen.
- (1977): N-Vergenz oder S-Vergenz im Schuppenbau der Werfen–St. Martiners Zone (Nordkalkalpen, Österreich)? — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **1977**:419–432, Stuttgart.
- SARG, J.F. (1988): Carbonate sequence stratigraphy. — SEPM spec. Publ., **42**:155–181, Tulsa.
- SCHÄFER, P. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1978): Die Häufigkeitsverteilung der Foraminiferen in drei oberrhätischen Riff-Komplexen der Nördlichen Kalkalpen (Salzburg, Österreich). — Verh. Geol. B.-A., **1978**:73–96, Wien.
- & SENOWBARI-DARYAN, B. (1981): Facies development and paleoecologic zonation of four upper Triassic patch-reefs, Northern Calcareous Alps near Salzburg, Austria. — SEPM Spec. Publ., **30**: 241–259, Tulsa.
- SCHÄFFER, G. (1976): Einführung zur Geologischen Karte der Republik Österreich. Blatt 96, Bad Ischl. — [In:] GATTINGER, T., SCHÄFFER, G., VAN HUSEN, D., LOBITZER, H. & DRAXLER, I. (1976): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1976, Bad Ischl: 6–26, Wien.
- & STEIGER, T. (1986): Der Jura zwischen Salzburg und Bad Aussee — Stratigraphie und Gleitmassen in Tiefwasser-Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen. — Exkursionsführer zur Jahrestag. Subkomm. Jura-Stratigraphie 12. bis 15. Sept. **1986**:1–67, München, Salzburg, Bad Aussee.
- SCHAUER, M. (1984): Zur Altersstellung obertriadischer Riffkalke. — Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **193**:127–137, Wien.
- SCHLAGER, M. (1953): Beitrag zur Geologie des Trattberges. — Mitt. naturwiss. Arbeitsgem. Haus der Natur Salzburg, **3/4**:11–26, Salzburg.
- (1958): Bericht 1957 über geologische Aufnahmen auf Blatt Hallein (94). — Verh. Geol. B.-A., **1958**: 252–259, Wien.
- (1959): Bericht 1958 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Hallein (94) und Salzburg (63). — Verh. Geol. B.-A., **1959**: A70–A80, Wien.
- (1960): Bilder von Sedimentations- und Bewegungsvorgängen im Jura des Tauglgebietes. — Mitt. naturwiss. Arbeitsgem. Haus der Natur Salzburg, **11**:7–18, Salzburg.
- & SCHLAGER, W. (1969): Über die Sedimentationsbedingungen der jurassischen Tauglbodenschichten (Osterhorngruppe, Salzburg). — Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **106**:178–183, Wien.
- SCHLAGER, W. (1967a): Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich), II. Geologische Aufnahme von Unterlage und Rahmen des Obertriassriffes im Gosaukamm. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **17**:205–282, Wien.
- (1967b): Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener

- Hallstätter Zonen in den Ostalpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1967**:50–70, Wien.
- (1968): Bericht über Aufnahmen auf den Blättern 94 Hallein und 95 St. Wolfgang. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1968**: A59–A60, Wien.
- (1969): Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. — *Geol. Rundschau*, **59**:289–308, Stuttgart.
- & SCHLAGER, M. (1973): Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglbodenschichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). — *Sedimentology*, **20**:65–89, Amsterdam.
- & SCHÖLLNERBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. — *Mitt. geol. Ges. Wien*, **66/67**:165–193, Wien.
- SCHMIDT, Th., BLAU, J. & KAZMÉR, M. (1991): Large-scale strike-slip displacement of the Drauzug and the Transdanubian Mountains in early Alpine history: evidence from Permo-Mesozoic facies belts. — *Tectonophysics*, **200**:213–232, Amsterdam.
- SCHÖLL, W. & WENDT, J. (1971): Obertriadische und jurassische Spaltenfüllungen im Steinernen Meer (Nördliche Kalkalpen). — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **139**:82–98, Stuttgart.
- SCHÖLLNERBERGER, W. (1972): Zur Geologie des Südrandes des Toten Gebirges (Nördl. Kalkalpen, Österr.). — *Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **1972**:72–76, Wien.
- (1973): Zur Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **22**:95–153, Wien.
- SENOWBARI-DARYAN, B. (1980): Fazielle und paläontologische Untersuchungen in oberrhätischen Riffen (Feichtenstein und Gruberriff bei Hintersee, Salzburg, Nördliche Kalkalpen). — *Fazies*, **3**:1–237, Erlangen.
- SHANMUGAM, G., MOIOLA, R.J., McPHERSON, J.G. & O'CONNELL, S. (1988): Comparison of turbidite facies associations in modern passive-margin Mississippi fan with ancient active-margin fans. — *Sediment. Geol.*, **58**:63–77, Amsterdam.
- SICKENBERG, O. (1926): Das Ostende des Tennengebirges. — *Mitt. geol. Ges. Wien*, **19**:79–149, Wien (1928).
- SIEBER, R. (1937): Neue Untersuchungen über die Stratigraphie und Ökologie der alpinen Triasfaunen. I. Die Fauna der nordalpinen Riffkalke. — *N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd.* **78**:B, 123–188, Stuttgart.
- SPENGLER, E. (1924): [In:] SPENGLER, E. & PIA, J. v.: Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut. — *Sammlung geol. Führer*, **26**:1–150, Berlin (Borntraeger).
- (1943): Zur Einführung in die tektonischen Probleme der Nördlichen Kalkalpen: Das Problem der Hallstätter Decke. — *Mitt. Reichsanst. Bodenforsch.*, **1943**:3–17, Wien.
- (1951): Die Nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. — [In:] SCHAFFER, F.X. (Hrsg.): *Geologie von Österreich*: 302–413, Wien
- (1956): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. — 2. Teil: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen. — *Jb. Geol. B.-A.*, **99**:1–74, Wien.
- TOLLMANN, A. (1968): Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen—Karpaten-Orogens. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **18**:207–248, Wien.
- (1969): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen — 2. Teil: Der Mittelabschnitt. — *Mitt. geol. Ges. Wien*, **61**:124–181, Wien.
- (1973): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. — 1–404, Wien (Deuticke).
- (1976a): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. — 1–580, Wien (Deuticke).
- (1976b): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. — 1–449, Text- und Tafelband, Wien (Deuticke).
- (1976c): Zur Frage der Parautochthonie der Lammereinheit in der Salzburger Hallstätter Zone. — *Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I*, **184**:237–257, Wien
- (1980): Neuergebnisse über die deckentektonische Struktur der Kalkhochalpen. — *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**:397–402, Wien.
- (1981a): Altalpidische Tektonik in der Hallstätter Zone. — *Jb. 1980, Hochschulschwerpunkt S15*, **2**:157–172, Graz, Leoben.
- (1981b): Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. — *Mitt. österr. geol. Ges.*, **74/75**:167–195, Wien.
- (1985): *Geologie von Österreich*, Band 2. — 1–710, Wien (Deuticke).
- (1986): *Geologie von Österreich*, Band 3. — 1–718, Wien (Deuticke).
- (1987a): Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. — *Mitt. österr. geol. Ges.*, **80**:47–113, Wien.
- (1987b): Late Jurassic/Neocomian Gravitational Tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. — [In:] FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*: 112–125, Wien (Deuticke).
- (1987c): Geodynamic concepts of the Evolution of the Eastern Alps. — [In:] FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*: 361–378, Wien (Deuticke).
- & KRISTAN-TOLLMANN, E. (1970): Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen. — *Geologica et Palaeontologica*, **4**:87–145, Marburg/Lahn.
- TOUSSAINT, B. (1971). Hydrogeologie und Karstgenese des Tennengebirges (Salzburger Kalkalpen). — *Steir. Beitr. Hydrogeol.*, **23**:5–115, Graz.

- TRÜMPY, R. (1988): A possible Jurassic-Cretaceous transform system in the Alps and the Carpathians. — *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, **218**:93–109.
- VECSEI, A., FRISCH, W., PIRZER, M. & WETZEL, A. (1989): Origin and tectonic Significance of Radiolarien Chert in the Austroalpine Rifted Continental Margin. — [In:] HEIN, J.R. & OBRADOVIC, J. (Eds.): *Siliceous Deposits of the Tethys and Pacific Regions*: 65–80, New York (Springer).
- VORTISCH, W. (1953a): Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. III. Teil: Liegendgebirge und Bewegungszone im Karlsruhen. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **96**:181–200, Stuttgart.
- (1953b): Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. IV. Teil: (Hangendgebirge). — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **98**:125–148, Stuttgart.
- (1955): Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. I. Teil. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **102**:77–142, Stuttgart.
- WÄCHTER, J. (1987): Jurassische Massflow- und Internbreccien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. — *Bochumer geol. und geotechn. Arb.*, **27**:1–239, Bochum.
- WENDT, J. (1965): Syntectonäre Bruchtektonik im Jura Westsiziliens. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1965**:286–311, Stuttgart.
- (1969): Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalkes im Sonnwendgebirge (Tirol, Österreich). — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **132/2**:219–238, Stuttgart.
- (1970): Stratigraphische Kondensation in triadischen und jurassischen Cephalopodenkalken der Tethys. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1970**:433–448, Stuttgart.
- (1971): Genese und Fauna submariner sedimentärer Spaltenfüllungen im mediterranen Jura. — *Paläontographica*, A **136**:121–192, Stuttgart.
- ZANKL, H. (1962): Die Geologie der Torrener-Joch-Zone in den Berchtesgadener Alpen. — *Z. dt. geol. Ges.*, **113**:446–462, Hannover.
- (1967): Die Karbonatsedimente der Obertrias in den Nördlichen Kalkalpen. — *Geol. Rundschau*, **56**:128–139, Stuttgart.
- (1971): Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps. — [In:] MÜLLER (Ed.): *Sedimentology of parts of central Europe*: 147–185, Frankfurt (Kramer).
- (1979): Exkursionsführer A2 Ostalpen vom 14.–18. Sept. 1979. — *Dt. geol. Ges.*, **131**(Hauptvers. 1979):1–21, Marburg/Lahn.
- ZIEGLER, P.A. (1988): Evolution of the Arctic-north Atlantic and the Western Tethys. — *AAPG Memoir*, **43**:1–198, Beil. Bd., Tulsa.

Isotopengeologie und Geochronologie – Einsatzmöglichkeiten in der Geologie*

Isotope Geology and Geochronology –
application to geological problems

von

Martin THÖNI*

mit 8 Abb. und 4 Tab.
with 8 figures and 4 plates

Schlüsselwörter:

Isotopengeologie
Geochronologie
Initialwerte
Mantel
Krustenentwicklung
Mineraldatierung

Keywords:

Isotope Geology
Geochronology
Initial ratios
Mantle
Crustal evolution
Mineral dating

* Diese Arbeit gibt in den Grundzügen den Inhalt eines Vortrages wieder, der im Rahmen der Veranstaltung „Tag der offenen Tür“ der Abteilung Isotopengeologie und Geochronologie an der BVFA Arsenal am 18. und 19. November 1992 in Wien vom Autor gehalten wurde.

Adresse des Autors:
Address of the author:

A. Prof. Dr. Martin Thöni
Institut für Geologie der Universität Wien
Geozentrum, Althanstraße 14
A-1091 Wien

Inhalt

Zusammenfassung, Abstract	189
1. Grundlagen	189
2. Historisches	190
3. Meteorite, Erdalter und Initialwerte	191
4. Isotopenentwicklung auf der Erde	191
4.1. Erdmantel	102
4.2. Xenolithe	192
4.3. Basalte und Gabbros	192
4.4. Granite, Sedimente und die Entwicklung der Kontinente	195
5. Datierung überprägender Ereignisse	200
5.1. Gesamtgesteine	200
5.2. Mineraldatierung	201
6. Schlußfolgerungen	207
7. Literatur	208

Contents

Zusammenfassung, Abstract	189
1. Introduction	189
2. Historical background	190
3. Meteorites, the age of the earth and initial isotopic compositions	191
4. Isotope evolution on earth	191
4.1. Mantle	192
4.2. Xenoliths	192
4.3. Basalts and gabbros	192
4.4. Granites, sediments and continental growth	195
5. Dating secondary events	200
5.1. Whole rocks	200
5.2. Mineral dating	201
6. Conclusions	207
7. Literature	208

Zusammenfassung

Nach einer kurzen Einführung in das Arbeitsgebiet der Isotopengeologie werden die wichtigsten langlebigen Radionuklide und ihre Einsatzmöglichkeiten als Chronometer und geochemische Indikatoren vorgestellt. Anhand von Beispielen der neueren Literatur werden dann die isotopengeochemische Charakterisierung der irdischen Kruste in Verbindung zum oberen Erdmantel dargestellt und Modelle zu ihrer Entwicklung in der Zeit diskutiert. Das U/Pb-, Lu/Hf- und Sm/Nd-System spielen dabei eine besondere Rolle. Neue Analyseergebnisse aus den Ostalpen werden als ergänzende Vergleichsbeispiele herangezogen. Die vorliegende Arbeit ist eher als Überblick für den allgemein interessierten Leser, weniger für den Insider konzipiert.

Abstract

After a brief introduction to the field of isotope geology the most important long-living radionuclides are described together with their possible applications as chronometers and geochemical tracers. Using examples from the recent literature, the isotope characteristics of the earth's crust in connection with the upper mantle are described and models are discussed for its evolution in time. The U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd systems play a prominent role in this respect. New isotopic results from the Eastern Alps are shown as additional examples. The compilation may be useful for the reader more generally interested in geological problems, rather than for the specialist.

1. Grundlagen

Isotopengeologische Überlegungen werden meist unmittelbar mit den Begriffen Zeit, Zeitmessung oder Altersbestimmung in Verbindung gebracht. Der natürliche radioaktive Zerfall ist die Grundlage dafür, daß quantitative Überlegungen über Veränderungen der Materie in der Zeit angestellt werden können.

Von den ca. 1700 bekannten Atomarten stellt nur ein kleiner Teil, nämlich gut 15 Prozent, stabile Teilchen dar. Diese Isotope machen zusammen mit einer kleineren Anzahl natürlicher instabiler Nuklide das Periodensystem der Elemente aus. Kernstabilität ist also nicht die Regel, sondern eher eine Ausnahme im Zustand der Materie.

Vereinfachend kann man isotopengeologische Untersuchungen in drei Bereiche gliedern.

a) *Stabile Isotope*. Es ist jener Zweig, der aufgrund von Fraktionierungsprozessen durch physikalische und chemische Vorgänge Aussagen über Verände-

rungen in der Atmosphäre, Hydrosphäre, Biosphäre und Lithosphäre ermöglicht. Dieses Gebiet umfaßt unter anderem weit verbreitete Elemente wie H, C, N, O und S. Vor allem die Sauerstoff-Isotopenverhältnisse liefern oft auch wichtige Informationen zu petrogenetischen Fragen.

b) Das Feld der *Kosmogenen Radionuklide* eröffnete sich vollends erst mit der Entwicklung ultrasensitiver Massenspektrometer. Es fußt auf der Produktion von Nukliden durch Wechselwirkung der kosmischen Strahlung mit Atomen der Atmosphäre oder an der Erdoberfläche. Isotope wie ^{10}Be , ^{26}Al oder ^{14}C liefern z.B. wichtige Aussagen zum Alter von biogenem Material (auch Karbonate), zum terrestrischen Alter von extraterrestischen Körpern (Meteorite) oder zur Entstehungsgeschichte junger mariner Sedimente (u.a. Mn-Knollen) sowie zur Datierung der Inlandeskörper auf Grönland und in der Antarktis.

c) *Langlebige Radionuklide*. Es sind jene instabilen Isotope einiger weit verbreiteter Spurenelemente (selten Hauptelemente), die sehr lange Halbwertszeiten, bis zum Mehrfachen des Erdalters, aufweisen. Sie liefern die wichtigsten Informationen zur Entwicklung der Kontinente und Ozeane und stellen vor allem in magmatischen und metamorphen Gesteinen meist die einzige Möglichkeit dar, eine direkte Zeitbestimmung durchzuführen. Die wichtigsten langlebigen Radionuklide sind ^{40}K , ^{87}Rb , ^{147}Sm , ^{176}Lu , ^{187}Re , ^{232}Th und ^{235}U sowie ^{238}U . Ihre Aussagemöglichkeiten sind im wesentlichen der Inhalt der vorliegenden Arbeit. Einen Überblick über Isotopenhäufigkeit, Zerfallsart, Halbwertszeit usw. gibt Tab. 1. Je nach Arbeitsansatz, den gewählten Untersuchungsmethoden und den daraus resultierenden Ergebnissen können Isotopendaten wichtige Beiträge zu folgenden Fragen liefern:

A) Herkunft, geochemische Differenzierung und Entwicklung, geotektonische Entstehungssituation sowie sekundäre Veränderung des Ausgangsmaterials einer Gesteinsserie. Als geochemische Indikatoren ("tracer") liefern die langlebigen Radionuklide wichtige Informationen zu sekulären globalen Prozessen in Kruste und Mantel (Isotopenentwicklungsdiagramme, siehe unten). Es ist das Feld der Isotopengeochemie bzw. Isotopengeologie im weiteren Sinne. Die Überlegungen sind im zeitlichen Sinn oft rein qualitativ.

B) Als Chronometer, in der Geochronologie, liefern die radioaktiven Isotope Zeitinformationen im engeren Sinne, die über interne Isochronen (Gesamtgesteinsisochronen, Mineralisochronen) erhalten werden und direkte Aussagen über die zeitliche Entstehung (Bildung, Kristallisation) oder die durchgreifende Umwandlung einer definier-

Tabelle 1: Wichtige langlebige Radionuklide und deren Zerfallsprodukte**Table 1:** Important long-living radionuclides and their radiogenic products

Radioaktives Mutterisotop	Isotopenhäufigkeit (%)	Zerfallskonstante λ (a ⁻¹)	Halbwertszeit (a)	Zerfallsart	Stabiles Tochterisotop
⁴⁰ K	0,01167	$5,48 \times 10^{-10}$	$1,27 \times 10^9$	β^+ , E.C., β^-	⁴⁰ Ar, ⁴⁰ Ca
⁸⁷ Rb	27,835	$1,42 \times 10^{-11}$	$4,89 \times 10^{10}$	β^-	⁸⁷ Sr
¹³⁸ La	0,089	$6,30 \times 10^{-12}$	$1,1 \times 10^{11}$	E.C., β^-	¹³⁸ Ba, ¹³⁸ Ce
¹⁴⁷ Sm	14,97	$6,54 \times 10^{-12}$	$1,06 \times 10^{11}$	α	¹⁴³ Nd
¹⁷⁶ Lu	2,59	$1,94 \times 10^{-11}$	$3,5 \times 10^{10}$	β^-	¹⁷⁶ Hf
¹⁸⁷ Re	62,602	$1,52 \times 10^{-11}$	$4,56 \times 10^{10}$	β^-	¹⁸⁷ Os
²³² Th	100,0	$4,9475 \times 10^{-11}$	$1,401 \times 10^{10}$	Kettenzerfall	²⁰⁸ Pb
²³⁵ U	0,72	$9,8485 \times 10^{-10}$	$7,038 \times 10^8$	Kettenzerfall	²⁰⁷ Pb
²³⁸ U	99,274	$1,55125 \times 10^{-10}$	$4,468 \times 10^9$	Kettenzerfall	²⁰⁶ Pb

E.C. = Electron capture, Elektroneneinfang

ten Gesteinsserie liefern. In günstigen Fällen sind Aussagen zu beiden Fragenkreisen möglich.

2. Historisches

Die Frage nach dem Alter der Erde ist für die Isotopengeologie von grundsätzlicher Bedeutung. Die Beantwortung dieser Frage hat die junge abendländische Naturwissenschaft über mehr als zwei Jahrhunderte intensiv beschäftigt und sie hängt unmittelbar mit dem Aufstieg der Geologie zur Wissenschaft zusammen.

Noch 1650 verkündete der englische Bischof Ussher, daß die Erde im Jahre 4004 vor Christus erschaffen worden sei. Theologische Dogmen beherrschten im Abendland bis in die Mitte des 18. Jahrhunderts naturwissenschaftliche Fragen. Im krassen Gegensatz erscheinen uns dazu heute etwa die mythologisch-philosophischen Denkansätze der alten Inder. Nach ältesten schriftlichen Überlieferungen, auf die sich auch das Mahabharata stützt, umfaßt ein Kalpa, ein Erdzeitalter $8,64 \times 10^9$ Jahre. Im gegenwärtigen Kalpa haben wir etwa die Hälfte durchschritten, sein Anfang wäre also knappe viereinhalb Milliarden Jahre vor heute anzusetzen – eine erstaunlich interessante Zahl, wenn wir sie mit jener vergleichen, die mit modernen naturwissenschaftlichen Analysemethoden erhalten wurde.

Die Entwicklung der Geologie zur Wissenschaft hängt wesentlich mit einem Namen zusammen: James Hutton (1726–1797). Bei seinen ausgedehnten Exkursionen um seine schottische Heimatstadt Edinburgh kam er zur Überzeugung, daß die gleichen Prozesse, die in der Gegenwart die Erdoberfläche formen, diese auch in der Vergangenheit kontinuier-

lich geformt hätten und sie auch in Zukunft formen würden. In seinem berühmten Buch "Theory of the Earth" (1785) formulierte er das Konzept des "Uniformitarianism". Daraus entwickelte sich unter fortschrittlich denkenden Geologen nach und nach die Vorstellung, daß die Erde in der Tat sehr alt sein müsse.

Diese im 19. Jahrhundert weit verbreitete Theorie wurde ganz unerwartet durch einen Vertreter der sogenannten exakten Naturwissenschaften, den berühmtesten englischen Physiker seiner Zeit, William Thomson (besser bekannt als Lord Kelvin) stark bekämpft. In seiner bekannten Rede von 1897 zu diesem Thema nannte er ein wahrscheinliches Alter für die Erde von 20 – 40 Millionen Jahren. Kelvin versuchte seine Vorstellungen mit exakten mathematischen Berechnungen zu belegen und eine wichtige Beweiskette für ihn bildete dabei die Abkühlungsgeschichte der Erde: Er betrachtete die Erde als einfach auskühlenden Körper.

Mitten in diesen wissenschaftlichen Streit platzte eine Entdeckung wie eine Bombe: Es war die Entdeckung der Radioaktivität, die 1896 durch H. Becquerel der Akademie der Wissenschaften in Paris bekannt gegeben wurde. Die Entdeckung der Radioaktivität hatte tiefgreifende Auswirkungen auf Forschungszweige wie Kernphysik und Radiochemie, aber nicht weniger auf die gesamten Erdwissenschaften. Durch diese und weitere um die Jahrhundertwende gewonnene neue Erkenntnisse, etwa die mathematische Formulierung des radioaktiven Zerfalls durch E. Rutherford und F. Soddy, war es nun möglich, Daten zu zwei wichtigen Fragen in der Geologie direkt analytisch zu gewinnen:

- zur Wärmeproduktion in Gesteinen und
- zum absoluten Alter von Mineralien und Gesteinen.

Die ersten Altersbestimmungen wurden von B. Boltwood (1907), einem amerikanischen Chemiker, publiziert und sie zeigten auf Anhieb, daß das Erdalter ein Vielfaches der von Kelvin wenige Jahre zuvor genannten Zahl betragen mußte. Auch war durch die neue Entdeckung belegt, daß Radioaktivität ein exothermer Prozeß ist, daß die Erde also nicht als ein einfach auskühlender Körper betrachtet werden kann. Für den erfolgreichen Einsatz isotopengeologischer Methoden bedurfte es aber noch weiterer wichtiger Erkenntnisse, bzw. technischer Erfindungen, die wesentlich mit zwei Namen, nämlich F.W. Aston und A.O. Nier in Verbindung gebracht werden: Die exakte isotopische Gliederung der Materie und die Entwicklung bzw. Verbesserung von Massenspektrometern, dem Grundinstrument in der modernen Isotopenanalyse.

3. Meteorite, Erdalter und Initialwerte

Da auf unserer Erde keine Gesteine aus der Zeit ihrer Akkretion bekannt sind, ist es notwendig, auf extraterrestrisches Material zurückzugreifen, um über den zeitlichen Ablauf frühester Bildungsprozesse überhaupt Aussagen machen zu können.

Meteorite sind Fragmente ehemals größerer Körper, die sich in der Frühzeit unseres Sonnensystems gebildet haben. Viele Meteorite gelten als primitive Materie, da sie seit ihrer Entstehung nahezu keine chemische Fraktionierung erlebt haben. Damit geben diese Körper nicht nur Hinweise auf die ursprüngliche Elementverteilung, sondern auch auf die primitivste isotopische Zusammensetzung der Materie. Viele Autoren sind der Ansicht, daß zwischen den meisten bekannten Meteoriten eine genetische Beziehung besteht (z.B. KURAT 1988). Ausnahmen bilden etwa die Shergottite und Nakhilite (JAGOUTZ & WÄNKE 1986).

Für die Isotopengeologie liefern sowohl Steinmeteorite (Chondrite, Achondrite) als auch Eisenmeteorite grundlegende Informationen. Einen wesentlichen Impuls erfuhr dieser Forschungszweig auch durch die bemannten Mondlandungen. Die Untersuchung zahlreicher Meteorite und Mondproben mit verschiedenen Isotopensystemen ergab, daß das Bildungsalter dieser Körper ziemlich konstant bei 4,5 bis 4,6 Ga liegt. Diese Information wurde auch auf die Erde übertragen, d.h. man nimmt für die Erde ein mittleres Alter von 4,55 Ga an. Für die vorliegende Betrachtung kann man aufgrund zahlreicher geochemischer Informationen davon ausgehen, daß die ursprüngliche

Erde chondritische Zusammensetzung hatte (vgl. WÄNKE et al. 1984).

Die wichtigere Zahl, die aus den verschiedenen Isochronen an Meteoriten und Mondgesteinen für isotopengeologische Überlegungen herauszulesen ist, stellt aber nicht so sehr das Alter, als vielmehr die Information über die primäre isotopische Zusammensetzung dar. Konkordanz in den Altersergebnissen an Meteoriten mit verschiedenen Zerfallsystemen wird in der Isotopengeologie als Beweis dafür genommen, daß sich Erde und Meteorite zur gleichen Zeit aus einem *isotopisch homogenen* Solarnebel gebildet haben. Die Initialwerte stellen somit die niedrigsten absoluten Verhältniszahlen, die unradiogenen Verhältnisse dar, die wir für ein betreffendes Isotopensystem kennen, denn aufgrund des radioaktiven Zerfalls ist dieses Verhältnis seither in jedem Fall gewachsen. Einen vereinfachten Überblick über die Anfangsverhältnisse, wie sie an Meteoriten gemessen wurden, gibt Tab. 2.

Tabelle 2: Mittlere Initialwerte für die wichtigsten radiogenen Isotope, wie sie aus der Analyse von Stein- (Sr, Nd, Hf) und Eisenmeteoriten (Os, Pb) gewonnen wurden. Werte aus FAURE (1986)

Table 2: Mean initial values of the most important radiogenic isotopes, as measured on stony (Sr, Nd, Hf) and iron meteorites (Os, Pb). Data from FAURE (1986).

Zerfallspaar	Isotopenverhältnis	Initialwert, 4,55 Ga
$^{87}\text{Rb}-^{87}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,69899
$^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,50675
$^{187}\text{Re}-^{187}\text{Os}$	$^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$	0,807
$^{176}\text{Lu}-^{176}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0,27978
$^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	9,3066
$^{235}\text{U}-^{207}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	10,293
$^{232}\text{Th}-^{208}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	29,475

Die Pb-Isotopenverhältnisse wurden an Troilit (FeS) des Eisenmeteorits Canyon Diablo gemessen (CHEN & WASSERBURG 1983)

4. Isotopenentwicklung auf der Erde

Eines der markantesten geologischen Merkmale unserer Erde, das zugleich ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal zu den anderen Planeten in unserem Sonnensystem darstellt, ist das Vorhandensein von zwei lithologisch-chemisch deutlich verschiedenen Krustentypen (Tab. 3): leichte, stabile kontinentale Kruste und schwere instabile ozeanische Kruste,

kurz auch Kontinente und Ozeane genannt. Als Lithosphäre bezeichnen wir die Kruste und einen Teil des oberen Mantels (bis ≥ 200 km unter den Kontinenten); sie bildet eine thermische Grenzschicht zu tieferen Teilen des Mantels (Asthenosphäre), der von globalen Konvektionssystemen beherrscht wird. Die kontinentale und die ozeanische Kruste sind das Produkt von Differentiation und Entwicklung aus dem oberen Mantel (aber vielleicht auch von komplexen Rückmischungsprozessen = Recycling, in das Ausgangsreservoir, z.B.: ARNDT & GOLDSTEIN 1989), die sich, wie wir heute wissen, zeitlich nahezu über die gesamte Erdgeschichte erstreckt. Die ozeanische Kruste hat eine mittlere Dicke von nur fünf bis acht km, während jene der Kontinente stark variiert und in Orogenzonen, wie den Anden oder dem Himalaya, Mächtigkeiten von 70 km erreicht. Die Plattentektonik liefert jene Theorie, die die meisten geologischen Prozesse, in die Ozeane und Kontinente in ihren komplexen Bewegungen involviert sind, zu erklären vermag. Da die Kruste der heutigen Ozeane nach zahlreichen Forschungsergebnissen der letzten Jahrzehnte jedoch maximal nur 200 Ma alt ist, haben wir nur über die Kontinente die Möglichkeit, die geochemische und isotopische Entwicklung älterer Zeitabschnitte zu rekonstruieren.

4.1. Erdmantel

Eines der grundsätzlich diskutierten Probleme, die die Interpretation und die daraus gezogenen allgemeinen Schlußfolgerungen von Isotopendaten (z.B. an OIB = Basalte ozeanischer Inseln) unmittelbar betreffen, ist die Frage nach einem Lagenbau im Erdmantel. Zwei Möglichkeiten werden diskutiert (THOMPSON 1991).

a) Mantelweite Konvektion und damit das Fehlen abrupter chemischer Unterschiede zwischen sogenanntem oberem und unterem Mantel.

b) Eine aus seismischen Daten abgeleitete Diskontinuität in ca. 670 km Tiefe spiegelt eine chemisch-thermische Grenzschicht wider. Folgt man dieser Interpretation, so ergibt sich ein Zweilagenmodell, in dem ein chemisch primitiverer unterer Mantel von einem differenzierten oberen Mantel abzutrennen ist. Die beiden Reservoirs haben (seit unbekannter, aber sehr langer Zeit) keinen Austausch gehabt und der obere Mantel hat demnach eine eigenständige Differentiationsgeschichte.

Vorwegnehmend kann gesagt werden, daß gerade die Isotopengeologie das unter b) genannte Modell stark unterstützt. Massenbilanzüberlegungen haben ergeben, daß sich die Kontinente aus nur etwa 30–40 % des Mantels (entsprechend etwa dem Volumen des oberen Mantels) gebildet haben. Demnach müßten

etwa zwei Drittel des Mantels noch einen „primitiven“ Zustand (undepleted) beibehalten haben (JACOBSEN & WASSERBURG 1979, O'NIONS et al. 1979).

Direkte Informationen über den mineralogisch-chemischen und isotopischen Zustand des oberen Erdmantels beziehen wir aus zwei Gesteinsgruppen: den Mantelxenolithen und aus der großen Gruppe der basaltischen Gesteine.

4.2. Xenolithe

Es sind vor allem die in Alkalibasalten weltweit verbreiteten Spinell-Lherzolithe, die wichtige Informationen über einen primitiven, weitgehend noch undifferenzierten Mantel Auskunft geben. Da diese Gesteine sehr schnell an die Erdoberfläche gefördert werden, zeigen sie häufig einen eingefrorenen, unveränderten Primärzustand. Analysen an sorgfältig ausgewählten Proben solcher Xenolithe zeigen das unveränderte Spektrum aller basaltischer Elemente, wir bezeichnen solche Gesteine als „nicht verarmt“, als „undepleted“ (JAGOUTZ et al. 1979). Die einheitliche Zusammensetzung entspricht ziemlich gut dem „Pyrolit-Modell“ von RINGWOOD (1975).

Kombinierte Isotopenuntersuchungen (Os, Nd, Sr, Pb) an Xenolithen zeigen jedoch z.T. chemisch „anormale“ Mantelzusammensetzungen und können dadurch indirekte Hinweise für Krustenbildungsprozesse liefern (WALKER et al. 1989).

4.3. Basalte und Gabbros

Die jungen ozeanischen Basalte werden als Produkte partieller Schmelzbildung des oberen Mantels aufgefaßt. Spurenelement- und Isotopenanalysen an solchen Gesteinen lassen daher Rückschlüsse sowohl auf den heutigen Zustand des oberen Mantels als auch auf dessen Entwicklung in der Zeit zu.

Ausgangspunkt für den Einsatz der langlebigen Radionuklide zur Interpretation von Isotopendaten magmatischer Gesteine bilden jene sekundären globalen Differentiationsprozesse, die zur Bildung der ozeanischen und der kontinentalen Kruste geführt haben. Bei diesen Prozessen kommt es zu einer chemischen Fraktionierung, und zwar derart, daß bestimmte Spurenelemente bevorzugt in der Kruste angereichert werden, während andere bevorzugt im Mantel verbleiben. Es besteht eine negative Korrelation zwischen Ionenradius und Valenz und eine positive Korrelation zwischen Ionenradius und der Anreicherung eines bestimmten Elementes in der Kruste. Großionige Elemente wie Cs, Rb, K, Ba werden stark in der kontinentalen Kruste angereichert, der obere Mantel, und damit die Basalte, die sich daraus

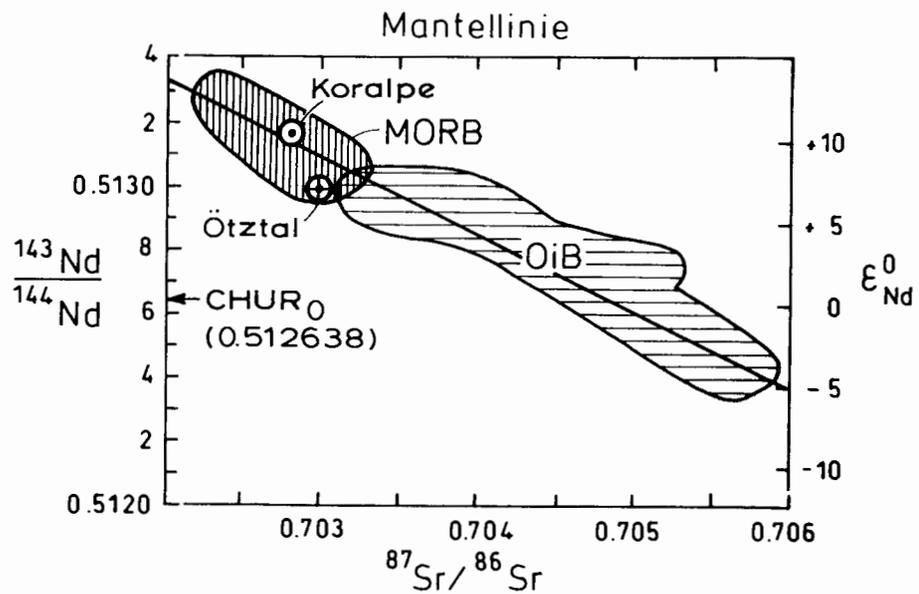
Tab. 3: Isotopensignaturen und Elementverhältnisse (qualitativ) einiger wichtiger Systeme in Kruste und Mantel (heute). Bezugspunkt für die Bezeichnungen „hoch“ und „niedrig“ ist die Zusammensetzung in Meteoriten.
Table 3: Isotope signatures and element ratios (qualitative) of some important systems in today's crust and mantle. The terms “high” and “low” refer to compositions relative to meteorites.

	Rb-Sr	Re-Os	Sm-Nd	Lu-Hf	U-Pb	$\delta^{18}\text{O}$	$^3\text{He}/^4\text{He}$
K	hohes	Erhöhtes,	Sm/Nd	Lu/Hf	Hohes U/Pb	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	niedrig
O	Niveau	variables	und	und	und	hoch	($R/R_a \leq 0,04$)*)
N	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Re/Os	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	radiogenes Pb	($\delta^{18}\text{O} \geq 10$)	
T	hoch	und hoch	niedrig	niedrig			
I	(Amphibolit-	radiogenes	(< 0,5125-				
N	(≥ 0,71)	Os	≤ 0,5120)				
E	Fazies)						
N							
T							
A	tiefes						
L	(Granulit-						
E	Fazies)				Weniger		
					radiogenes		
					Pb		
Ozeanische		Homogenes,	Hohes	Hohes	Variables	niedrig	hoch
Kruste /	niedrig	nahezu	Sm/Nd	Lu/Hf	U/Pb	(5 -- ≤ 8)	
	(≤ 0,706	chondritisches	und	und	und		
	- 0,702)	Re/Os und	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	radiogenes		
Oberer		niedriges	(≥ 0,513)	(≥ 0,2829)	Pb		
M A N T E L		$^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$	(MORB)	(MORB)			
		(0,9 - 1,1)					
		(Peridotite)					

*) $R/R_a = \frac{(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{Probe}}}{(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{Luft}}}$

Abb. 1: Die „Mantellinie“ wird definiert durch die streng negative Korrelation der Nd- und Sr-Isotopie aus MOR- und OI-Basalten (aus FAURE 1986). Sie beruht auf dem gegenläufigen geochemischen Verhalten von Rb und Sm bzw. Sr und Nd. Mittelwerte für die Gabbros des Korralpe- und des Ötztalkristallins fallen ins MORB-Feld.

Fig. 1: The „mantle array“ is defined by a clear negative correlation of the Nd and Sr isotope ratios from mid-ocean-ridge basalts (MORB) and most of the basalts from oceanic islands (OIB; from FAURE 1986). The explanation for this is given by the inverse geochemical behaviour of Rb and Sm vs. Sr and Nd. Mean values for gabbros from the Korralpe and the Ötztal Alps plot in the MORB field.



bilden, sind somit stark an solchen Elementen verarmt. Wir sprechen von lithophilen oder stark inkompatiblen Elementen (auch LIL = large ion lithophil elements genannt), da sie in die dichter gepackten Kristallstrukturen des oberen Mantels schlecht eingebaut werden können, also damit nicht gut verträglich sind. Die radioaktiven/radiogenen Mutter-Tochter-Isotope (vgl. Tab. 1) gehören im wesentlichen Elementpaaren an, die mehrminder gegensätzliches geochemisches Verhalten aufweisen, d.h. das das radioaktive Mutterisotop beinhaltende Element ist deutlich kompatibler oder inkompatibler als jenes, welches das radiogene Tochterprodukt beinhaltet. Zwei der wichtigsten (weil in gesteinsbildenden Mineralien weit verbreiteten) Elementpaare für die petrogenetische und geotektonische Interpretation von magmatischen Gesteinen stellen das Rb/Sr- und das Sm/Nd-System dar. Rb und Nd sind stärker in kontinentalen Gesteinen angereichert als Sr und Sm. Das gegensätzliche geochemische Verhalten der Mutterisotope dieser beiden Systeme schlägt sich klar in den radiogenen Isotopenverhältnissen von Sr und Nd nieder. Zahlreiche Analysen an Basalten mittelozeanischer Rücken (MORB; Schmelzen, die direkt dem oberen Mantel entstammen) und von ozeanischen Inseln (OIB) zeigen in einem Diagramm $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ gegen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ eine deutliche negative Korrelation (Abb. 1; aus FAURE 1986), die Darstellung ist bekannt als „Mantellinie“ (mantle array) und sie ist der Bezugspunkt für die petrogenetische Interpretation komplexerer Systeme, z.B. für kontinentale Basalte oder für Granite. Es fällt auf, daß die MOR-Basalte sowohl für Nd als auch für Sr eine ziemlich einheitliche Isotopenzusammensetzung aufweisen:

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ca. 0,51295–0,5133; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ca. 0,7023–0,7038). Die Mantellinie führte auch zur Abschätzung eines mittleren Rb/Sr-Verhältnisses für die Erde. Dieses zeitintegrierte mittlere Rb/Sr-Verhältnis leitet sich aus dem heutigen mittleren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von $0,704 \pm 0,002$ (relativ zu BABI vor 4,5 Ga) ab. Es liegt bei ca. $0,028 \pm 0,011$.

Die geringe Variation dieser genannten Isotopenverhältnisse in MOR-Basalten erlaubt weiters Rückschlüsse auf die sekundären Mischungsvorgänge im oberen Mantel. Der prozentuelle Anteil bei der Extraktion abgereicherter („depleted“) basaltoider Schmelzen aus einem fertilen Mantelreservoir kann deutlich variieren; er liegt nach petrologischen Überlegungen bei $\leq 1 - 30\%$. Diese relativ große Bandbreite müßte eine größere Variation der radiogenen Isotopenverhältnisse (etwa bei Nd) zur Folge haben, als wir derzeit beobachten. Daher ist anzunehmen, daß solche stärker fraktionierten Bereiche (HFR = highly fractionated mantle reservoirs, DePAOLO 1988) innerhalb geologisch relativ kurzer Zeiträume (wenige 100 Ma) durch eine effektive globale Homogenisierung im oberen Mantel wieder weitgehend zerstört werden. Nicht alle Isotopensysteme weisen jedoch in die gleiche Richtung eines homogenen oberen Mantels (z.B.: ZINDLER et al. 1982). Auf Abb. 1 sind in die bekannten Felder für MOR- und OI-Basalte Analysenpunkte aus zwei gabbroiden-basaltischen Gesteinsserien (bzw. deren eklogitisierten Abkömmlingen) aus den Ostalpen eingetragen. Sowohl für die Metabasite des Ötztals als auch für jene der Korralpe kann aufgrund der Sr- und Nd-Isotopie vermutet werden, daß die magmatischen Edukte dieser Gesteine in einem ozeanischen, MORB-

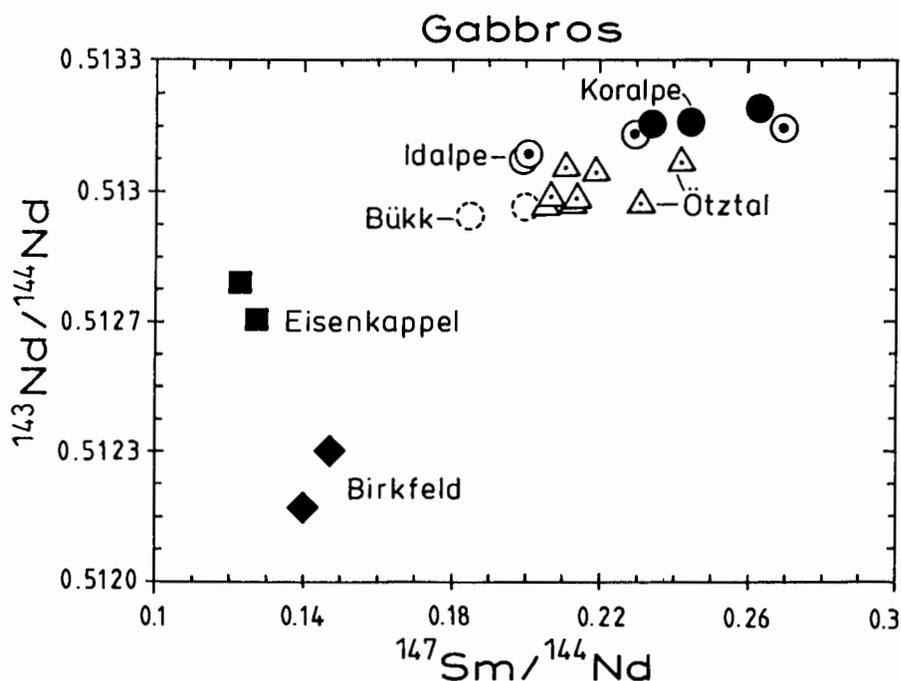


Abb. 2: Analysen gabbroider Gesteine aus den Ostalpen (Ostalpin) und Westkarpaten in einem Sm/Nd-Isochronendiagramm. Ozeanische und kontinentale (Birkfeld) Signaturen sind erkennbar.

Fig. 2: Analyses for gabbroid rocks from the Eastern Alps (Austroalpine unit) and the western Carpathians in a Sm-Nd isochron diagram. Oceanic (depleted) and continental (enriched) isotope signatures are discernible.

ähnlichen Milieu direkt aus dem oberen Mantel entstanden sind und diese primären Isotopensignaturen bis heute bewahrt haben. Die initialen Isotopenverhältnisse zur Zeit der magmatischen Kristallisation dieser Gesteine, die über interne Mineralisochronen ermittelt wurden, stimmen mit dieser Interpretation überein. Während die Metabasite aus dem Ötztal frühpaläozoische Bildungsalter um 520 bis 530 Ma aufweisen (MILLER & THÖNI 1993 in prep.), belegen die Alterswerte an den Gabbros der Koralpe eine „spätvariszische“ Extension der Kruste, die die alpidische Entwicklung im Ostalpin einleitet (THÖNI & JAGOUTZ 1992).

Abb. 2 zeigt Analysenpunkte der in Abb. 1 diskutierten Gabbros im Vergleich zu Daten an anderen gabbroiden Gesteinen der Ostalpen und der Westkarpaten in einem Sm/Nd-Isochronendiagramm. Sinn des vorliegenden Diagramms ist nicht, Altersbeziehungen, sondern geochemische und isotopische Ähnlichkeiten bzw. Unterschiede aufzuzeigen, um daraus Möglichkeiten zur Herkunft des Ausgangsmaterials bzw. dessen geotektonischer Zuordnung zu diskutieren. Es zeigt sich, daß die Gabbros der Koralpe sowohl in ihrem Sm/Nd- als auch in den Nd-Isotopenverhältnissen ganz den jungen, jurassischen Gesteinen der Idalpe (Tirol) gleichen, von denen bekannt ist, daß sie im Zuge der Hauptextensionsphase des penninischen Ozeans aus dem oberen Mantel gebildet wurden. Eine ähnliche Entstehungssituation können wir für die Gabbros aus der Meliatazone des nordungarischen Bükk-Gebirges und auch für die deutlich älteren Gabbros des Ötztals vermuten, wenn gleich für manche dieser Proben Entstehung im Zuge der Entwicklung eines ozeanischen Inselbogens eben-

falls in Betracht gezogen werden kann. Die Gabbros von Eisenkappel (Kärnten), die in einer als frühmesozoisch datierten Serie von Graniten und Dioriten vorkommen, sind deutlich niedriger radiogen. Sie könnten in einem Inselbogenmilieu oder, allgemeiner, an einem destruktivem Plattenrand durch mehrminder deutliche Assimilierung einer krustalen Komponente entstanden sein. Die Proben aus dem unterostalpinen Kristallin bei Birkfeld (Steiermark) schließlich unterscheiden sich deutlich von allen anderen dargestellten Datenpunkten; sie zeigen typische kontinentale Signaturen, die auf Entstehung in einem subkontinentalen Mantel bzw. auf Kontamination des Ausgangsmaterials durch eine alte (unradiogene) krustale Komponente hindeuten. In Übereinstimmung mit dieser Interpretation sind außerdem die absoluten Konzentrationen der untersuchten Elemente.

4.4. Granite, Sedimente und die Entwicklung der Kontinente

4.4.1. Allgemeines

Um die Entwicklung der Kontinente in der Zeit zu rekonstruieren, ist es notwendig, quantitative Informationen zu zwei Prozessen zu gewinnen:

- Zum Grad der geochemischen Differenzierung in einer Gesteinsserie, d.h. zum Grad der An- bzw. Abreicherung bestimmter Elemente.
- Zum Alter dieser Prozesse.

Die langlebigen Radionuklide (Tab. 1) liefern geochemische-isotopengeochemische und geochronologische Daten zu diesem Fragenkomplex. Ansätze, die Entwicklung der kontinentalen Kruste

im Laufe der Erdgeschichte zu rekonstruieren, entstammen unterschiedlichen Überlegungen und Fachdisziplinen und die in der Literatur vorhandenen Modelle divergieren dementsprechend (vgl. TAYLOR & McLENNAN 1985, Fig. 10.1). Zwei konträre Vorstellungen können überlegt werden:

– *Krustenwachstumsmodell*, irreversible Differenzierung (crustal growth model).

Nach dieser Vorstellung wächst das Volumen der Kontinente im Laufe der Zeit, kontinuierlich oder diskontinuierlich; wegen der geringen Dichte kann Krustenmaterial nicht mehr effektiv in den Mantel zurückgeführt und damit homogenisiert werden.

– *Krusten-Recycling-Modell* (auch steady-state model). Nach dieser Vorstellung ist die kontinentale Kruste sehr früh in der Erdgeschichte gebildet worden und sie wird seither kontinuierlich in den Mantel zurückgeführt und damit vermischt. Das Volumen der Kruste nimmt im Laufe der Zeit nicht zu.

Natürlich ist eine Kombination dieser beiden extremen Modelle möglich.

Die Isotopengeologie unterstützt klar ein kontinuierliches, oder quasi-kontinuierliches, Krustenwachstumsmodell (TAYLOR & McLENNAN 1985, Fig. 10.9). Ein verstärkter Zuwachs neuer Kruste zeichnet sich für das Spätarchaikum ab (ca. 3–2,5 Ga). Granite im weiteren Sinn (die mehr als drei Viertel der Plutonite der Oberkruste ausmachen) und klastische Sedimente (auch in metamorpher Form) liefern die wichtigsten Daten. Das U/Pb-System in Zirkon, das Lu/Hf-System in Zirkon und das Sm/Nd-System im Gesamtgestein sind u.a. besonders geeignet, die frühe Entwicklungsgeschichte der Kontinente zu entziffern. Maßgebend hierfür sind die weite Verbreitung und die Resistenz des Materials bzw. dieser genannten Systeme gegen sekundäre überprägende Prozesse.

Nd-Isotopenanalysen an Graniten und kontinentalen Sedimenten wurden vor allem in den Achtzigerjahren weltweit dazu verwendet, um Modelle für die Entwicklung der kontinentalen Kruste zu erstellen. Sm/Nd-Modellalter am Gesamtgestein fußen auf der Vorstellung, daß die letzte wesentliche Veränderung im Sm/Nd-Verhältnis bei der Extraktion von neuem Material aus dem Mantel stattfindet. Allgemein wird angenommen, daß spätere intrakrustale Prozesse wie partielle Schmelzbildung und hochgradige Metamorphose, Erosion und sedimentäre Wiederaufbereitung das Sm/Nd-Verhältnis nicht mehr beeinflussen. Sm/Nd-Modellalter werden daher als Hinweis auf jenes Entwicklungsstadium kontinentaler Gesteine aufgefaßt, als diese, oder ihre krustalen Vorläufer, aus dem Mantel gebildet wurden (Mantel-extraktionsalter \equiv Krustenverweilalter). Die Daten

werden in einem Diagramm $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, oder entsprechend ϵ_{Nd}^0 , gegen die Zeit (t, in Ga) dargestellt (siehe unten). Über das Re/Os-System kann für krustale Gesteine ebenfalls ein Mantel-extraktionsalter und analog für das entsprechende residuale Mantelreservoir ein „Schmelzextraktionsalter“ (melt depletion age) berechnet werden (WALKER et al 1989).

Der ϵ -Parameter (in gleicher Bedeutung auch für andere Systeme, wie Rb-Sr und Lu-Hf verwendet) ist die Übersetzung des $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisses in einfache, ganzzahlige Zahlen. Er gibt die Abweichung dieses Verhältnisses in Zehntelpromille-Einheiten vom chondritischen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis an und kann sowohl für die rezente (ϵ_{Nd}^0) als auch für die initiale Isotopenzusammensetzung (ϵ_{Nd}^1) berechnet werden (sofern das Alter der Probenserie ausreichend genau bekannt ist). In einem Diagramm ϵ_{Nd}^0 gegen die Zeit t entwickelt sich ein Material mit konstantem Sm/Nd also entlang einer Geraden, deren Steigung vom Sm/Nd-Verhältnis abhängt. Das Modellalter ergibt sich aus dem Vergleich des für eine Probe gemessenen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - (oder ϵ_{Nd}^0) und des zugehörigen Sm/Nd-Verhältnisses mit bestimmten Modellparametern (CHUR oder DM, siehe unten) nach der Formel:

$$T_{\text{CHUR}}^{\text{Nd}} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Probe}}^0 - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}^0}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Probe}}^0 - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}^0} + 1 \right]$$

oder

$$T_{\text{DM}}^{\text{Nd}} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Probe}}^0 - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{DM}}^0}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Probe}}^0 - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{DM}}^0} + 1 \right]$$

Darin bedeuten: λ = Zerfallskonstante für $^{147}\text{Sm} = 6,54 \times 10^{-12} \text{a}^{-1}$; 0 = heute; CHUR = chondritic uniform reservoir; DM = depleted mantle reservoir. Das einheitliche chondritische Reservoir (CHUR) hat sich im Laufe der Erdgeschichte mit einem konstanten $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis (0,1967) von $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,50675$ (vor 4,55 Ga; siehe Tab. 2.) zu $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$ (heute) entwickelt. Der Isotopenverhältniswert $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$ entspricht also $\epsilon_{\text{Nd}}^0 = 0$ (heute). Gesteine, deren Sm/Nd-Verhältnis bei der letzten chemischen Fraktionierung im Vergleich zur chondritischen Entwicklungslinie (Bulk Earth; Meteorite) zu niedrigeren Werten verschoben worden ist, entwickeln im Laufe der Zeit

negative, solche, deren Sm/Nd-Verhältnis erhöht worden ist, entwickeln entsprechend positive ϵ -Werte. Die entstehenden Bereiche bezeichnen wir als „enriched“ oder „depleted“. Die Nd-Entwicklungskurve für den abgereicherten Mantel = Depleted Mantle (DM), mit rezenten ϵ -Werten von ca. +10 (Mittelwert für MOR-Basalte), wird in der Literatur unterschiedlich konstruiert (vgl. NÄGLER & STILLE 1993). T_{DM}^{Nd} -Alter können für ein und dasselbe Gestein je nach dem angewendeten Modell mehrminder stark divergieren. Das einfachste Modell nimmt eine lineare Entwicklung in der Zeit für das „depleted mantle reservoir“ an (vgl. Abb. 4a). Ähnliche Überlegungen und Randbedingungen gelten für das Lu/Hf-System und, geochemisch antikorreliert sowie mit Einschränkung, auch für das Rb/Sr- und das Re/Os-System. Die Hauptunsicherheit bei der Interpretation von Sm/Nd-Modellaltern liegt in der Tatsache begründet, daß viele Sedimente und Granite Mischungen von Material aus verschiedenen Quellen darstellen. In all diesen Fällen gibt das Modellalter nur einen Mittelwert für die Verweilzeit des Materials in der kontinentalen Kruste bzw. ein Mindestalter für die älteren beteiligten Komponenten an. Eine kritische Betrachtung zu diesem Thema stellt die Arbeit von ARNDT & GOLDSTEIN (1987) dar.

4.4.2. Entwicklung der Kontinente

Auf der Suche nach den ältesten Gesteinen auf den Alten Schilden spielte lange Zeit das Gebiet um Goodthaab und Isua in SW-Grönland eine wichtige Rolle. Schon zu Beginn der Siebziger Jahre waren dort von MOORBATH et al. (1972) Granitgneise datiert worden (Amitsoq gneiss), die ein Rb/Sr-Isochronenalter von $3,7 \pm 0,1$ Ga aufwiesen. Zahlreiche weitere Untersuchungen ergaben, daß dieses Gebiet im Früharchaikum schon eine differenzierte kontinentale Kruste besaß, deren Bildung bis in die Zeit um 3,9 Ga zurückreichen dürfte. Neben Magmatiten wurden auch Metakonglomerate und Fe-reiche Sedimente entdeckt, die auf Anwesenheit von flüssigem Wasser schließen ließen. Nahezu alle wichtigen Isotopenmethoden: Rb-Sr, U-Pb, Sm-Nd, Lu-Hf, La-Ce wurden an diesen Gesteinen gewissermaßen getestet und gaben ziemlich gut konkordante Ergebnisse.

Als in höher differenzierten Gesteinen weit verbreitetes und darüber hinaus bei wiederholter sedimentärer Aufbereitung und metamorpher Überprägung sehr resistentes Mineral spielt Zirkon eine prominente Rolle bei der Datierung ältester gesteinsbildender Prozesse (z.B. DALRYMPLE 1991). Die Analyse

verschiedener Sieb- und Magnetfraktionen dieses Minerals mit der konventionellen U/Pb-Methode hatte sich schon seit den Fünfziger Jahren weltweit bewährt, barg jedoch oft auch unüberwindbare Hindernisse bei der Dateninterpretation in sich. Denn ähnlich wie Sm/Nd-Analysen am Gesamtgestein können U/Pb-Daten an Vielkorn-Aggregaten das Ergebnis einer Mischpopulation sein, die zwei oder mehr petrogenetischen Ereignissen entstammen. Einzelkörner können einen Schalenbau aufweisen, in dem die Kerne deutlich älter sind als die Ränder. Dieses Problem der Erfaßbarkeit isotopischer Inhomogenitäten im Kleinstbereich wurde durch die Entwicklung eines ganz neuen, des hochauflösenden Massenspektrometers SHRIMP in Canberra, Australien, überwunden (SHRIMP = sensitive high resolution ion microprobe). Mit Hilfe dieser Ionen-sonde konnten nun Bereiche von wenigen Zehnern Micron Ausdehnung *in situ* am polierten Mineral-korn analysiert werden. Es eröffneten sich mit einem Schlag ganz neue Möglichkeiten. Auch der isotopische Schalenbau komplex gebauter Zirkon-körner konnte nun im Detail aufgelöst werden.

Mit Hilfe dieser Analyse-methode erhielten FROUDE et al. (1983) nahezu konkordante U/Pb-Alter an detritischen Zirkonen aus klastischen Metasedimenten (Mt. Narryer quartzite) des westaustralischen Yilgarn-Kratons um 4,1–4,2 Ga. Diese Mineralalter legten nahe, daß sich schon wenige 100 Ma nach der Akkretion der Erde eine SiO₂-gesättigte Kruste gebildet haben mußte. COMPSTON & PIDGEON (1986) publizierten U/Pb-SHRIMP-Daten an Zirkon aus den dem Mt. Narryer benachbarten Jack Hills, die mit 4276 ± 6 Ma noch deutlich älter waren und die die ältesten heute bekannten kristallinen Komponenten auf unserer Erde darstellen.

Die (bisher) ältesten Isotopendaten an Gesteinen wurden aus dem Kanadischen Schild bekannt. BOWRING et al. (1989) publizierten ein Sm/Nd-Modellalter von 4,1 Ga an einem tonalitischem Gneis aus der Slave Province Nordkanadas. Dieses Datum belegt (besser als die Zirkone aus dem Yilgarn Block, deren Muttergesteine bis heute unbekannt sind) die Existenz eines an lithophilen Elementen angereicherten, und damit auch eines komplementären abgereicherten (DM) Reservoirs deutlich vor 4 Ga.

Die Ausdehnung solcher früharchaischer Kruste ist allerdings ein Punkt der Diskussion. Gerade für diesen sehr weit zurückliegenden Zeitabschnitt der Erdgeschichte stehen die beiden oben beschriebenen Modelle – Kontinuierliches Krustenwachstum gegen Krustenrecycling – in scharfem Gegensatz zueinander. Lu/Hf-Analysen an Zirkon, dem wichtigsten Mineral für die Rekonstruktion der Hf-Ent-

wicklungslinie auf der Erde, lieferten wesentliche Informationen zu dieser Frage. Da Zirkonkerne jüngere Überprägungsereignisse oft überleben, damit eindeutige Zeitinformationen zu den ältesten Komponenten geben, die ein Gestein beinhaltet, sollten jüngere Sedimente einen erkennbaren Anteil älterer Zirkone enthalten, falls, wie im steady-state-Modell gefordert, ein großer Anteil der Kontinente schon im Früharchaikum gebildet worden wäre. STEVENSON & PATCHETT (1990) analysierten mit der Lu/Hf-Methode zahlreiche Zirkonfraktionen aus Quarziten verschiedener archaischer Vorkommen (Kanadischer Schild, Grönland, Schottland, Südafrika), fanden jedoch keine markanten Unterschiede zwischen den Zirkonaltern und den zugehörigen Gesteinsaltern (Sm/Nd-Modellalter). Dies mag als wichtiger Hinweis dafür gelten, daß früharchaische Kruste auf wenige kleine Vorkommen beschränkt war und ist damit in guter Übereinstimmung mit einem quasi-kontinuierlichen Krustenwachstumsmodell.

Im Gegensatz zu mittel- und spätarchaischen Gesteinen enthalten proterozoische Sedimente oft einen ansehnlichen Anteil von Zirkonen mit spätarchaisch-frühproterozoischen Altern (TAYLOR 1990). Das ist ein Hinweis auf verstärktes Krustenwachstum in diesem Zeitraum. Die typischen felsischen Gesteine in den archaischen „greenstone belts“ sind Na-reiche Tonalite-Trondhjemite. K-reiche Granite (mit negativer Eu-Anomalie) treten in diesen Serien nur untergeordnet auf, sie dominieren die kontinentale Kruste jedoch ab dem Frühproterozoikum (CAMPBELL & TAYLOR 1983). Diese Granite i.w.S. werden auch als „sekundäre Granite“ bezeichnet, indem sie als ein Produkt intrakrustaler Schmelzbildungsprozesse angesehen werden und in der Folge wesentlich zur mechanischen Stabilisierung und damit der raschen Entstehung größerer kontinentaler Landmassen führten. Die Entwicklungskurve des Meerwassers, die im Frühproterozoikum einen drastischen erstmaligen Anstieg des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses zeigt, ist eindeutiges Indiz für dieses verstärkte Wachstum differenzierter, an lithophilen Elementen (wie Rb) stark angereicherter Kruste, was in der Folge zum verstärkten Eintrag von $^{87}\text{Sr}_{\text{rad}}$ über die kontinentalen Sedimente ins Meerwasser führte.

Wichtige Hinweise für den effektiven Krustenzuwachs, d.h. die Bildung neuer Kruste aus dem Mantel, im Laufe der letzten 3,5 Ga liefern die Sedimentgesteine. Abb. 3 zeigt eine Darstellung der stratigraphischen Alter verschiedener Sedimente gegen die entsprechenden Sm/Nd-DM-Modellalter ($T_{\text{DM}}^{\text{Nd}}$) nach TAYLOR & McLENNAN (1985). Nach den obigen Ausführungen datieren solche Alter den Zeitpunkt der Extraktion des Ausgangsmaterials aus dem Man-

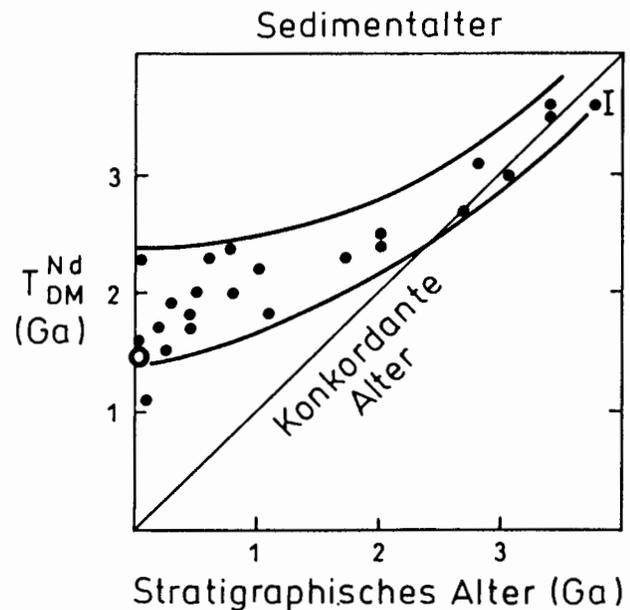


Abb. 3: Darstellung von $T_{\text{DM}}^{\text{Nd}}$ -Altern gegen das stratigraphische Alter verschiedener Sedimentgesteinsserien nach TAYLOR & McLENNAN (1985). Das zunehmende Abweichen der Modellalter von der konkordanten Alterslinie zeigt, daß die meisten jungen Sedimente durch krustales Recycling entstanden sind. I = Isua (Früharchaikum, Südgrönland). BRA bezeichnet einen Mittelwert für die Daten an rezenten Flußsedimenten und Schwebstoffen des Westatlantiks (siehe Text).

Fig. 3: Plot of $T_{\text{DM}}^{\text{Nd}}$ ages vs. stratigraphic ages of different sedimentary sequences (from TAYLOR & McLENNAN 1985). The increasing deviation of the model Nd ages from the concordant age line with decreasing time shows that most younger (Proterozoic to Phanerozoic) sediments are the result of crustal recycling. I = Isua. BRA = mean for recent British river sediments and particulates from the W-Atlantic (see text).

tel und nicht die Zeit der Ablagerung. Wie aus Abb. 3 deutlich zu erkennen ist, entfernen sich die Datenpunkte für die Modellalter in Richtung zu jüngeren Zeitabschnitten immer mehr von der konkordanten Linie, d.h. junge Sedimente weisen deutlich höhere DM-Modellalter auf als es dem Zeitpunkt ihrer (letzten) Sedimentation entspricht. Das Diagramm zeigt, daß viele Sedimente das Produkt wiederholten intrakrustalen Recyclings darstellen und daß damit der Zuwachs juveniler Kruste in jüngerer geologischer Zeit abgenommen haben muß.

Ein gutes Beispiel für diesen weltweiten Trend stellt der Datenpunkt BRA ganz links (auf der Ordinate) in Abb. 3 dar. Dieser Punkt repräsentiert sieben Analysen an rezenten Flußsedimenten aus Großbritannien sowie zwei Analysen an rezenten marinen Sedimenten (Schwebstoffe) des Westatlantiks (THÖNI et al. 1983). Die Geologie der Britischen Inseln variiert altersmäßig sehr stark: Das Alter der Gesteine liegt zwischen knapp 3 Ga im äußersten Nordwesten und Tertiär im Süden. Die analysierten Flußsedimente

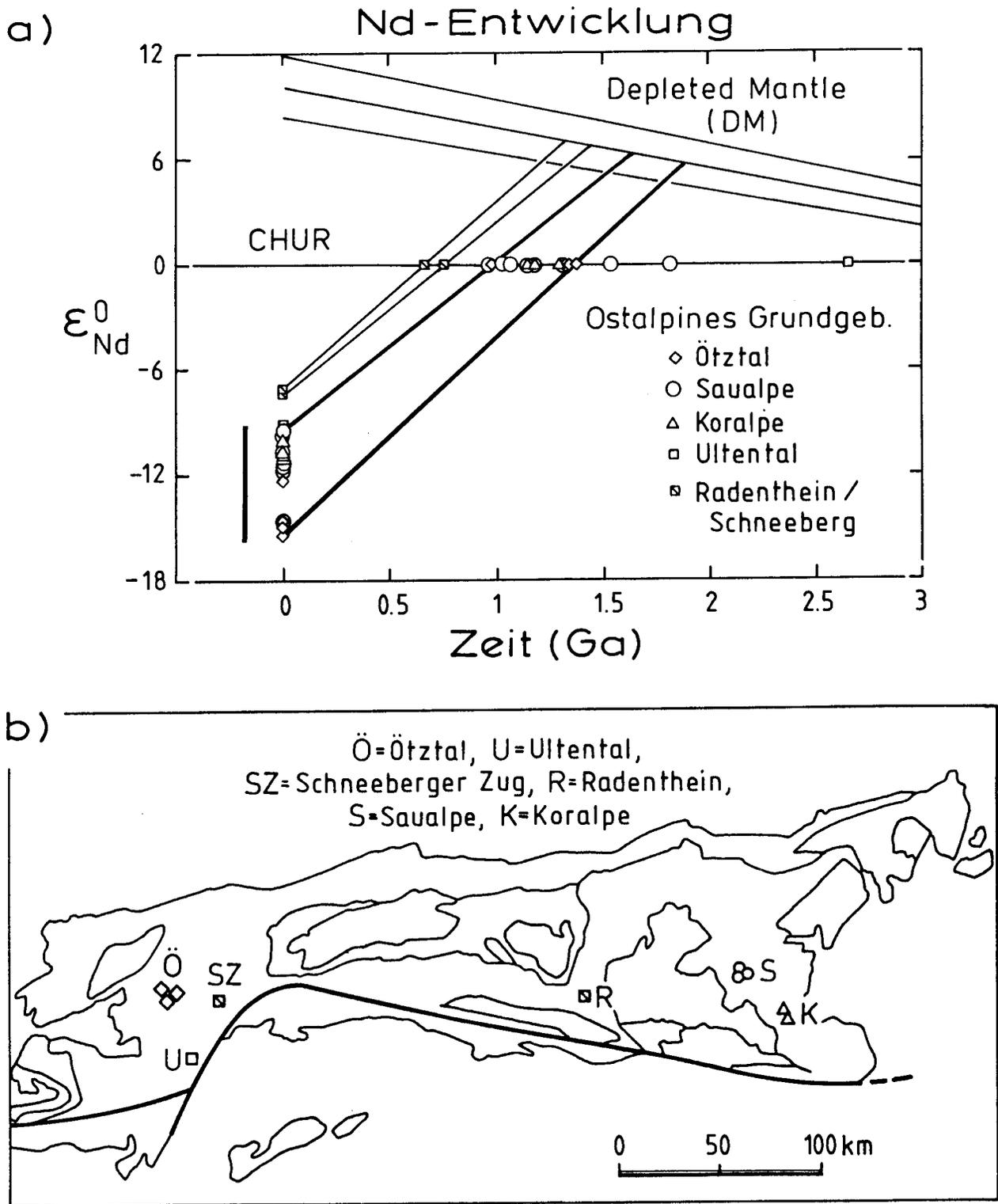


Abb. 4: Nd-Entwicklungslinien (4a) für Paragneise und Glimmerschiefer des polymetamorphen ostalpinen Kristallins (4b). Die DM-Modellalter häufen sich um $1,6 \pm 0,1$ Ga und weisen vielleicht auf ein krustenbildendes Ereignis im Mittelproterozoikum hin.

Fig. 4: Nd evolution curves (4a) for paragneisses and micaschists from the polymetamorphic Austroalpine basement (4b). The T_{DM}^{Nd} model ages concentrated around 1.6 ± 0.1 Ga probably document a major crust-forming event.

entstammen Einzugsgebieten mit ganz unterschiedlichen Gesteinsaltern. Trotz dieser ungleichen Voraussetzungen liefern alle untersuchten Proben nahezu idente, stark negative ϵ_{Nd}^0 -Werte und sehr ähnliche Krustenverweilalter um 1,5 Ga. Diese Daten sind weiters in guter Übereinstimmung mit Ergebnissen aus den großen Flußsystemen der Erde sowie an äolischen Sedimenten (z.B. GOLDSTEIN et al. 1984) und belegen die gute isotopische Durchmischung und die relativ lange Krustenverweilzeit der meisten jungen Sedimente auf der Erde. Der Zuwachs neuer Kruste im Phanerozoikum bleibt gering. Viele Autoren sind der Ansicht, daß gegen Ende des Archaikums etwa drei Viertel des heutigen Volumens der Kruste gebildet war. Daraus ergäbe sich ein effektiver Krustenzuwachs seit 2,5 Ga von maximal 1 km³/a. Abb. 4a zeigt Sm/Nd-Daten aus dem ostalpinen Grundgebirge in einem Diagramm ϵ_{Nd}^0 gegen die Zeit. Das analysierte Material sind polymetamorphe Paragneise und Glimmerschiefer; die Probenpunkte sind Abb. 4b zu entnehmen. Sie zeigen stark negative ϵ -Werte um -10 bis -15, typisch für altes, an inkompatiblen Elementen angereichertes Krustenmaterial. Die Schnittpunkte der Nd-Entwicklungslinien mit jenen des chondritischen Reservoirs CHUR bzw. des Depleted Mantle-Reservoirs liefern die entsprechenden Modellalter. Der Schnittpunkt mit dem DM-Reservoir kann als mittleres Krustenverweilalter des Gneis- und Glimmerschiefereduktes aufgefaßt werden, d.h. es ist der Zeitpunkt der Extraktion dieses Materials aus dem oberen Mantel. Dem Diagramm liegt eine lineare Entwicklung des DM-Reservoirs in der Zeit zugrunde (DM heute: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513114$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,222$; FAURE 1986). Es ist zu erkennen, daß die meisten Proben (mit Ausnahme von zwei Glimmerschiefern der Saualpe und eines Gneises aus dem Ultentalkristallin) mit ihren $T_{\text{DM}}^{\text{Nd}}$ -Altern einen relativ engen zeitlichen Bereich abdecken. Der Mittelwert für 18 Proben liegt bei $T_{\text{DM}}^{\text{Nd}} = 1,61 \pm 0,10$ Ga. Diese Zahl wird als mittleres Krustenverweilalter für wichtige Teile des ostalpinen Kristallins aufgefaßt und kann auf ein markantes krustenbildendes Ereignis im Mittelproterozoikum hinweisen. Deutlich ältere oder jüngere Komponenten sind selten.

Daß das letzte Sedimentationsalter der Gesteine auch im vorliegenden Fall deutlich jünger sein dürfte als ihr entsprechendes Krustenverweilalter (vgl. Abb. 3), zeigt sich am Beispiel der beiden Glimmerschieferproben aus der Radentheiner Serie bzw. dem Schneeberger Zug. Diese Serien werden aufgrund von Metamorphosedaten und stratigraphischen Vergleichen als mögliches Altpaläozoikum interpretiert. Die

Sm/Nd-Modellalter dieser beiden Proben sind ebenfalls proterozoisch, doch mit Werten von 1,29 bzw. 1,18 Ga deutlich jünger als das typische polymetamorphe Kristallin und können damit auf jüngere krustenbildende Ereignisse hinweisen.

5. Datierung überprägender Ereignisse

Zum Zweck der Überlegung zeitlicher Fragen werden die radiogenen Isotopenverhältnisse meist in einem xy-Diagramm, dem Isochronendiagramm, dargestellt. Dieses Diagramm liefert zugleich Informationen zur chemischen Fraktionierung (Mutter/Tochter) und zum Ausmaß bzw. Verlauf der isotopischen Homogenisierung und Entwicklung in einem untersuchten System. Der Betrachtungsmaßstab kann im km-m-Bereich oder im mikroskopischen Bereich (Mineralkorn) liegen. Wir sprechen von „internen“ Isochronen.

Radioaktives Mutterisotop (auf der Abszisse) und radiogenes Tochterisotop (auf der Ordinate) werden jeweils als Verhältnisse über einem stabilen Isotop des „Tochterelementes“ (jenes Element, das die radiogene Tochter beinhaltet) dargestellt. Dies u.a. auch deswegen, weil der primäre = initiale Anteil des radiogenen Isotops (z.B. ^{87}Sr , ^{143}Nd , ^{187}Os usw.; vgl. Tab. 2, 3) im System nicht bekannt ist und erst indirekt über die Regressionsgerade ermittelt wird. Wir unterscheiden Gesamtgesteins- und Mineralisochronen.

5.1. Gesamtgesteine

Die Datierung eines aufgrund von geochemisch-petrologischen und strukturellen Argumenten als kogenetisch interpretierten Intrusivkörpers kann z.B. über die Gesamtgesteinsanalyse versucht werden. Zwei wichtige Voraussetzungen müssen für die erfolgreiche Datierung erfüllt sein:

- ausreichende Fraktionierung, d.h. Variation in den Spurenelementverhältnissen des betrachteten Systems („spread“ in den Rb/Sr-, Sm/Nd-, Re/Os-Verhältnissen einer Probenreihe);
- vollständige (und ausreichend schnelle) isotopische Homogenisierung der radiogenen Tochter im betrachteten System zur Zeit der „Bildung“ des Gesteins (Kristallisation, Platznahme).

Sofern diese beiden Voraussetzungen erfüllt sind, kann eine Gesamtgesteinsisochrone als Zeitinformation auch dann signifikant sein, wenn das Ausgangsmaterial eine Mischung aus zwei oder mehreren geochemisch unterschiedlich differenzierten Komponenten darstellt. Dies trifft dann jedoch nicht mehr auf die Aussagekraft des Initialwertes zu (das ist der Durchstichpunkt der Regressionsgeraden durch die Ordinate).

Initialwerte an Material, das unmittelbar dem Erdmantel entstammt, haben vorrangige petrogenetische Aussagekraft. Stellt man verschiedene solche Initialwerte in einem xy-Diagramm gegen die Zeit dar, so erhalten wir ein Isotopenentwicklungsdiagramm: Es stellt die isotopische Entwicklung für ein bestimmtes Element auf der Erde dar (McCULLOCH & WASSERBURG 1978). Für das Sm/Nd-System beispielsweise lieferten Isochronen an archaischen Gesteinen aus Grönland, Schottland und Südafrika wichtige Informationen zur irdischen Nd-Entwicklung (HAWKESWORTH & CALSTREN 1984). Die Extrapolation dieser Entwicklungslinie in die Zeit 4,55 Ga vor heute zeigt, daß die Annahme eines chondritischen Anfangsverhältnisses für die Erde richtig ist. Initialwerte von Gesamtgesteinsisochronen, die deutlich abseits von diesen globalen Entwicklungslinien liegen, gelten als verändert. Im Rb/Sr-System etwa wird der Initialwert durch Metamorphoseeinflüsse relativ nach oben verschoben, Mischung von Krusten- und Mantelmaterial verschiebt das $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ -Verhältnis zu höheren, das $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis zu tieferen Werten (vgl. Tab. 3).

5.2. Mineraldatierung

5.2.1. Allgemeines

Mit Ausnahme des K/Ar-Systems und, für bestimmte Fälle, des U/Pb-Systems erfordert jede Isotopenanalyse an einem Mineral die Analyse einer zweiten zugehörigen Komponente (Mineral, Korn- oder Magnetfraktion, Gesamtgestein), um die Steigung einer Geraden im Isochronendiagramm zu konstruieren und damit ein Alter zu berechnen. Sofern eine – im Vergleich zu den analytischen Fehlern – ausreichend große Spreizung der Isotopenverhältnisse („spread“) gegeben ist, kann die errechnete Alterszahl als Hinweis auf die letzte isotopische Homogenisierung zwischen den beiden Komponenten gelten. Da jedoch ein und dasselbe Isotopensystem in verschiedenen Mineralien meist unterschiedlich resistent ist (vgl. Kap. 5.2.2.), sind gerade solche Zweipunktisochronen als Altershinweis vorerst mit großer Vorsicht zu behandeln. Ihre geochronologische Relevanz oder Bedeutungslosigkeit wird erst durch zusätzliche weitere Analysen, möglichst mit verschiedenen Systemen, überzeugend.

Minerale diskriminieren ganz unterschiedlich, je nach Kristallstruktur und -chemie, zwischen den in Tab. 1 aufgeführten Spurenelementen. Verteilungskoeffizienten, wie sie aus Mineralien, die im Gleichgewicht mit einer silikatischen Schmelze kristallisieren, ermittelt werden, sind eine Möglichkeit, das Verhal-

ten solcher Spurenelemente zu beschreiben. Die Verteilungskoeffizienten sind von Temperatur, Druck, Sauerstoffugazität und der chemischen Zusammensetzung der Schmelze abhängig. Aufgrund dieser Komplexität stimmen Analysenergebnisse an natürlichen Mineralien bei weitem nicht immer mit experimentell ermittelten Vorstellungen überein. Besonders komplex werden diese Vorgänge im Bereich der Metamorphose, wo Umverteilung und isotopische Homogenisierung im festen Zustand durch Diffusion oder über eine externe fluide Phase bewerkstelligt werden müssen.

Die Eignung eines Minerals für die Datierung mit einem gegebenen Isotopensystem steigt mit steigender „Affinität“ zur radioaktiven Mutter (relativ zur radiogenen Tochter). Beispiele sind etwa das Rb/Sr-System in Biotit, das U/Pb-System in Zirkon, das Re/Os-System in Molybdänit oder das Sm/Nd-System in Granat. Granat ist das einzige gesteinsbildende Mineral, das insbesondere in metamorphen Serien gleichzeitig eine wichtige Zeitinformation und Aussagen über die PT-Entwicklung zuläßt. Obwohl weltweit zahlreiche Analysen belegen, daß Granat oft hohe Sm/Nd-Verhältnisse und damit günstige Voraussetzungen für die Datierung mit dieser Methode aufweist, ist dies nicht immer so. Dies zeigt, wie komplex die Kontrolle der Spurenelementzusammensetzung in natürlichen Mineralien ist. Die relevanten Mechanismen sind noch nicht vollständig geklärt. Neben den oben genannten Faktoren und dem Gesteinschemismus können darüber hinaus externe Fluids, chemisch-mineralogisch-strukturelle Inhomogenitäten im Kleinbereich (microdomains) sowie submikroskopische Einschlüsse (fest, flüssig) im Mineral selbst als weitere wichtige, aber selten quantifizierbare Faktoren vermutet werden, die die effektive Spurenelement- und Isotopenzusammensetzung in Mineralkonzentraten beeinflussen.

Abb. 5 zeigt Ergebnisse an ultrareinen Granatseparaten (meist 100 mg-Probenmengen) aus verschiedenen Gesteinen der Ostalpen und der Böhmisches Masse, die mit der Sm/Nd-Methode analysiert wurden. Das Diagramm illustriert einige der oben angedeuteten Punkte. Generell ist eine negative Korrelation zwischen Nd-Konzentration und Sm/Nd-Verhältnis erkennbar. Dies ist eine generelle Erfahrung und kann u.a. mit der Präferenz dieser wenig elastischen Kristallstruktur für Kationen mit kleinerem Ionenradius erklärt werden (Sm hat einen kleineren Ionenradius als Nd). Die absoluten Gehalte beider Elemente sind jedoch nur sehr unklar mit dem Gesteinschemismus korrelierbar. Beispielsweise zeigen die Granate aus den Eklogiten des Ötztals (schraffierte Rautensignatur) niedrige bis hohe Nd-Gehalte

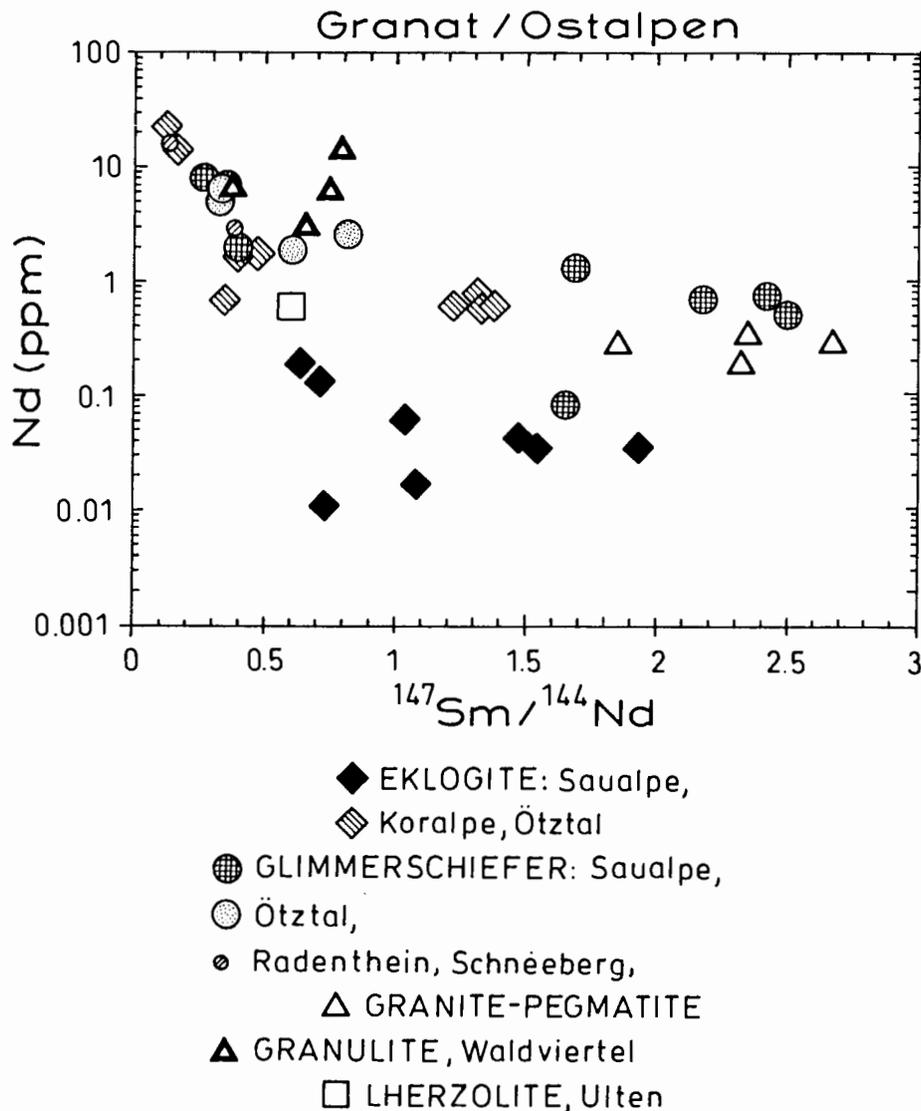


Abb. 5: Datenpunkte von Isotopenverdünnungsanalysen an Granatseparaten (100 mg-Proben) aus verschiedenen Gesteinen der Ostalpen und der Böhmisches Masse. Generell ist eine negative Korrelation zwischen Nd-Gehalt und Sm/Nd-Verhältnis zu erkennen. Nd-reiche Granate mit für die Datierung günstigen Sm/Nd-Verhältnissen (> 0.5) sind selten.

Fig. 5: Isotope dilution data for garnet separates (100 mg samples) for different lithologies from the Eastern Alps and the Bohemian massif. Generally, a negative correlation between Nd concentration and Sm/Nd ratio is recognizable. Nd-rich garnets with favourable Sm/Nd ratios (> 0.5) are rare.

und, damit negativ korreliert, hohe bis niedrige Sm/Nd-Verhältnisse. Die Granate aus den Eklogiten der Sausalpe zeigen extrem niedrige Nd-Gehalte, sie stammen aus metagabbroiden Gesteinen, die sehr stark an lithophilen Elementen verarmt sind. Die Granate aus den Glimmerschiefern der Sausalpe weisen, obwohl in einer Nd-reichen Matrix gebildet, keine hohen Nd-Gehalte, jedoch ausschließlich außergewöhnlich günstige (hohe) Sm/Nd-Verhältnisse auf. Ein Gegenbeispiel sind die Granate aus den Granuliten des Waldviertels, die bei noch ausreichend hohen Sm/Nd-Verhältnissen hohe Nd-Konzentrationen aufweisen. Das Diagramm demonstriert, daß der Gesteinschemismus allein kein ausreichendes Kriterium ist, um über Eignung oder Nichteignung eines Minerals für die Datierung zu entscheiden. *In situ*-Konzentrationsbestimmungen, etwa mit der Ionenmikrosonde, können für die Geochronologie eine wichtige Vorinformation liefern, sind jedoch für die Datierung bei niedrigen Spurenelementgehalten we-

der in Genauigkeit noch in der Reproduzierbarkeit ausreichend, da unter dem Binokular handgelesene Vielkornaggregate ganz anderen Beurteilungskriterien unterliegen als die Analyse einer wenige Zehnermikron großen, unter dem Rastermikroskop genau untersuchten Fläche.

5.2.2. Schließtemperatur und Bildungsalter

Die wesentliche Grundlage für die Interpretation von Altersdaten an Mineralien bildet das Konzept der Schließtemperaturen (DODSON 1973). Es besagt, daß ein spezifisches Isotopensystem in einem Mineral ab dem Unterschreiten eines mehrminder genau bekannten Temperaturintervalls als geschlossenes System betrachtet werden kann. Geochronologische Systeme können in diesem Sinne u.a. also auch als Geothermometer verwendet werden. Informationen zu den effektiven Schließtemperaturen erhält man von verschiedener Seite:

- aus zahlreichen regionalgeologischen Untersuchungen mit kombinierten thermobarometrischen und geochronologischen Ergebnissen;
- aus Bereichen der Kontaktmetamorphose;
- aus Tiefbohrungen;
- aus Diffusionsexperimenten im Labor.

Abb. 6 zeigt Schließtemperaturwerte aus der Literatur in einem Temperatur/Zeit-Diagramm, wobei, rein qualitativ, drei unterschiedliche Abkühlungsgeschwindigkeiten zugrunde gelegt werden (aus: THÖNI 1988, ergänzt). Dies soll veranschaulichen, daß der absolute Wert für die effektive Schließtemperatur variieren kann und unter anderem eine Funktion der Abkühlgeschwindigkeit ist (DODSON 1973). Sehr langsame Abkühlung verschiebt die Schließtemperaturen zu niedrigeren Werten. Das ist durch die leicht nach rechts geneigte strichlierte Linie auf Abb. 6 angedeutet, die durch drei auf den Abkühlkurven unterschiedlich hoch gesetzte Datenpunkte für das Mineral Biotit verläuft. Entsprechend dieser Abhängigkeit sind die Zahlen auf der Abszisse zu interpretieren: Sie könnten z.B. Biotitabkühlalter aus der variszischen Zone Mitteleuropas mit stark divergierenden Hebungsraten darstellen.

Die Aufzählung in Tab. 4 gibt eine Auswahl von mittleren Schließtemperaturwerten (in °C) der in Abb. 6 dargestellten Datenpunkte aus der Literatur. Die Unsicherheit auf diese Werte beträgt häufig etwa $\pm 50^\circ\text{C}$. Weitere Zeitinformationen zur thermischen Geschichte können das Sm/Nd-System in Titanit (> ca. 650°C) und vermutlich auch das Sm/Nd-System in Apatit liefern (THÖNI, unpubl. Daten).

Es ist anzunehmen, daß einer spezifischen Schließtemperatur eine analoge Öffnungstemperatur entspricht: jene Temperatur, bei der ein System in einem Mineral bei Wiederaufwärmung wieder zu einem offenen System wird: siehe den Datenpunkt „Öffnung“ links in Abb. 6. Der Punkt „Einstellung“ darüber deutet an, daß die spezifische Öffnungstemperatur bei durchschnittlichen Versenkungs- und Metamorphoseraten vermutlich überschritten werden muß, um das System vollständig auf die neuen Bedingungen einzustellen (resetting; THÖNI 1988 cum lit.).

Aus Abb. 6 geht hervor, daß es nur wenige Minerale gibt, mit denen man mit Hilfe eines inhärenten radiogenen Isotopensystems den Zeitpunkt der Kristallisation bei hohen Temperaturen, also den Temperaturpeak des Ereignisses erfassen kann. Die

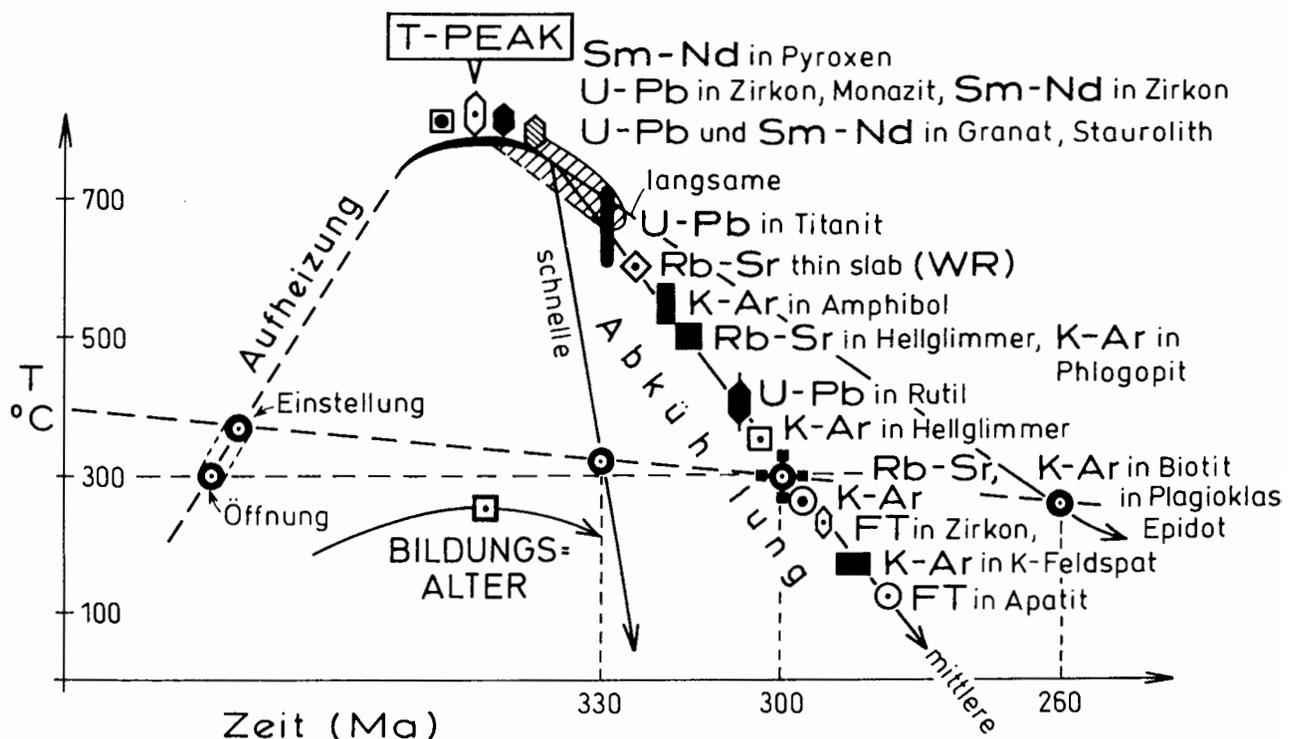


Abb. 6: Schließtemperaturwerte aus der Literatur auf einer hypothetischen Aufwärmungs- und Abkühlkurve. Das schraffierte Feld rechts vom Temperaturmaximum (T-Peak) deutet die Unsicherheit für die Schließtemperatur des Sm/Nd-Systems in Granat an (aus: THÖNI 1988, ergänzt).

Fig. 6: Closing temperatures from the literature along a hypothetical curve of increasing and falling temperatures. The hatched field to the right of the T-peak indicates the uncertainties for the closing temperature of the Sm/Nd isotopic system in garnet (from: THÖNI 1988, modified).

Tabelle 4: Schließtemperaturwerte (in °C) für mittlere Abkühlgeschwindigkeiten aus der neueren Literatur
Table 4: Some closure temperature values (°C) for geologically reasonable cooling rates

Isotopensystem / Mineral	Schließtemperatur (°C)	Literaturhinweis (Auswahl)
Sm-Nd in Klinopyroxen	≥ 800	SNEERINGER et al. 1984
U-Pb in Granat	ca. 800	MEZGER et al. 1988
U-Pb in Zirkon	≥ 750	TILTON et al. 1991
U-Pb in Monazit	725	PARRISH 1990
Sm-Nd in Zirkon	(≥ ca. 700)	v. QUADT 1992 (keine T-Angabe)
Sm-Nd in Granat	600, 900	MEZGER et al. 1992; COHEN et al. 1988
U-Pb in Staurolith	> 650	LANZIROTTI 1994 (Daten in Vorb.)
U-Pb in Titanit	670–500	MEZGER et al. 1991
Rb-Sr im Kleinbereich (WR)	ca. 600	THÖNI 1985
Rb-Sr in Muskowit	500	JÄGER et al. 1967
K-Ar in Hornblende	480	HARRISON 1981
K-Ar in Phlogopit	500	HARRISON et al. 1985
U-Pb in Rutil	420	MEZGER et al. 1989.
K-Ar in Hellglimmer	350–380	PURDY & JÄGER 1976
Rb-Sr und K-Ar in Biotit	300	ARMSTRONG et al. 1966
K-Ar in K-Feldspat	250	HARRISON et al. 1979
Zirkon FT (Spaltspuren)	≤ 250	HURFORD 1986
Apatit FT (Spaltspuren)	≤ 120	HURFORD 1986

meisten Systeme sind im Bereich > 600°C als offen zu betrachten und mit Hilfe weit verbreiteter Minerale wie etwa der Glimmer und Amphibole ist es nur möglich, einen Teil der Abkühlungsgeschichte zu rekonstruieren. Bildungsalter in sehr schwach metamorphen Serien können jedoch Hellglimmer liefern, die bei Bedingungen kristallisieren, die unter den Schließtemperaturen des Rb/Sr- oder gar des K/Ar-Systems liegen (vgl. Abb. 8). Für die Datierung hochmetamorpher (und magmatischer) Ereignisse eignet sich das U/Pb-System in Zirkon und Granat,

weitere das U/Pb-System in Monazit und vermutlich auch das Sm/Nd-System in Zirkon und in Pyroxen. Die Schließtemperaturwerte für das Sm/Nd-System in Granat sind ein Punkt der Diskussion in der neueren Literatur (vgl. TILTON et al. 1991). Die Angaben variieren zwischen 900°C (COHEN et al. 1988; vgl. auch VANCE & HOLLAND 1993) und 600°C (MEZGER et al. 1992), ja auch tiefere Werte sind bekannt (HUMPHRIES & CLIFF 1982; vgl. jedoch CORFU et al. 1993).

Abb. 7 zeigt den Versuch der Datierung der meta-

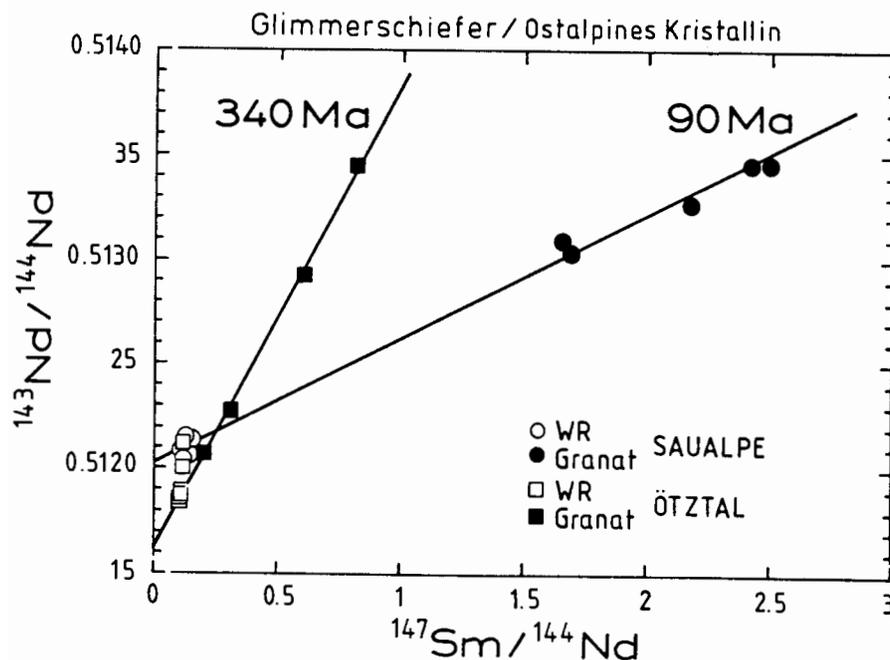


Abb. 7: Mittelwerte für Sm/Nd-Granatalter aus Glimmerschiefern zweier verschiedener Bereiche des ostalpinen Altkristallins (Saualpe, Ötztal). Die Proben aus dem Ötztal datieren das letzte, temperaturbetonte Stadium der variszischen Metamorphose, jene der Saualpe weisen auf eine kretazische amphibolitfazielle Prägung des Kristallins um 90 Ma hin.

Fig. 7: Mean Sm-Nd garnet ages for micaschists of two different parts of the Austroalpine basement (Ötztal Alps, Saualpe). The samples from the Ötztal Alps document the last temperature stage during pressure release of the Variscan metamorphism. The Saualpe samples, on the other hand, document a strong Cretaceous metamorphic event close to 90 Ma.

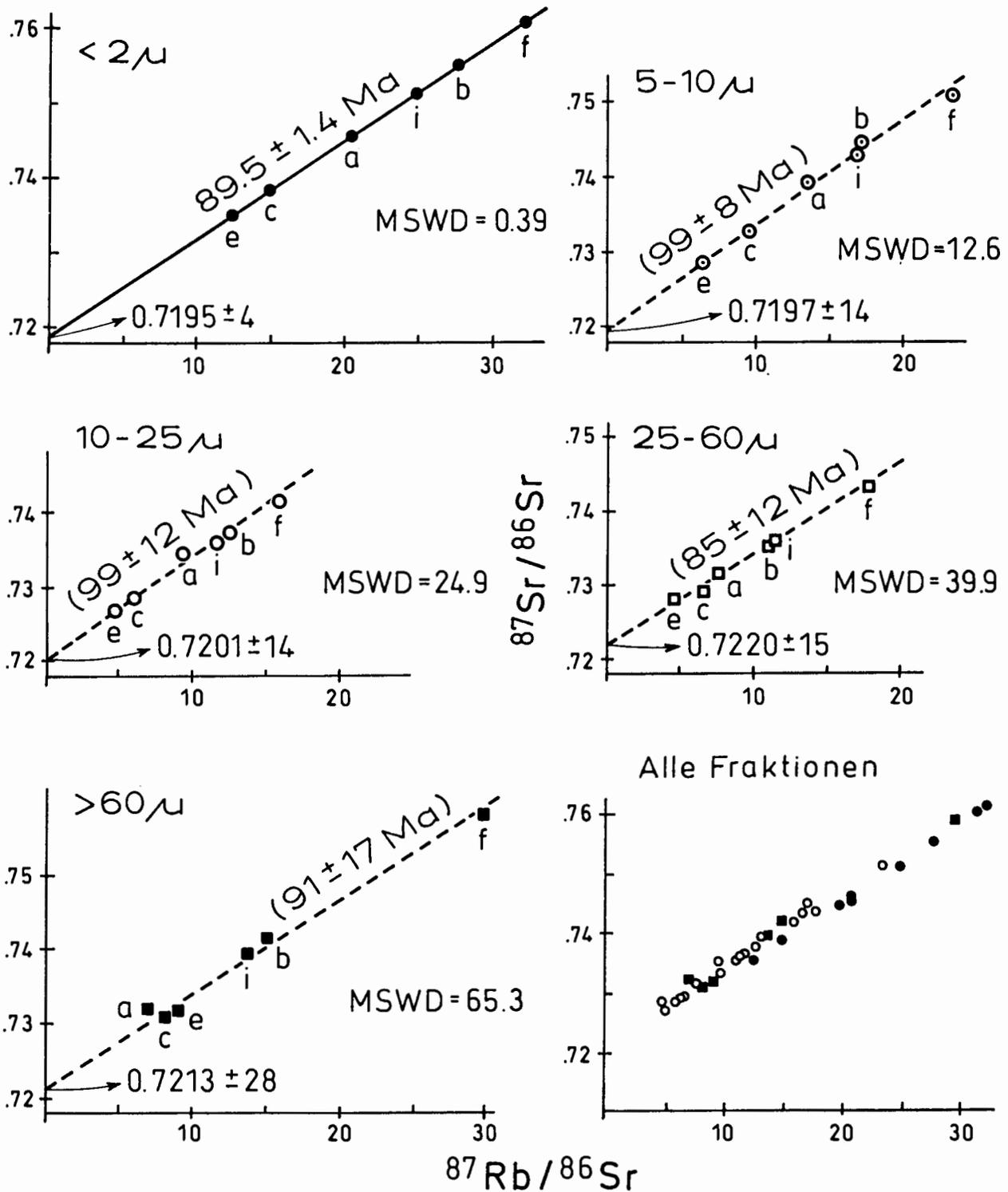


Abb. 8: Rb/Sr-Daten an hellglimmerreichen Feinfraktionen aus einem Mylonit des westlichen Ötztalkristallins. Die feinsten Fraktionen (< 2 μ) geben das Bildungsalter des Mylonits um 89,5 \pm 1,4 Ma an. Die Daten der anderen Fraktionen sind aufgrund der Beimengung von Porphyroklasten-Bruchstücken nur unter Vorbehalt als geochronologisch signifikant zu betrachten.

Fig. 8: Rb-Sr data for white mica-rich fine fractions from a mylonite of the western Ötztal Alps. The most fine-grained fractions (< 2 μ) probably document the time of mylonitization with an age of 89.5 \pm 1.4 Ma. The meaning of the "ages" for the other fractions is doubtful, due to incorporation of various amounts of porphyroclast material in the samples analyzed.

Tabelle 5: Rb/Sr-Daten an Feinfraktionen aus dünnen Scheiben eines schwachtemperierten Mylonits (T1521) aus dem westlichen Ötztalkristallin**Table 5:** Rb/Sr data on fine fractions from thin slabs of a low-grade mylonite, western Ötztal basement

Scheibe/Fraktion	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma_m$
a/ < 2 μ	171,0	33,05	20,539	0,74543 \pm 9
5–10 μ	158,8	34,52	13,398	0,73919 \pm 7
10–25 μ	125,7	38,82	9,422	0,73463 \pm 6
25–60 μ	111,3	42,89	7,552	0,73145 \pm 6
> 60 μ	124,7	51,97	6,984	0,73203 \pm 12
b/ < 2 μ	191,7	27,54	27,664	0,75494 \pm 11
5–10 μ	179,1	30,80	16,938	0,74457 \pm 6
10–25 μ	141,0	32,65	12,569	0,73729 \pm 7
25–60 μ	128,9	34,24	10,962	0,73536 \pm 8
> 60 μ	175,1	34,13	14,945	0,74152 \pm 7
c/ < 2 μ	143,9	38,30	14,905	0,73854 \pm 9
5–10 μ	128,8	39,61	9,463	0,73264 \pm 9
10–25 μ	89,0	42,89	6,035	0,72844 \pm 7
25–60 μ	98,1	43,88	6,501	0,72911 \pm 23
> 60 μ	122,3	43,58	8,166	0,73103 \pm 6
e/ < 2 μ	123,7	39,69	12,366	0,73521 \pm 6
5–10 μ	94,8	43,76	6,300	0,72866 \pm 10
10–25 μ	76,3	45,65	4,861	0,72690 \pm 5
25–60 μ	74,1	46,08	4,680	0,72814 \pm 8
> 60 μ	122,3	39,09	9,052	0,73110 \pm 10
f/ < 2 μ	177,2	21,94	32,111	0,76041 \pm 14
5–10 μ	184,6	23,13	23,274	0,75091 \pm 18
10–25 μ	133,4	24,60	15,800	0,74143 \pm 25
25–60 μ	151,3	24,98	17,641	0,74322 \pm 9
> 60 μ	166,5	22,00	29,900	0,75730 \pm 10
i/ < 2 μ	170,8	27,33	24,829	0,75085 \pm 11
5–10 μ	164,3	28,70	16,671	0,74299 \pm 10
10–25 μ	122,6	30,54	11,638	0,73607 \pm 6
25–60 μ	120,3	31,29	11,191	0,73568 \pm 5
> 60 μ	152,0	32,49	13,622	0,73922 \pm 5

morphen Prägung in zwei von der alpidischen Aufwärmung stark unterschiedlich erfaßten Bereichen des ostalpinen Grundgebirges, der Saualpe und des Ötztalkristallins, mit Hilfe des Sm/Nd-Systems in Granat. Das Problem der oben diskutierten Unsicherheit in der Schließtemperatur ist für die vorliegenden Fälle kaum relevant, da in beiden Gebieten die maximalen Metamorphosetemperaturen nicht wesentlich über 600°C gelegen haben dürften, für das genannte System/Mineral also wohl Bildungsalter zu erwarten sind. Die dargestellten Alterszahlen stellen Mittelwerte dar, Fehler sind daher nicht angegeben. Die individuellen Isochronenalterswerte für die einzelnen Granat-Gesamtgesteinspaare variieren zwischen 331 \pm 2 bis 343 \pm 1 Ma für das Ötztal und

zwischen 89 \pm 2 und 93 \pm 3 Ma für die Saualpe.

Die Granate aus dem Ötztalkristallin stammen aus sillimanitführenden Gesteinen (\pm Andalusit); sie zeigen keine nennenswerte alpidische Überprägung. Die Mineralparagenese dokumentiert ein spätes Entwicklungsstadium der Metamorphose im Zuge der Druckentlastung, vermutlich also den letzten Temperaturhöhepunkt vor dem Einsetzen der regionalen Abkühlung. Diese ist mit Rb/Sr-Altern an Hellglimmern (Schließtemperatur 500 \pm 50°C) im Zeitraum um 330/320–300 Ma erfaßt. Dagegen weisen die Granate aus dem Saualpenkristallin auf eine intensive altalpidische Metamorphose in Amphibolitfazies (mit Staurolith und Disthen) hin, deren letzter Höhepunkt etwa um 90 Ma erreicht war.

Abb. 8 schließlich soll einige Probleme bei der Datierung strukturbildender Prozesse illustrieren. Sie zeigt Rb/Sr-Daten an verschiedenen hellglimmerreichen Feinfraktionen aus einem Mylonit des westlichen Ötztalkristallins (Probe T1521; vgl. Abb. 4b). Die einzelnen Fraktionen der dargestellten Datenpunkte wurden aus angrenzenden, knapp zentimeterdicken Scheiben separiert, die den mineralogischen Lagerbau des Gesteins charakterisieren. Aus strukturellen Überlegungen geht hervor, daß die feinkörnigen Minerale ein Produkt dynamischer (Re-)kristallisation darstellen. Da die Temperaturen bei der Mylonitisierung knapp an der Grenze zur Grünschieferfazies lagen (THÖNI 1985), sind über das Rb/Sr-System an den neugebildeten Anteilen des Mylonits Bildungsalter zu erwarten. Das Gestein enthält aber auch noch einen geringen Anteil von Porphyroklasten, für die vollständige isotopische Homogenisierung jedenfalls in Frage steht.

Die Ergebnisse an den verschiedenen Kornfraktionen (Tab. 5) verdeutlichen das Verhalten des Rb/Sr-Systems bei intensiver Deformation aber gleichzeitig niedrigen Umgebungstemperaturen. Die Daten belegen, daß neben der Temperatur (Abb. 6) auch andere Faktoren wie das Einwirken einer fluiden Phase in Verbindung mit Verformungsvorgängen wesentlich für das Verhalten eines Isotopensystems verantwortlich sein können.

Die Kornfraktionen $< 2 \mu$ bestehen im wesentlichen aus Bruchstücken neugebildeter Hellglimmer; die Datenpunkte zeigen eine sehr gute Linearität („Fit“) und dieses Isochronenalter wird daher als das Alter der Deformation (Mylonitbildung) interpretiert. Mit steigender Korngröße jedoch wird die Variation in den Rb/Sr-Verhältnissen geringer und der Fit der Datenpunkte schlechter. Dies wird durch den MSWD-Wert (ein Maß für die Abweichung der Punkte von einer idealen Isochrone mit $MSWD \leq 1$) deutlich, der in größeren Kornfraktionen stark ansteigt. Dies kommt auch durch die großen Fehler für die einzelnen Regressionsgeraden zum Ausdruck. Die von den feineren zu den größeren Kornfraktionen sukzessive ansteigenden Initialwerte weisen auf zunehmenden Beitrag von (älterem) Porphyroklastenmaterial hin. Da es in den größeren Kornbereichen offensichtlich zu keiner vollständigen, zumindest aber zu keiner sehr regelmäßigen Isotopenhomogenisierung bei der Mylonitisierung kam, können diese in Klammern gesetzten Alterszahlen nur unter Vorbehalt als zeitlich signifikant betrachtet werden.

Das Isochronendatum von $89,5 \pm 1,4$ Ma für die feinste Fraktion ist in Übereinstimmung mit anderen Daten an Myloniten der weiteren Umgebung (THÖNI

1988). Es dokumentiert die ersten Stadien der Abscherung an der Front der ostalpinen Grundgebirgsdecken in der frühen Oberkreide, unmittelbar nach dem Überschreiten des letzten alpalidischen Temperaturhöhepunktes nahe 90 Ma (Abb. 7).

6. Schlußfolgerungen

1. Die langlebigen Radionuklide liefern in Verbindung mit Isotopenanalysen an stabilen Isotopen (z.B. an Sauerstoff) wichtige Informationen zu den globalen Differentiationsprozessen in Kruste und oberem Mantel und deren Entwicklung in der Zeit. Die hauptsächliche Zeitinformation geben das U/Pb-, Sm/Nd-, Rb/Sr-, Lu/Hf- und Re/Os-System.

2. Ausgehend von einer initialen isotopischen Zusammensetzung vor 4,55 Ga, wie sie an Stein- und Eisenmeteoriten gemessen wurde, haben sich im Laufe der Erdgeschichte zwei geochemisch und isotopengeochemisch deutlich unterscheidbare Reservoirs entwickelt: die ozeanische Kruste und die kontinentale Kruste. Der obere Erdmantel ist dabei sukzessive an lithophilen Elementen verarmt.

3. Die Ergebnisse der Isotopengeologie unterstützen ein quasi-kontinuierliches Wachstum dieser Reservoirs seit mehr als 4 Ga.

4. Die ältesten bekannten Minerale (Zirkone aus dem westaustralischen Yilgarn-Kraton) sind knapp 4,3 Ga alt, die ältesten Gesteine (4,1 Ga) stammen aus dem Kanadischen Schild.

5. Ein verstärktes Wachstum der Kontinente wird aufgrund verschiedener Untersuchungen vor allem für das Spätarchaikum deutlich. Seit dem Proterozoikum beherrschen intrakrustale Schmelzbildung und Sedimentrecycling die gesteinsbildenden Prozesse in den Kontinenten. Der Zuwachs an neuer Kruste aus dem Mantel nimmt ab.

6. Die Krustenverweilalter (Sm/Nd-Modellalter) an den polymetamorphen Sedimenten des ostalpinen Grundgebirges häufen sich um $1,6 \pm 0,1$ Ga. Dies kann auf ein krustenbildendes Ereignis im Mittelproterozoikum hindeuten.

7. Phanerozoische Überprägungsereignisse sind in diesen Gesteinen mit Hilfe der Mineraldatierung erfaßbar. Die alpidische Metamorphose erreichte in beachtlichen Teilen dieses alten Kristallins Temperaturen der Amphibolitfazies. Das Alter dieser Metamorphose ist mit Hilfe des Sm/Nd-Systems in Granat um 90 Ma datiert.

Dank. Diese Zusammenfassung entstand auf Anregung mehrerer Teilnehmer an der Veranstaltung „Tag der offenen Tür“ der Abteilung Isotopengeologie/Geochronologie an der BVFA Arsenal am 18. und 19. November 1992. Herrn Prof. E. Schroll möchte ich besonders für diese Anregung danken.

Herrn Prof. W. Kiesel (Wien) danke ich für die Durchsicht des Manuskriptes.

Die in Abb. 2, 4 und 5 dargestellten Analysen wurden u.a. auch an Probenmaterial folgender Kollegen durchgeführt: Ch. Hauzenberger, W. Höller, F. Koller, Ch. Miller, G. Monsberger, P. Peindl, R. Schuster, J. Schweigl.

7. Literatur

- ARMSTRONG, R.L., JÄGER, E. & EBERHARDT, P. (1966): A comparison of K-Ar and Rb-Sr ages on Alpine biotites. — *Earth Plan. Sci. Lett.*, **1**, 13–19, Amsterdam.
- ARNDT, N.T. & GOLDSTEIN, S.L. (1987): Use and abuse of crust-formation ages. — *Geology*, **15**, 893–895, Boulder.
- & GOLDSTEIN, S.L. (1989): An open boundary between lower continental crust and mantle: its role in crust formation and crustal recycling. — *Tectonophysics*, **161**, 201–212, Amsterdam.
- BOWRING, S.A., KING, J.E., HOUSH, T.B., ISACHSEN, C.E. & PODOSEK, F.A. (1989): Neodymium and lead isotope evidence for enriched early Archaean crust in North America. — *Nature*, **340**, 222–225, London.
- CAMPBELL, I.H. & TAYLOR, S.R. (1983): No Water, no Granites – no Oceans, no Continents. — *Geophys. Res. Lett.*, **10/11**, 1061–1064, Washington.
- CHEN, J.H. & WASSERBURG, G.J. (1983): The least radiogenic Pb in iron meteorites. — *Fourteenth Lunar and Plan. Sci. Conf. Abstracts, Part 1*, 103–104, Houston (Lunar and Planet. Inst.)
- COHEN, A.S., O'NIONS, R.K., SIEGENTHALER, R. & GRIFFIN, W.L. (1988): Chronology of the pressure-temperature history recorded by a granulite terrane. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**, 303–311, Heidelberg.
- COMPSTON, W. & PIDGEON, R.T. (1986): Jack Hills, evidence of more very old detrital zircons in Western Australia. — *Nature*, **321**, 766–769, London.
- CORFU, F., HEAMAN, L.M. & ROGERS, G. (1993): Timing of Archean metamorphism and Proterozoic reactivation in the Lewisian Complex, NW-Scotland: a U-Pb study of zircon, titanite and rutile. — *Terra Abstracts, EUG IV*, p. 384, Strasbourg.
- DALRYMPLE, G.B. (1991): *The Age of the Earth*. — 474 pp., Stanford (Stanford University Press).
- DePAOLO, D.J. (1983): The mean life of Continents: Estimates of continent recycling rates from Nd and Hf isotopic data and implications for mantle structure. — *Geophys. Res. Lett.*, **10/8**, 705–708, Washington.
- (1988): *Neodymium Isotope Geochemistry. An Introduction*. — 187 pp. Berlin-Heidelberg-New York (Springer Verlag).
- DODSON, M.H. (1973): Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**, 259–274, Berlin-Heidelberg.
- FAURE, G. (1986): *Principles of Isotope Geology*. — 589 pp., New York (John Wiley & Sons).
- FROUDE, D.O., IRELAND, T.R., KINNY, P.D., WILLIAMS, I.S. & COMPSTON, W. (1983): Ion microprobe identification of 4,100–4,200 myr-old terrestrial zircons. — *Nature*, **304**, 616–618, London.
- GOLDSTEIN, S.L., O'NIONS, R.K. & HAMILTON, P.J. (1984): A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. — *Earth Plan. Sci. Lett.*, **70**, 221–236, Amsterdam.
- HARRISON, T.M. (1981): Diffusion of ⁴⁰Ar in Hornblende. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, **78**, 324–331, Heidelberg.
- , ARMSTRONG, R.L., NAESER, C.W. & HARAKAL, J.E. (1979): Geochronology and thermal history of the Coast Plutonic Complex, near Prince Rupert, British Columbia. — *Canadian Jour. Earth Sci.*, **16**, 400–410, Ottawa.
- , DUNCAN, I., McDOUGALL, I. (1985): Diffusion of ⁴⁰Ar in biotite; temperature, pressure and compositional effects. — *Geochim. Cosmochimica Acta*, **49**, 2461–2468, New York – London.
- HAWKESWORTH, C.J. & CALSTREN, P.W.C. (1984): Radiogenic isotopes – some geological applications. [In:] HENDERSON, P. (ed.): *Rare Earth Geochemistry*, 375–421, Amsterdam (Elsevier).
- HUMPHRIES, F.J. & CLIFF, R.A. (1982): Sm-Nd dating and cooling history of Scourian Granulites, Sutherland. — *Nature*, **295**, 515–517, London.
- HURFORD, A. (1986): Cooling and uplift pattern in the Lepontine Alps, South Central Switzerland and an age of vertical movement on the Insubric fault line. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**, 413–427, Heidelberg.
- JACOBSEN, S.B. & WASSERBURG, G.J. (1979): The Mean Age of Mantle and Crustal Reservoirs. — *Jour. Geophys. Res.*, **84/B13**, 7411–7427, Washington.
- JÄGER, E., NIGGLI, E. & WENK, E. (1967): Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. — *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.*, **134**, 67 p., Bern.
- JAGOUTZ, E., PALME, H., BADDENHAUSEN, H., BLUM, K., CENDALES, M., DREIBUS, G., SPETTEL, B., LORENZ, V. & WÄNKE, H. (1979): The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. — *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, **10**, 2031–2050, USA.
- & WÄNKE, H. (1986): Sr and Nd isotopic systematics of Shergotty meteorite. — *Geochim. Cosmochimica Acta*, **50**, 939–953, London-New York.
- KURAT, G. (1988): Primitive meteorites: an attempt towards unification. — *Phil. Trans. R. Soc. London, A* **325**, 459–482, London.
- McCULLOCH, M.T. & WASSERBURG, G.J. (1978): Sm-Nd and Rb-Sr Chronology of Continental Crust Formation. — *Science*, **200**, 124–140,
- MEZGER, K., HANSON, G.N. & BOHLEN, S.R. (1988): U-Pb systematics of garnet: dating the growth of garnet in the Late Archean Pikwitonei granulite domain at Cauchon and Natawahunan Lakes, Manitoba, Canada. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**, 136–148, Heidelberg.

- , HANSON, G.N. & BOHLEN, S.R. (1989): High-precision U-Pb ages of metamorphic rutile: application to the cooling history of high-grade terranes. — *Earth Plan. Sci. Lett.*, **96**, 106–118, Amsterdam.
- , ESSENE, E.J. & HALLIDAY, A.N. (1992): Closure temperatures of the Sm-Nd system in metamorphic garnets. — *Earth Plan. Sci. Lett.*, **113**, 397–409, Amsterdam.
- , RAWNSLEY, C.M., BOHLEN, S.R., HANSON, G.N. (1991): U/Pb garnet, sphene, monazite and rutile ages: implications for the duration of high-grade metamorphism and cooling histories, Adirondack Mts., New York. — *J. Geol.*, **99**, 415–428.
- MILLER, Ch. & THÖNI, M. (1993): Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs. Rb-Sr isotope systematics. — (Manus in prep.).
- MOORBATH, S., O'NIONS, R.K., PANKHURST, R.J., GALE, N.H. & MCGREGOR, V.R. (1972): Further rubidium-strontium age determinations on the very early Precambrian rocks of the Godthaab district, West Greenland. — *Nature, Phys. Sci.*, **240**, 78–82, London.
- O'NIONS, R.K., EVENSEN, N.M. & HAMILTON, P.J. (1979): Geochemical Modeling of Mantle Differentiation and Crustal Growth. — *Jour. Geophys. Res.*, **84/B11**, 6091–6101, Washington.
- NÄGLER, T. & STILLE, P. (1993): Remarks on depleted mantle evolution models used for Nd model age calculation. — *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **73**, 375–381, Zürich.
- PARRISH, R.R. (1990): U-Pb dating of monazite and its application to geologic problems. — *Can. Jour. Earth Sci.*, **27**, 1431–1450, Ottawa.
- PURDY, J.W. & JÄGER, E. (1976): K-Ar ages on Rock-Forming Minerals from the Central Alps. — *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, **30**, 1–31, Padova.
- RINGWOOD, E. (1975): Composition and Petrology of the Earth's mantle. — 618 pp., New-York (McGraw-Hill).
- SNEERINGER, M., HART, S.R. & SHIMIZU, N. (1984): Strontium and samarium diffusion in diopside. — *Geochim. Cosmochimica Acta*, **48**, 1589–1608, New York.
- STEVENSON, R.K. & PATCHETT, P.J. (1990): Implications for the evolution of continental crust from Hf isotope systematics of Archean detrital zircons. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 1683–1697, London–New York.
- TAYLOR, S.R. (1990): Not mere scum of the Earth. — *Nature*, **346**, 608–609, London.
- & McLENNAN, S.M. (1985): The Continental Crust: its Composition and Evolution. — 312 pp., London (Blackwell).
- THOMPSON, A.B. (1991): Petrology of a dynamic Earth's Mantle. — *Eclogae geol. Helv.*, **84/2**, 285–296, Basel.
- THÖNI, M. (1985): Die Rb/Sr-Kleinbereichsisochronen-Methode—ein unverlässliches Instrument zur Datierung geologischer Ereignisse in polymetamorphen Gebieten? — Habilitationsschrift, Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 214 S., Wien.
- (1988): Rb-Sr Isotopic Resetting in Mylonites and Pseudotachylites: Implications for the Detachment and Thrusting of the Austroalpine Basement Nappes in the Eastern Alps. — *Jb. Geol. B.-A.*, **131/1**, 169–201, Wien.
- , MILLER, R.G. & O'NIONS, R.K. (1983): Nd-Isotopic Study of British River sediments and particulates from the W. Atlantic. — *Terra cognita*, **3**, 132, Strasbourg.
- & JAGOUTZ, E. (1992): Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, southeastern Austria). — *Geochim. Cosmochimica Acta*, **56**, 347–368, New York – London.
- TILTON, G.R., SCHREYER, W. & SCHERTL, H.-P. (1991): Pb-Sr-Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira Massif, Western Alps, Italy—II: what is the age of the ultrahigh-pressure metamorphism? — *Contrib. Mineral. Petrol.*, **108**, 22–33, Heidelberg.
- VANCE, D. & HOLLAND, T. (1993): A detailed isotopic and petrological study of a single garnet from the Gassetts Schist, Vermont. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, **114**, 101–118, Heidelberg.
- WALKER, R.J., CARLSON, R.W., SHIREY, S.B. & BOYD, F.R. (1989): Os, Sr, Nd, and Pb isotope systematics of southern African peridotite xenoliths: Implications for the chemical evolution of subcontinental mantle. — *Geochim. Cosmochimica Acta*, **53**, 1583–1595, New York – London.
- WÄNKE, H., DREIBUS, G. & JAGOUTZ, E. (1984): Mantle Chemistry and Accretion History of the Earth. — [In:] KRÖNER, A., HANSON, G.N. & GOODWIN, A.M. (eds.): *Archaean Geochemistry*, 1–24, Berlin Heidelberg (Springer).
- WILSON, M. (1989): *Igneous Petrogenesis*. — 466 pp., London (Unwin Hyman).
- ZINDLER, A., JAGOUTZ, E. & GOLDSTEIN, S. (1982): Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three-component mantle: a new perspective. — *Nature*, **298**, 519–523, London.

Kristallingeröle in Liasbuntkalken der Lechtaler Alpen

Exotic cristalline components in Liassic Cephalopod Limestones
of the Northern Calcareous Alps

Magnus LANTSCHNER*, Richard LEIN* & Martin THÖNI*

mit 2 Abbildungen und 1 Tafel
with 2 figures and 1 plate

Schlüsselwörter:

Nördliche Kalkalpen
Tirol/Vorarlberg
Adneter Kalk
Kristallingeröle

Keywords:

Northern Calcareous Alps
Tyrol/Vorarlberg
Adnet Limestone
Cristalline Cobbles

Herrn Prof. Dr. H. MOSTLER
zum 60. Geburtstag gewidmet

Adresse der Autoren:

Authors address:

* Institut für Geologie der Universität Wien
Geozentrum, Althanstraße 14
A-1091 Wien

Mitt. Ges. Geol.- Bergbaustud. Österr.

Bd. **39/40**

S. 211–220

Wien 1996

Inhalt

1. Zusammenfassung, Abstract	213
2. Einleitung	213
3. Fundpunkt	213
4. Schichtfolge des Lias	214
4.1. Hierlatzbasiskalk	214
4.2. Adnet Kalk	214
4.3. Allgäuschichten	214
4.4. Ziegelrotserie / debris flow	214
5. Petrographie der Kristallin-Komponente	217
6. Detritische Quarze im Crinoidenmikrit	217
7. Diskussion	217
8. Literatur	218

Contents

1. Zusammenfassung, Abstract	213
2. Introduction	213
3. Finding place	213
4. Stratigraphic sequence	214
4.1. Hierlatzbasiskalk	214
4.2. Adnet Limestone	214
4.3. Allgäu Formation	214
4.4. Adnet Marls	214
5. Petrography of the exotic crystalline components	217
6. Detritic quartz grains in crinoidal limestones	217
7. Discussion	217
8. References	218

1. Zusammenfassung

Es wird von einem Fund exotischer Gerölle berichtet, welche in Liasbuntkalken der Lechtaler Alpen (Arlberggebiet) auftreten. Aufgrund ihrer petrographischen Analogie zu Gesteinen der Phyllitgneiszone wird eine Herkunft der Gerölle aus dem Sockelbereich der Kalkalpen vermutet. Weiters wurden in Buntkalken desselben Gebietes den ganzen Jura hindurch kleine Mengen windverfrachteter Quarze ($\varnothing < 0,02$ mm) festgestellt.

Dader Fund cm-großer Glimmerschieferstücke in Liasbuntkalken keinen Einzelfall darstellt, sondern ähnliche Funde aus demselben stratigraphischen Niveau auch aus anderen Teilen der Nördlichen Kalkalpen bekannt sind, wird die Frage nach dem Herkunftsgebiet diskutiert. Als plausibelste Erklärung erscheint ein im Lias erfolgtes transpressives Hochschürfen von Teilen des kalkalpinen Basements, das entlang großer Transformstörungen erfolgt sein dürfte.

Abstract

New findings of exotic cobbles embedded in Jurassic Limestones from the Lechtal Alps (Arlberg Area) are reported. Petrographic-microstructural characteristics and mineralogy of these rocks compare well with the crystalline units as exposed in the nearby "Phyllitgneiszone". For this reason, derivation of the exotics from the former basement of the Northern Calcareous Alps (NCA) seems probable. Furthermore, in most of the Jurassic Red Cephalopod Limestones from the wider area of investigation, small but consistent amounts of wind-blown quartz grains (< 0.02 mm) have been observed.

Findings of cm-sized micaschist detritus have earlier been reported also from other parts of the NCA and from well comparable stratigraphic levels. Therefore, the question about the derivation of such basement components is discussed here. We propose transpressive exhumation and subsequent erosion of parts of the NCA's crystalline basement during the Liassic as one possibility, which may have been active along major E-W striking transform faults.

2. Einleitung

Im Rahmen einer Kartierungsübung des Geologischen Institutes der Universität Wien wurden im Sommer 1992 im Grenzbereich zwischen Tirol und Vorarlberg (nordöstlich des Flexenpasses) Kristallingerölle entdeckt, welche in Liasbuntkalken eingebettet sind. Eine zur gleichen Zeit laufende und nunmehr abgeschlossene Diplomarbeit (LANTSCHNER 1994), welche eine

Bearbeitung der Sonderentwicklung der Juraschichtfolge dieses Raumes zum Ziel hatte, gab nähere Hinweise zur stratigraphischen Position des Schichtverbandes, der diese exotischen Gerölle enthält. Im Rahmen dieser Arbeit wurden in Jurabuntkalken weitere Profile zwar keine Kristallingerölle, jedoch verbreitet detritische Quarze entdeckt, die den Schluß auf ein nicht allzu entferntes kristallines Hinterland nahelegen.

Vor dem Hintergrund derartiger geodynamischer Implikationen scheint eine Diskussion des Fundes vor allem deshalb wichtig, weil es mancherlei Hinweise für das Vorhandensein von exotischen Geröllen in kalkalpinen Juraablagerungen gibt. Doch sind diese entweder umstritten, ähnlich jenen, welche DIENER (1885:31) aus dem Rofengebirge erwähnt hat, oder nicht näher dokumentiert wie jene, welche PLÖCHINGER (pers. Mitt.) vor längerer Zeit in Liasbuntkalken des Osterhorn-Tirolikums entdeckt hat.

3. Fundpunkt

Der auf markierten Wegen von Lech bzw. von Zürs aus leicht erreichbare Fundpunkt (Abb. 1) befindet sich im Bereich der Lechtal-Decke, unmittelbar nördlich der Krabachjoch-Deckscholle. Das Gebiet wird dominiert von flachen, westvergenten Überschiebungen, die ältere ESE-WNW streichende Strukturen überprägen, deren südlicher Teil abgesenkt wurde (HELMCKE 1975: 205). Die Juraschichtfolge dieses Raumes zeichnet sich durch eine besonders geringmächtige Sonderentwicklung aus (KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959, KINDLE 1983).

Jene Buntkalke, welche die erwähnten Kristallingerölle enthalten, stehen südlich der Wösterspitze in unmittelbarer Nähe des Bockbachsattels auf der dem Ochsenzümpel zugewandten Seite an. Dort ist in einem schleifenden Geländeverschnitt weitflächig der Kontakt zwischen Oberrhätalkalk und dem hier ungewöhnlich massig ausgebildeten Adneter Kalk besonders gut aufgeschlossen. Der Adneter Kalk ist an dieser Stelle zwar sehr fossilreich (Crinoiden, Lamellibranchiaten, Gastropoden und Belemniten), jedoch arm an Ammoniten, von denen kein einziges Exemplar in körperlicher Erhaltung herauspräpariert werden konnte.

Eingebettet in einer endogen brekziösen Buntkalkmatrix finden sich an dieser Stelle vereinzelt plattige Glimmerschieferkomponenten unterschiedlicher Größe (max. 7 cm), deren Ecken abgerundet sind und deren Oberfläche keine Kritzspuren aufweist.

In unmittelbarer Nähe keilen die Allgäuschichten von Osten nach Westen aus, die Adneter Kalke in distalerer Position (liegend der Allgäuschichten) sind deutlich knollig-bankig ausgebildet. Die Fortsetzung nach We-

sten hin ist nicht aufgeschlossen. Das genaue stratigraphische Alter der Brekzie konnte also aufgrund fehlender Fossilien nicht bestimmt werden, sodaß auf analoge Profile dieses Raumes (s.u.) weiterverwiesen werden muß. Die Lithofazies deutet auf Sinemur oder Pliensbach hin, ohne daß jedoch die stratigraphische Position näher eingengt werden kann.

Unmittelbar im Hangenden des massigen Adneter Kalkes folgt bereits malmischer Steinmühlkalk, was als Hinweis auf tektonische „Erosion“ durch horizontale Bewegungen an den Schichtgrenzen zu sehen ist.

4. Schichtfolge des Lias

Die folgende Beschreibung der aus zahlreichen Detailprofilen der näheren Umgebung des Fundpunktes abgeleiteten Liasschichtfolge (LANTSCHNER 1994) erfolgt in stratigraphischer Reihenfolge:

4.1. Hierlatzbasiskalk

Die Schichtfolge des Juras beginnt in den Nordkalkalpen immer wieder mit einem massigen grauen, crinoidenführenden Kalk. In Anlehnung an BÖHM (1992) wird diese maximal 6 bis 7 m mächtige Entwicklung als Hierlatzbasiskalk bezeichnet. Der makroskopisch schwer vom liegenden Oberrätkalk zu trennende Hierlatzbasiskalk besteht aus Wacke- bis Packstones mit Crinoiden und Schwammnadeln als Hauptkomponenten. Daneben treten Brachiopoden, Gastropoden, Ostracoden, Ammoniten und rotaliide Foraminiferen auf. Für die Interpretation wichtig sind Glaukonitvorkommen, die diffus (? in Grabgängen) in der Matrix verteilt sind.

Zur Genese dieses Kalkes (Karbonatgehalt 90%) kann nur eine langsame Sedimentationsrate (Glaukonit, Kondensationshorizonte) als sicher angegeben werden. Es handelt sich sicher nicht um eine Tiefseesediment, eine Ablagerung unterhalb der Wellenbasis scheint wahrscheinlich.

4.2. Adneter Kalk

Diese auffallende Schwellenfazies besteht aus 6-10 m mächtigen, roten Kalken die unterschiedlich gut gebankt

sind. Es handelt sich um biodetritische Wackestones, selten Floatstones, sehr feinkörnig und gut sortiert. Neben den sehr häufigen rotaliiden Foraminiferen treten Gastropoden, Schalenreste und Ostracoden auf. Crinoidenstielglieder sind stets eisenimprägniert, wodurch die Maschentextur betont wird. Hartgrundklasten und andere hydrogene Vererzungen sind häufig.

Neben ausgesprochenen Knollenkalken mit guter Bankung (Kälbergümple) treten auch massige Rotkalken mit wechselnd brekziösem Charakter auf. Diese Brekzien setzen sich zusammen aus gut gerundeten Kalkknollen in Adneter Kalk-Fazies, aus nicht oder nur schlecht gerundeten Komponenten mit Material aus dem stratigraphisch Liegenden (Oberrätkalk, Hierlatzbasiskalk) sowie aus den oben bereits erwähnten Kristallingeröllen.

4.3. Allgäuschichten

Der klassischen Einteilung der Jura-Faziesbereiche folgend repräsentieren die Allgäuschichten die Beckensedimentation, deren Ablagerungstiefe bereits JACOBESHAGEN (1965) als nicht sehr hoch einschätzt. Die Allgäuschichten bestehen aus einer geschichteten Kalk-Mergelwechselfolge mit lagigem und knolligem Homstein. Beeindruckend ist die schwankende Mächtigkeit, die im kartierten Gebiet von 0-80 m reicht. Die Hauptmasse der Kalke besteht aus feinkörnigen Mudstones, selten sind Komponenten wie Foraminiferen, Schwammnadeln, Pellets oder Ammoniten. Durch die genaue Kartierung konnte eine proximale Fazies abgetrennt werden, welche Rotfärbung und Fossilreichtum von den normalen Allgäuschichten unterscheidet (LANTSCHNER, 1994).

Während aus benachbarten Gebieten Kalkarenite, debris flows und Megabrekzien beschrieben sind (KINDLE 1983), finden sich im Gebiet östlich des Flexenpasses keine Hinweise auf Sedimenttransport.

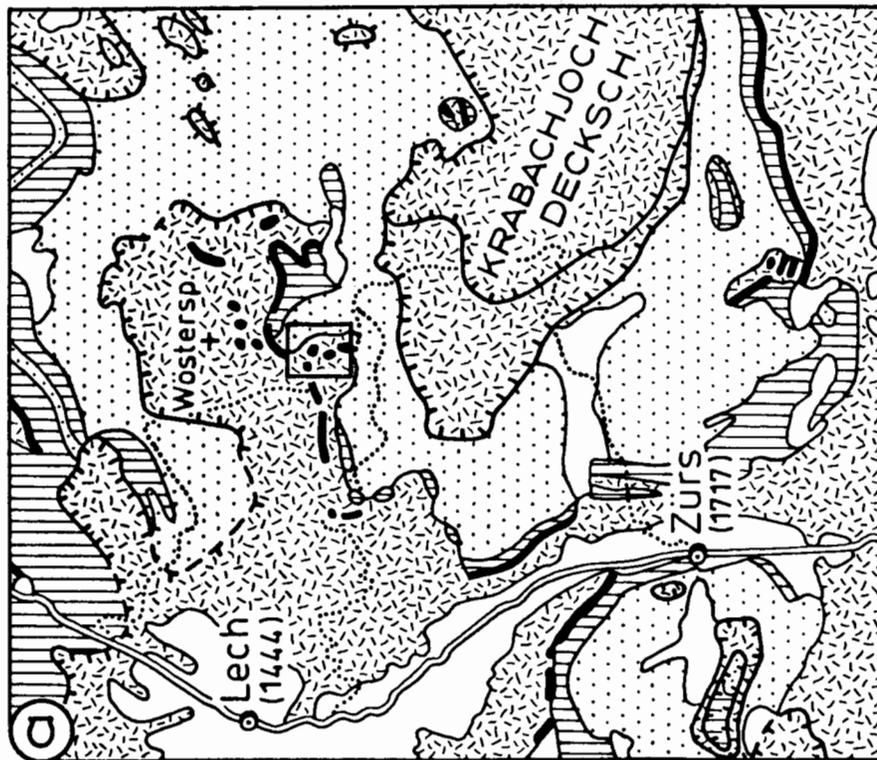
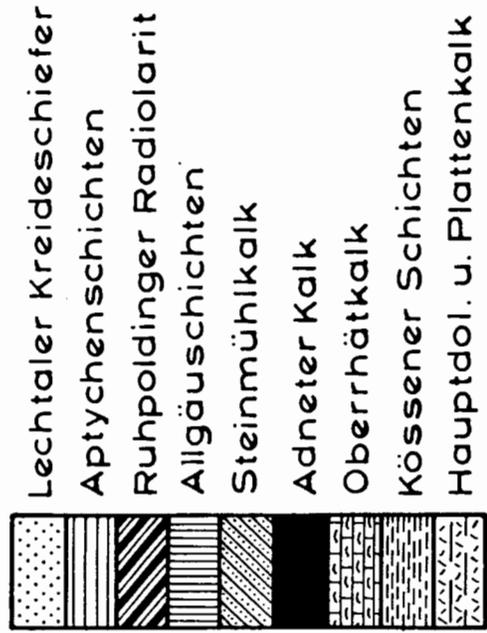
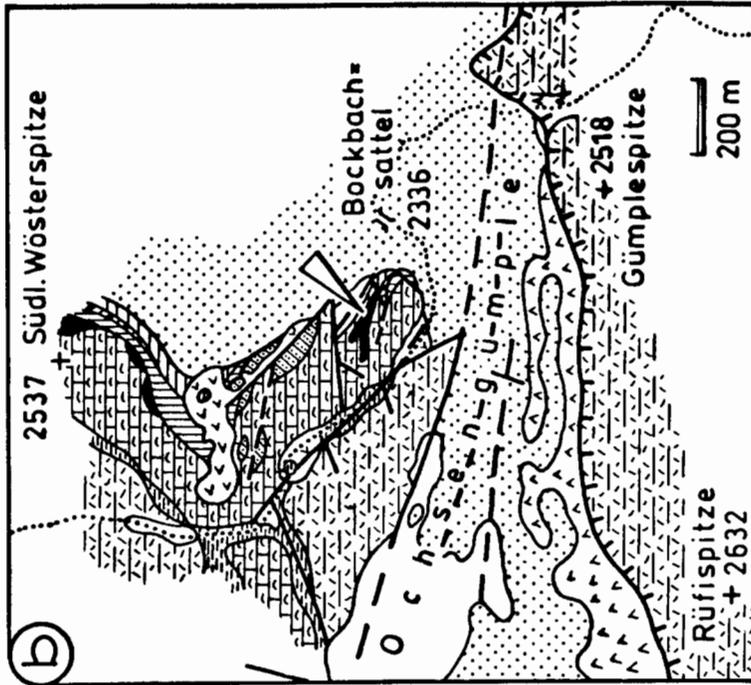
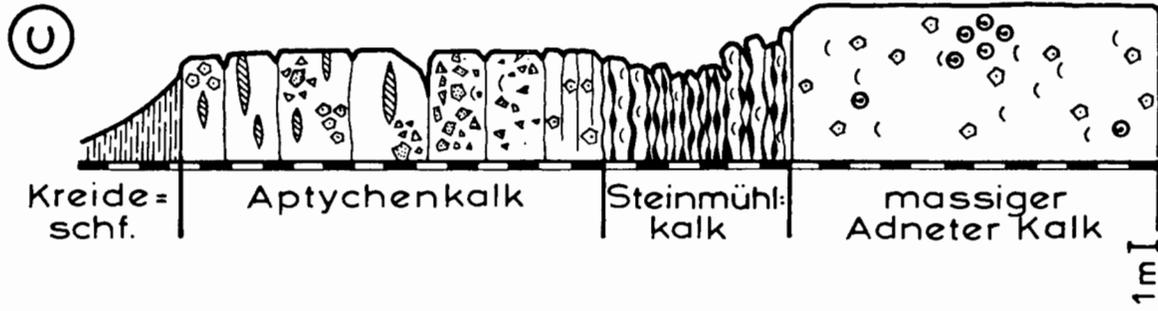
4.4. Ziegelrotserie / debris flow

Die Adneter Mergel, die in den westlichen Nordkalkalpen nach HUCKRIEDE (1959) als Ziegelrotserie bezeichnet werden, reichen, durch Ammonitenfunde

Abb. 1 (rechts): Lageskizzen und Profil vom Fundpunkt der in Adneter Kalken eingebetteten exotischen Kristallin-Gerölle.
 a.) Geologische Übersichtsskizze des Arlberggebietes nach AMPFERER (1932, vereinfacht) mit dem eingerahmten Fundgebiet (S Wösterspitze).
 b.) Detailaufnahme des Fundgebietes nach einer unveröffentlichten Kartierung (SCHUSTER & SCHROFFENEGGER 1990).
 c.) Profil südl. Wösterspitze mit Juraabfolge in Schwellenentwicklung. Die exotischen Komponenten stammen aus dem „massigen Adneter Kalk“.

Fig. 1 (right): Sketch map and profile of the Adnet Limestones containing crystalline components.

a.) Geological map of the Arlberg-region (AMPFERER 1932, simplified) with the finding locality.
 b.) Detailed map of the finding locality (SCHUSTER & SCHROFFENEGGER 1990, unpublished).
 c.) Columnar section "Southern Wösterspitze" with a condensed Jurassic sequence. The exotic crystalline cobbles are embedded in the massive Adnet Limestone.



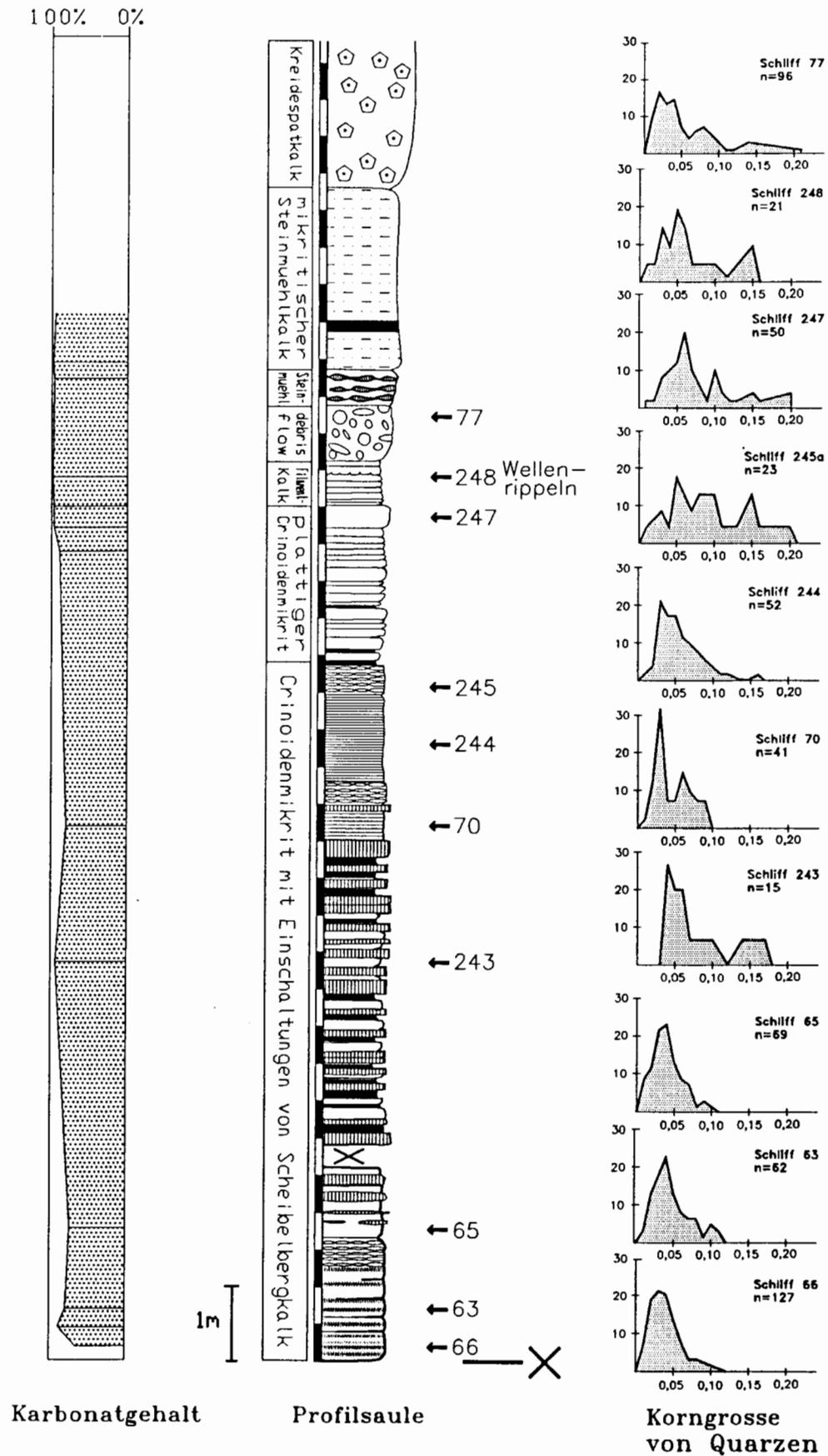


Abb. 2: Karbonatgehalt, Profilsäule und Korngrösseendiagramme detritischer Quarze der Juraentwicklung im oberen Almajurtal.
 Fig. 2: Contents of carbonate, profile column and grain size of detritic quartz of the Jurassic sequence in the upper Almajurtal.

bestätigt, vom O.Pliensbach bis ins O.Toarc. In den ziegelroten Kalkmergeln (64% Karbonat) stecken Kalkknollen, die meist Ammonitensteinkerne darstellen. In Zusammenhang mit der Ziegelrotserie steht ein matrixgestützter debris flow. Dieser enthält schlecht sortierte, gerundete Komponenten aus dem stratigraphisch Liegenden in einer ziegelroten Matrix. Bei schwankender Mächtigkeit (max. 2 m) ist er hier im Hangenden des Adneter Kalks stets entwickelt, während er in Profilen mit Allgäuschichten fehlt. Neben Komponenten der oben genannten Schichtglieder führt er häufig Eisen-Mangan-Krusten und -knollen.

5. Petrographie der Kristallinkomponente

Die mehrere cm großen Kristallinkomponenten sind schlecht gerundet (Taf. 1, Fig. 1, 2). Sie zeigen makroskopisch ein für Glimmerschiefer charakteristisches Crenulationsgefüge. Mikroskopisch sind Hellglimmer, Quarz, Plagioklas sowie zwei Biotitgenerationen zu erkennen. Die feinkörnige Generation von grünem Biotit ist offenbar das Produkt einer jüngeren Alterationsphase. Das Hellglimmergefüge, das die Hauptschieferung definiert, ist stark gefältelt (undulös) und z.T. geknickt. Die Einwirkungen dieser spät- bis postkristallinen Deformationsphase könnten auch mit einer schwach metamorphen Überprägung in Verbindung stehen, die zur retrograden Umwandlung, wie Serizitisierung von Plagioklas und Chloritisierung von Biotit bzw. zur Neubildung von Biotit II geführt hat. Risse und Zerschneidungszonen sind mit Kalzit verfüllt; vermutlich eine Einwirkung des Meerwassers. Nach Mineralbestand und Gefüge ist die Komponente gut mit dem im Süden der Kalkalpen angrenzenden Kristallin der Phyllitgneiszone, die die stratigraphische Basis der postvariszischen Serien (Nördliche Kalkalpen) darstellt, zu vergleichen.

6. Detritische Quarze im Crinoidenmikrit

In einem Profil in Crinoidenkalk-Fazies, welches im nördlich der Valluga gelegenen Almajurtal über Adneter Kalk folgt, zeigte sich in den Dünnschliffen eine Häufung von deutlich gerundeten Quarzkörnern, meist kleiner als 0,05 mm (Abb. 2). Die Körner zeigen eine normale Auslöschung, ihr Vorkommen bleibt untergeordnet (unter einem Volumsperzent). Korngrößenmessungen zeigten, daß im Profil die Korngröße vom Liegenden ins Hangende zu-, die Häufigkeit dagegen abnimmt: Ein äolischer Transport wird für diese Komponenten als wahrscheinlich erachtet. Auch im Steinmühlkalk fanden sich detritische Quarzkörner, jedoch in bedeutend geringerem Umfang. Weiters wurden in einem aus einer debris-flow-Se-

quenz stammenden Rollstück Metaquarzitkomponenten entdeckt, deren Quarze eine undulöse Auslöschung zeigen (Taf. 1, Fig. 4).

7. Diskussion

Das Auftreten von exotischen Kristallinkomponenten in oberostalpinen Jurabuntkalken scheint eine verbreitete, wenngleich selten erfaßte Besonderheit darzustellen. Abgesehen von mehreren Hinweisen aus dem Salzburger Raum (Osterhorngruppe) scheinen ähnliche Funde aus allerjüngster Zeit im Bereich des Achensees (Diss. A. SPIELER) darauf hinzudeuten, daß die von DIENER (1885:31) festgehaltene Beobachtung einer Liasbreccie mit Glimmerschieferkomponenten aus dem unmittelbar östlich des Achensees gelegenen Rofangebirge trotz des vehementen Zweifels von WÄHNER (1903:41) durchaus zutreffend sein dürfte.

Das Vorkommen von Kristallingerölen in Liasbuntkalken, wie auch das den ganzen Jura hindurch anhaltende Auftreten von detritären Quarzen in selbigem Faziesraum, wirft die Frage nach dem Ort jenes kristallinen Hinterlandes, von dem dieses Material herzuweisen ist, wie auch die Frage nach dem Transport auf. Besonders schwierig ist eine befriedigende Erklärung des Vorkommens der erwähnten cm-großen Kristallingeröle innerhalb eines küstenfernen Ablagerungsraumes mit Mangelsedimentation, der ansonsten frei von jeglicher siliziklastischer Beimengung ist. Am ehesten wäre eine Verfrachtung der Komponenten mittels Drift, angeheftet an schwimmendem pflanzlichem Material (Wurzeln), denkbar.

Klarer scheint dagegen der Transportmechanismus jener feinkörnigen Spektren detritärer Quarze zu sein, welche im Untersuchungsgebiet den ganzen Jura hindurch angetroffen werden. Ihre Korngrößenverteilung legt einen äolischen Transport nahe.

Aufgrund von Rezentenbeobachtungen ist man gut über die Bedeutung und Menge äolisch verfrachteten Materials informiert. Satellitenbeobachtungen haben zudem wertvolle Daten bezüglich der zu erwartenden Transportweiten beigesteuert. Aufgrund dieser Beobachtungen kann davon ausgegangen werden, daß ca. 90% des in einer Transporthöhe von 3–4 km windverfrachteten Staubes sich aus Tonpartikeln zusammensetzt, den Rest stellen Quarzkörner, die meist kleiner als 0,02 mm sind (CHESTER et al. 1972, WINDOM & CHAMBERLAIN 1978).

Bezogen auf die Gesamtfläche des Ozeans erscheint die Größenordnung des durch ablandige Winde bewirkten Sedimenttransportes eher gering. Doch kann nach WINDOM (1975) in küstenfernen Faziesbereichen mit geringen Sedimentationsraten der Sedimentanteil äolischer Herkunft bis zu 10–30 % erreichen. Die Menge des laufenden äolischen Sedimenteintrages ins Meer dürfte zudem einer eustatischen Steuerung unterworfen sein (SARNTHEIN & WALGER 1974, SARNTHEIN & DIESTER-HAASS 1977).

Die erwähnten Kristallinkomponenten, wie auch die windverfrachteten Quarzkornspektren, setzen ein kristallines Hinterland voraus, welches innerhalb (oder randlich) des ostalpinen Faziesraumes gelegen haben muß. Aufgrund der Petrographie der Glimmerschiefer-Gerölle und ihrer Analogie zum Kristallin der Phyllitgneiszone besteht die Möglichkeit ihrer Ableitung von der Grundgebirgsbasis der Kalkalpen.

Zwar sind aus dem Ostalpin im Jura Extensionsbewegungen und Kippschollentektonik bekannt. (EBERLI 1985, LEMOINE & TRÜMPY 1987, u.a.). Diese konnten möglicherweise dazu führen, daß entlang steiler scarps ältere Teile der Schichtfolge freigelegt wurden, doch ist auf diesem Wege eine allein auf Schollenkipfung beruhende Freilegung des kristallinen Sockels nur schwer vorstellbar. Dagegen wird von CHANNEL et al. (1990, 1992) eine Zweiteilung der kalkalpinen Jura-Entwicklung vertreten, indem eine von Lias bis Dogger währende transtensionale Phase mit (heute) E-W-orientierten sinistralen Blattverschiebungen im Malm infolge von Änderungen im Stressfeld (Beginn des Riftings im Atlantik) durch eine Hauptzerrungsphase mit Kippschollentektonik und ohne große Seitenversätze abgelöst wird. Das Auftreten vereinzelter Kristallingerölle im Lias der Nördlichen Kalkalpen könnte demnach Ausdruck großer Bewegungen entlang (heute nicht überlieferter) Transferzonen sein, welche ein partielles Hochschürfen des Untergrundes, einschließlich des kristallinen Basements, bewirkt haben könnten. Auch die von de ZANCHE & MIETTO (1984) aus den Südalpen berichtete Entdeckung einer im tieferen Hauptdolomit eingeschalteten Brekzie, die viele aus dem unmittelbaren Basement ableitbare Kristallinkomponenten enthält, könnte Ausdruck solcher bereits in der Obertrias einsetzender Transferbewegungen sein.

Dank

Für die begleitende Diskussion sei besonders den Herrn Prof. Dr. Rainer Brandner (Innsbruck), Doz. Leo Krystyn, Dr. Michael Wagreich (beide Wien) gedankt. Für die Mitwirkung an den Hochgebirgskartierungsübungen am Krabach-Joch und die dortige Bergung der Kristallingerölle sei besonders Herrn Mag. Ralf Schuster (Wien) unser herzlicher Dank ausgesprochen.

8. Literatur:

- AMPFERER, O. (1930): Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales. — Jb. Geol. B.-A., **80**, 103–146, 36 Abb., 2 Taf., Wien.
- (1932): Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. — Wien (Geol. B.-A.).
- BÖHM, F. (1992): Mikrofazies und Ablagerungsmilieu des Lias und Dogger der Nordöstlichen Kalkalpen. — Erlanger geol. Abh., **121**, 57–217, Erlangen.
- CHANNEL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & SMATHERS, N.P. (1990): Mesozoic paleogeography of the Northern Calcareous Alps — Evidence from paleomagnetism and facies analysis. — *Geology*, **18**, 828–831, 5 Abb., 1 Tab., Boulder.
- , BRANDNER, R., SPIELER, A. & STONER, J.S. (1992): Paleomagnetism and paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Austria). — *Tectonics*, **11/4**, 792–810, 20 Abb., 2 Tab., Washington.
- CHESTER, R., ELDERFIELD, H., GRIFFIN, J.J., JOHNSON, L.R. & PAGDHAM, R.C. (1972): Eolian dust along the eastern margins of the Atlantic Ocean. — *Mar. Geol.*, **13**, 91–105, 2 Abb., 4 Tab., Amsterdam.
- DE ZANCHE, V. & MIETTO, P. (1984): Testimonianze di attivita tettonica Tardotriassica nelle Prealpi Vicentine. — *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **89/3**, 335–342, 5 Abb., Milano.
- DIENER, C. (1885): Ueber den Lias der Rofan-Gruppe. — *Jb. Geol. B.-A.*, 27–36, Wien.
- DOERT, U. (1974): Gebirgsbau der südwestlichen Lechtaler Alpen östlich der Flexenstraße. — Diss. Univ. Erlangen – Nürnberg, 270 S., 47 Abb., 7 Taf., Erlangen (Offsetdruckerei Hogl).
- EBERLI, G.P. (1985): Die jurassischen Sedimente in den ostalpinen Decken Graubündens. — *Mitt. Geol. Inst. ETH Zürich*, Nr. 255, 203 S., 44 Abb., Zürich.
- HELMCKE, D. (1975): Die Basis der Kreideschiefer östlich des Flexenpasses. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **4**, 203–211, 3 Abb., Stuttgart.
- HUCKRIEDE, R. (1959): Trias, Jura und tiefe Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol). — *Verh. geol. B.-A.*, **1959**, 44–92, 1 Abb., Wien.
- JACOBSHAGEN, V. (1965): Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. — *Jb. Geol. B.-A.*, **108**, 114 S, Wien.
- KINDLE, P.J. (1983): Sedimentation und Tektonik im Flexenpassgebiet – westlicher Abschnitt. — *Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.)*, 97 S, Zürich.
- KOCH, K.E., STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1959): Faziesuntersuchungen Jura-U-Kreide Lechtaler Alpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1959**, 179–201, Wien.
- LANTSCHNER, M. (1994): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie des Jura westlich der Flexenpaßstraße im Grenzbereich Tirol / Vorarlberg. — Unpubl. Diplomarbeit Univ. Wien, 122 S., 18 + 57 Abb., 10 Profile, 1 geol. Karte, Wien
- LEMOINE, M. & TRÜMPY, R. (1987): Pre-oceanic rifting in the Alps. — *Tectonophys.*, **133**, 305–320, 10 Abb., Amsterdam.
- SARNTHEIN, M. & DIESTER-HAASS, L. (1977): Eolian sand-turbidites. — *Jour. Sed. Petrol.*, **47/2**, 868–890, 8 Abb., 2 Tab., Tulsa.
- , M. & WALGER, E. (1974): Der äolische Sandstrom aus der W-Sahara zur Atlantikküste. — *Geol. Rundschau*, **63**, 1065–1087, 9 Abb., 1 Taf., Stuttgart.
- WÄHNER, F. (1903): Das Sonnwendgebirge im Unterinntal, I.Tl. — 356 S., 96 Abb., 19 Taf., Leipzig –Wien (Franz Deutike).

WINDOM, H.L. (1975): Eolian contributions to marine sediments. — *Jour. Sed. Petrol.*, **45/2**, 520–529, 8 Abb., 4 Tab., Tulsa.

— & CHAMBERLAIN, Ch. F. (1978): Dust storm transport to the North Atlantic Ocean. — *Jour. Sed. Petrol.*, **48/2**, 385–388, 2 Abb., 1 Tab., Tulsa.

TAFEL 1 / PLATE 1

Fig. 2

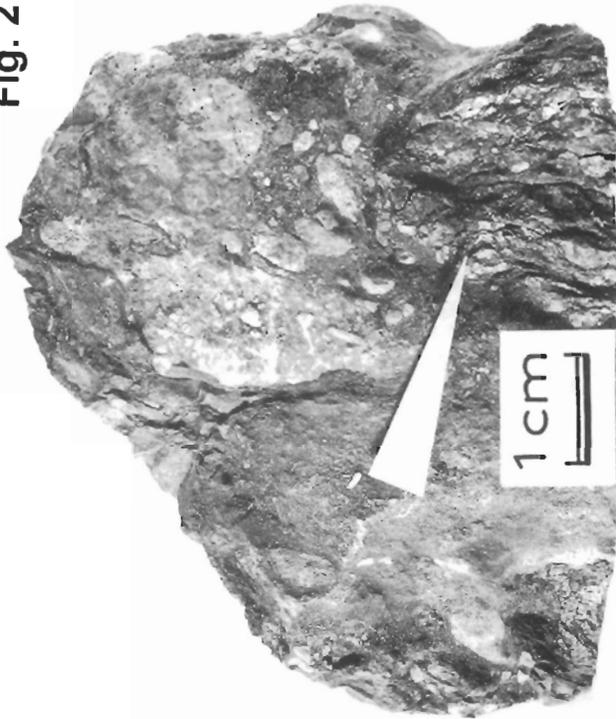


Fig. 4

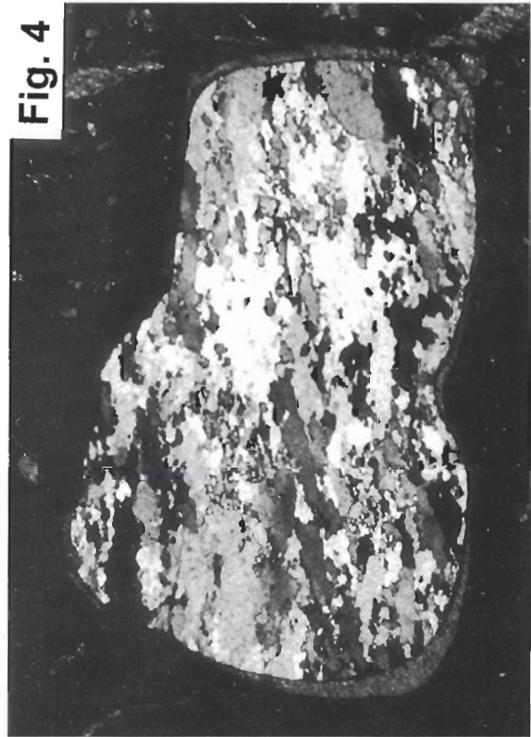


Fig. 1

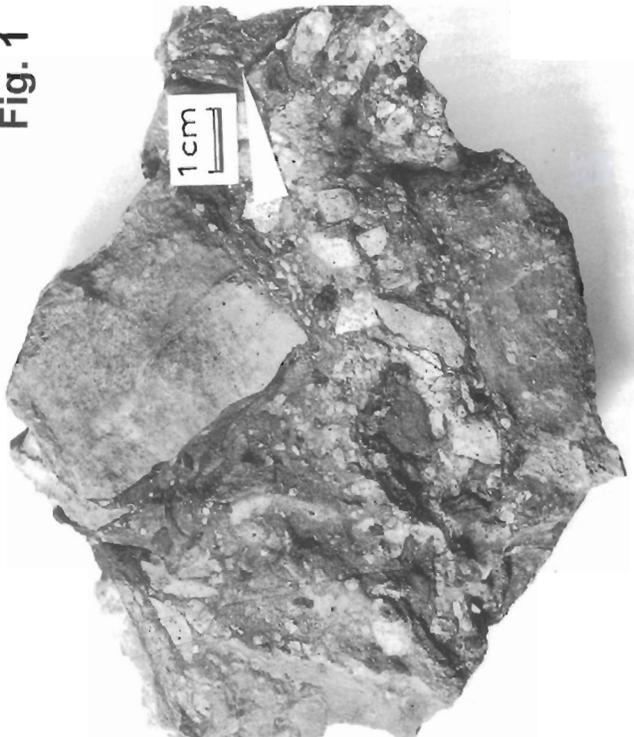


Fig. 3

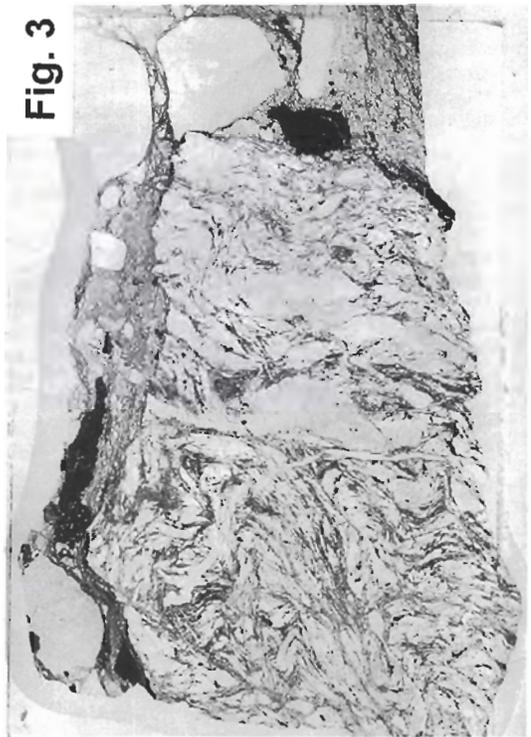


Fig. 1, 2: Zentimetergroße, schlecht gerundete Glimmerschiefer-Komponenten in einer heterogenen, brekziösen Matrix von roten Jurakalken

Fig. 3: Dünnschliffbild einer exotischen Kristallinkomponente: gefältelter, plagioklasführender Glimmerschiefer.

Fig. 4: Dünnschliffbild eines deformierten Quarzits. Undulosität, intensive Kornverzahnung und Rekristallisation kennzeichnen die Struktur.

Fig. 1, 2: Badly-rounded, cm-sized micaschist components within a heterogeneous, brecciated carbonaceous matrix of Red Jurassic Limestone.

Fig. 3: Thin section photomicrograph of an exotic crystalline component, represented by plagioclase-bearing crenulated micaschist.

Fig. 4: Thin section photomicrograph of a strained quartzite component, characterised by strongly undulous grains, serrated grain boundaries and dynamically recrystallized grains.

Tektonische Struktur und fazielle Gliederung der Lechtaldecke am NW-Rand des Tirolischen Bogens in den Chiemgauer Alpen

Tektonic structure and facies succession of the Lechtal Nappe at the northwestern rim of the Tirolian Arc (Chiemgau Alps)

von

Dierk HEBBELN¹⁾, Rüdiger HENRICH²⁾, Klas S. LACKSCHEWITZ²⁾
& Götz RUHLAND¹⁾

mit 5 Abbildungen, 1 Tabelle und Appendix (Geologische Karte)

with 5 figures, 1 plate and appendix (geological map)

Schlüsselwörter:

*Südliche Lechtaldecke
Tirolischer Bogen
Schrägabschiebungen und Kompression
jurassische Kippschollentektonik
Jura-Faziesentwicklung*

Keywords:

*Southern Lechtal nappe
Tyrolian Arc
oblique slip normal faults and
compressional tectonics
syndimentary rotational block faulting
Jurassic facies development*

Adresse der Autoren:

Address of the authors:

- 1) Dr. D. Hebbeln, Dipl. Geol. G. Ruhland
Fachbereich Geowissenschaften
Universität Bremen ?
Klagenfurter Straße ?
D-2800 Bremen 33, BRD
- 2) Priv.-Doz. Dr. R. Henrich, Dr. K.S. Lackschewitz
GEOMAR Forschungszentrum für marine Geowissenschaften
der Universität Kiel
Wisshofstraße 1-3, D-24148 Kiel 14, BRD

Inhalt

Kurzfassung, Abstract	223
1. Geologischer und Tektonischer Rahmen	223
2. Fazielle und Stratigraphische Gliederung	224
3. Abwicklung der Faziesräume	228
4. Lokale Tektonik	229
5. Tektonische Zuordnung der Internstruktur der Lechtaldecke am NW-Rand des tirolischen Bogens	232
6. Zusammenfassung	232
7. Literatur	234

Content

Kurzfassung, Abstract	223
1. Geological and tectonical setting	223
2. Facies and stratigraphic succession	224
3. Spatial and temporal evolution of facies	228
4. Local tectonics	229
5. Tectonic classification of internal structures of the Lechtal Nappe at the NW rim of the Tyrolian Arc	232
6. Summary	232
7. References	234

Kurzfassung

Im Rahmen von umfangreichen Kartierarbeiten in den Chiemgauer Alpen wurde die tektonische und fazielle Entwicklung der südlichen Lechtaldecke am NW-Rand des Tirolischen Bogens unter Anwendung moderner fazieller Arbeitskonzepte neu bewertet. Die faziellen Befunde der jurassischen Schichtfolgen belegen eine engräumige Gliederung in Schwellen- und Beckenbereiche seit Beginn des Juras. Im Dogger und Malm setzte eine Kippschollentektonik ein, die durch die Ausbildung spezieller Faziestypen belegt ist. Von besonderer Bedeutung sind intraformationelle Brekzien und Konglomerate des Doggers, die an bestimmte Schwellenhangpositionen gebunden sind, und die somit bei der Abwicklung der lokalen Tektonik als Leit-horizonte genutzt werden können. Mit Hilfe dieser Dogger-Sonderfazies und aufgrund der Ergebnisse einer tektonischen Detailanalyse wird eine Neuordnung der wichtigsten Sattel- und Muldenzüge in der südlichen Lechtaldecke vorgeschlagen und in einen Kontext zur Mechanik der post-eozänen Einengungsdynamik entlang der Tirolischen Front gestellt. Wichtigste Elemente sind eine sich ostwärts verstärkende Auf-schiebungs- und Schuppungstektonik entlang der in nördlicher Richtung vorrückenden Tirolischen Front, sowie eine Einspannung der Muldenzüge der südlichen Lechtaldecke am Widerlager eines starren Blockes im Zentralabschnitt des Arbeitsgebietes. Beiderseits des Widerlagers tauchen die Muldenachsen in Richtung auf den starren Block ein und werden durch sinistrale bzw. dextrale Schrägabschiebungen und Seitenverschiebungen versetzt. Hierdurch wird ein lateraler Ausgleich des extremen Platzbedarfs bei der fortgeschrittenen Einengung erreicht.

Abstract

Based on the results of an extensive mapping campaign and the application of modern facies analysis concepts a re-evaluation of the tectonic evolution and facies development in the southern Lechtal Nappe at the northwestern rim of the Tirolian Arc has been compiled. Since early Jurassic time facies successions have recorded a narrow-spaced pattern of local swells and basins. In the middle and upper Jurassic, new tectonic elements evolved, e.g. synsedimentary rotational block faulting, which is evidenced by the local development of specific facies types. Among these, facies indicative of intraformational reworking of slope sediments are most significant. Since their occurrence is restricted to specific slope locations, they provide excellent tracer horizons for a correlation of local tectonic units. Based on the distribution patterns of these middle Jurassic

tracer lithologies and on a detailed tectonic analysis a new correlation of the major folds in the southern Lechtal Nappe is proposed and discussed in context of its relevance to the dynamics of intensive compressional tectonics along the Tirolian front during post-Eocene time. The most important tectonic structures are: An intensification of compressional stress in eastern direction along the progressively northward penetrating front of the Tirolian Nappe with intensified reverse faulting and wedging, and a compressional distortion of the major folds in the southern Lechtal Nappe around a rigid tectonic block, which is situated in the central sector of the studied area. The major fold axes dip at both sides towards the rigid block. East of the rigid block left oblique slip normal faults are observed while west of the block right oblique slip faults are recorded. Thus, a most efficient response to the extreme compressional stress is achieved by the lateral detachment movements along the oblique slip faults.

1. Geologischer und tektonischer Rahmen

Die Nördlichen Kalkalpen stellen einen allochthonen Überschiebungskeil dar und sind in entscheidendem Maße von der alpinen Deckentektonik geprägt. Die Gesteine dieses oberostalpinen Ablagerungsraumes sind weit südlich der heutigen Tauern und damit südlich des penninischen, des mittelostalpinen und des unterostalpinen Sedimentationsraumes entstanden (PLÖCHINGER 1980). Die in der tiefsten Unterkreide einsetzende Deckentektonik (FAUPL & TOLLMANN 1979) hat sie in das heutige Gebiet der Nördlichen Kalkalpen transportiert. In Tirol und Bayern werden die Nördlichen Kalkalpen von Süden nach Norden, d.h. von oben nach unten, von drei sich überlagernden Decken aufgebaut: der Staufendecke (Tirolikum), der Lechtaldecke (Hochbajuvarikum) und der Allgäu- (Tiefbajuvarikum) (Abb. 1).

Das Arbeitsgebiet liegt in den Chiemgauer Alpen zwischen Oberwössen und Ruhpolding mit dem Rechenberg und dem Rehwaldkopf im Westen, dem Sulzgrabenkopf und dem Durlachkopf im Osten als markanteste Geländepunkte (Abb. 2). Es gehört zum südlichen Teil der Lechtaldecke und befindet sich im Grenzbereich der sich südlich anschließenden Staufendecke, deren nördlicher Rand über die hohen Wettersteinkalkgipfel des Hochscharten, des Gurnwandkopfes und der Hörndlwand verläuft (Abb. 2).

Die Ergebnisse von TOLLMANN (1976), HENRICH & ZANKL (1981) und EISBACHER et al. (1990) geben für die Faltung und die Anlage des Deckenbaues ein vorgosauisches Alter an. Zu einer weiteren Einengung und Verschuppung der Gesteinspakete kam es

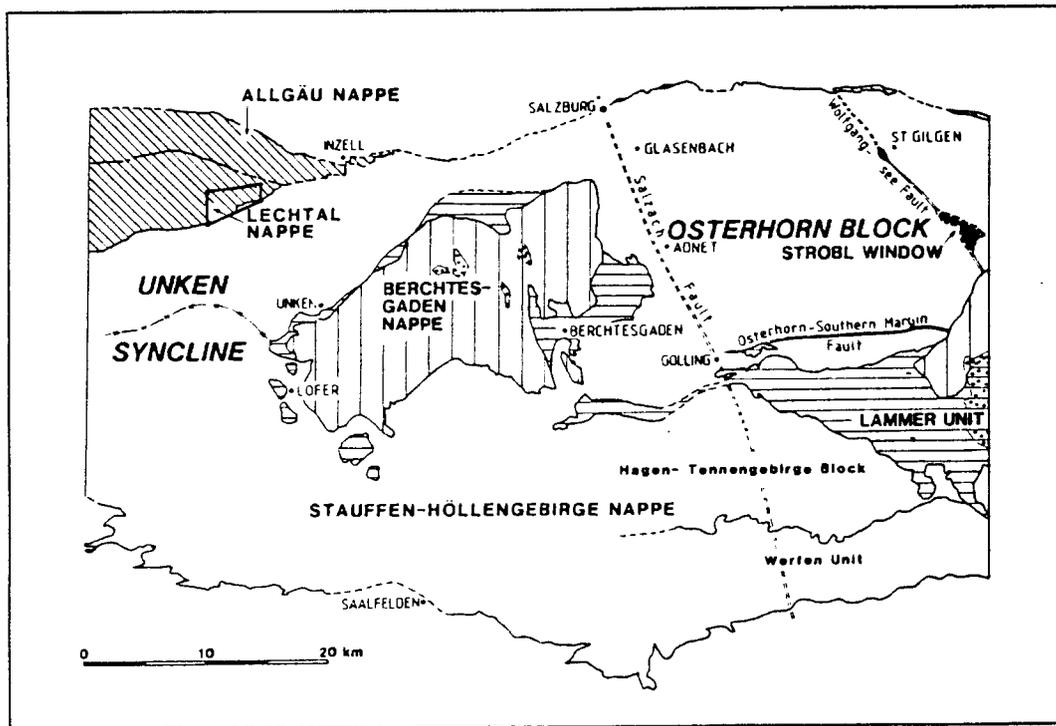


Abb. 1: Kartenskizze nach TOLLMANN (1976) mit der Lechtaldecke im westlichen Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. Eingezeichnet in die Lechtaldecke ist die Lage des Arbeitsgebietes.

Fig. 1: Sketch map after TOLLMANN (1976) showing the Lechtal Nappe within the western part of the Northern Calcareous Alps. The position of the study area is indicated by a square.

zwischen der Gosau und dem Eozän. Das jüngste Ereignis, die endgültige Überschiebung durch die Staufendecke, fand post-eozän statt (HENRICH & ZANKL 1981).

Im Rahmen von Diplomkartierungen (HEBBELN 1987, GRÜTZMACHER 1988, LACKSCHEWITZ 1987, RUHLAND 1987, SCHRÖDER 1990, SUHR 1989) und während verschiedener Fortgeschrittenen-Kartierkurse des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Universität Kiel (1986–1992) wurde der Südrand der Lechtaldecke vor der Überschiebungsfront der Staufendecke unter Berücksichtigung moderner fazieller Auswertungen geologisch neu aufgenommen. In den differenzierten Ablagerungen des Jura konnte eine bisher nicht bekannte Sonderfazies ausgegliedert werden, die aufgrund ihres Leithorizontcharakters eine Neuordnung der wichtigsten tektonischen Internstrukturen der Lechtaldecke ermöglichte. Mit Hilfe dieser als Schwellenfazies interpretierten Sonderfazies des Oxford konnte eine Muldenstruktur über das gesamte Arbeitsgebiet verfolgt werden. Dabei wurde festgestellt, daß die bisherige tektonische Zuordnung der Muldensysteme im Südteil der Lechtaldecke, wie sie auch in der amtlichen Geologischen Karte von Bayern, Blatt 8241 Ruhpolding (DOBEN 1970), dargestellt ist, nicht zutreffend ist.

2. Fazielle und stratigraphische Gliederung

Im Südteil der Lechtaldecke ist eine Schichtenfolge aufgeschlossen, die von dem norischen Hauptdolomit bis zu den Neokom-Aptychenschichten reicht. Die Triasablagerungen sind dabei durch mächtige Kalk- und Dolomitfolgen geprägt. Im Jura trat eine räumliche Differenzierung ein, die zur Ablagerung wesentlich geringmächtigerer Rot-, Grau- und Kieselkalke führte. Diese Entwicklung wurde durch das Einsetzen einer rein kalkigen, pelagischen Sedimentation im Malm beendet, die sich mit einem erhöhten Mergelanteil bis in die Unterkreide fortsetzt (DOBEN 1970).

Im Arbeitsgebiet sind die ältesten aufgeschlossenen Gesteine der Lechtaldecke die mächtigen Gezeiten- und Lagunensedimente des Hauptdolomites, die während des Nors zur Ablagerung kamen (ZANKL 1971). Im obersten Nor gerät die Hauptdolomitplattform teilweise unter terrigenen Einfluß und es kommt im Rhät zur Entstehung der Kössener Becken. Die Ursache liegt in Schüttungen von Pro-Deltasedimenten, die die Karbonatsedimentation zunehmend unterbrechen und somit bei gleichbleibender Subsidenz zur Ausbildung der flachen Schelfbecken führen. Daneben kommen aber auch weiterhin mit den mächtigen Oberrhätalkalken Flachwasserkarbonate zur Ablagerung (Abb. 3a, b, c), die in einem Profil des Nordflügels der

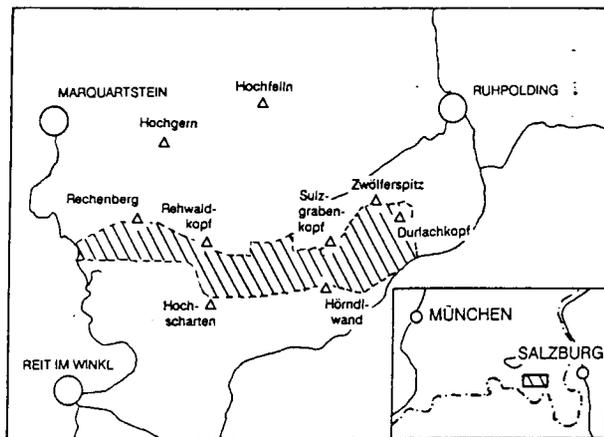


Abb. 2: Lage des Arbeitsgebietes.

Fig. 2: Regional setting of the study area.

Burgaualm-Mulde zyklische Ablagerungsmuster von Loferiten, oolithischer Fazies, Foraminiferen-Peloid-Fazies und Biogen-Schlammfazies mit einer typischen benthischen Foraminiferenfauna (u.a. *Triasina hantkeni* MAJZON) aufzeigen. Im unteren Teil dieses Profils deuten Kalksandsteine (Abb. 3b) und zyklisch auftretende Mergellagen auf Schüttungen aus sich ständig verlagernden Deltas der Vindelizischen Schwelle. Im Bereich des Sulzgrabenkopfes weisen Spaltenfüllungen mit Adneterkalken auf eine Verkarstung der Plattformkarbonate im obersten Rhät hin.

Im Jura änderte sich das Bild und es kam zu einer größeren faziellen Differenzierung. Die Öffnung des penninischen Ozeans führte an den Kontinentalrändern zum Einsetzen einer Bruchschollentektonik, was das Zerbrechen der noch vorhandenen alpinen Plattformen zur Folge hatte. Es kam zu einer deutlichen morphologischen Gliederung des Ablagerungsraumes durch variable Subsidenz. Im Lias wurde auf Tiefschwellen eine Schwellenfazies in Form von kondensierten Rotkalken (Adneterkalk und Hierlatzkalk) abgelagert (Abb. 3a, b, c), während in den Becken die Kössener Mergel direkt in die „Fleckenmergel“ übergingen, wie es CARSTENS (1987) aus der nördlich anschließenden Allgäudecke (Tiefbajuvarikum) beschrieben hat.

Im Arbeitsgebiet begann im Jura die Sedimentation mit den roten Adneterkalken, die südlich des Sulzgrabenkopfes sowie im nördlichen Burgaualm-Muldenflügel von geringmächtigen Beckensedimenten, den „Fleckenmergeln“, überlagert wurden (Abb. 3b). Die Adneterkalken zeigen ein Wackestone-Gefüge mit wechselnden Anteilen von Echinodermen-Fragmenten, Ammoniten, Belemniten, Gastropoden, Brachiopoden, Ostracoden und benthischen Foraminiferen (u.a. *Involutina liassica* JONES).

Des Weiteren konnten im Bereich der Burgaualm, Rechenbergalm und am Zwölferspitz Hartgrundbildung, biogene Inkrustationen, Anbohrungen und Fe-Mn-Kru-

sten beobachtet werden. Diese verschiedenen Sedimentstrukturen stehen im engen Zusammenhang mit einer kondensierten Sedimentation sowie zeitweiligen Sedimentationsunterbrechungen.

Die „Fleckenmergel“ sind durch eine Kalk/Mergel-Wechselagerung gekennzeichnet. Charakteristisch für diese Gesteinsabfolge ist die intensive Durchwühlung des Sediments, die aufgrund der Bioturbationsmuster der *Zoophycos-Chondrites-Planolites* Ichnofazies zugeordnet werden kann. Die relativ gering diverse Fauna besteht überwiegend aus Schwammnadeln, Filamenten, Echinodermendetritus und benthischen Foraminiferen. Zeitlich ist diese oberste Fleckenmergel-Abfolge vermutlich in den oberen Lias zu stellen, wobei jedoch biostratigraphische Untersuchungen an benthischen Foraminiferen (Tabelle 1) eine stratigraphische Reichweite vom oberen Lias bis unteren Dogger aufgezeigt haben. Somit kann nicht ausgeschlossen werden, daß sich die Fleckenmergelsedimentation noch bis in den Dogger fortsetzte.

Tabelle 1: Benthische Foraminiferen im Fleckenmergel des nördlichen Burgaualm-Muldenflügels

Ammodiscus sp.

Astracolus sp.

Citharina sp.

Cornuspira orbicula (?) (TERQUEM & BERTHOLET)

Dentalina commininis D'ORBIGNY

Dentalina tenustriata (?) TERQUEM

Dentalina varians TERQUEM

Lingulina aff. *tenera* BORNEMANN

Proteonina aff. *ampullacea* (BORNEMANN)

Der hohe Tongehalt und die relativ geringen Anteile von Quarz und Glimmer weisen auf eine offen marine Sedimentation mit Zufuhr feinen terrigenen Materials in die Beckenbereiche.

Parallel dazu kam es zu einer Eintiefung des Ablagerungsraumes, welche sich während des Doggers fortsetzte und die Ablagerung eines dunkelgrauen bis dunkelbraunen Kieselkalkes zur Folge hatte. Die hornsteinreichen Kieselkalken lassen eine kontinuierliche Entwicklung aus den Fleckenmergeln erkennen, wobei es zu einer deutlichen Verringerung des Toneintrages kommt. Der Kieselkalk ist durch den hohen Anteil von Schwammnadeln gekennzeichnet, was auf eine zunehmende Besiedlung der Beckenbereiche durch Kieselchwämme hinweist.

Gleichzeitig kam es aufgrund einsetzender Kipp-schollentektonik zur Bildung neuer Schwellen im Bereich der mittleren und nördlichen Lechtaldecke (LACKSCHEWITZ et al. 1991). Diese Entwicklung wird im

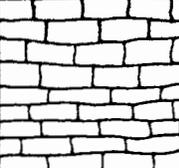
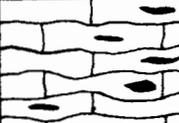
KREIDE	Unterkreide		-400m	Neocom- Aptychenkalk	Mergel mit Kalkmergelbänken
	JURA	Malm		30m	Aptychenkalk
Dogger			10m	Radiolarit	rote Kieselkalke
			-15m	Knollenflaserkalk	intraformationelle Auf- arbeitungen, Fe/Mn-Krusten
			50m	Kieselkalk	dunkle Kalke mit dunklen Hornsteinen
Lias		10m	Adneterkalk	knollig, fossilreich, Fe/Mn-Krusten	
TRIAS	Rhät		-300m	Oberrhätkalk	gebankte und massige Kalke

Abb. 3: Standardprofile der (a) Rechenberg-, (b) Burgaualm- und (c) Oberwössener-Mulde (Standardprofil der Oberwössener Mulde nach SCHRÖDER 1990).

Fig. 3: Standard profiles of the (a) Rechenberg-, (b) Burgaualm- and (c) Oberwössen synclines (standard profile of the Oberwössen syncline after SCHRÖDER 1990).

Arbeitsgebiet (Nordflügel der Rechenberg-Mulde, Rehwaldkopf und Zwölferspitze) durch rote Knollenkalke mit häufig auftretenden intraformationellen Aufarbeitungen angezeigt (Abb. 3a). BERNOULLI (1972) beschreibt einen syndementären Mechanismus der Knollenbildung, die Bildung sogenannter Schlammmergelströme („pebbly mudstones“). Mögliche diagenetische Bildungen werden bei HOLLMANN (1962) und bei ZANKL (1969) diskutiert. Die durch Drucklösungsprozesse gebildeten Stylolithscharen reichten jedoch in die Knollen hinein, so daß sie als spätdiagenetisch entstanden gedeutet werden. Neben der unterschiedlichen Farbe von Knollen und Matrix, rotbraune bis weiße Knollen schwimmen in einer blaßroten Matrix, ist eine deutlich unterschiedliche Biogenführung zu beobachten. Während die Matrix durch eine Anreicherung feinen Echinodermendetritus gekennzeichnet ist, können neben bioklastenreichen auch Fila-

ment-führende und Spicula-führende Knollen beobachtet werden. Die Knollen müssen somit als Rutschungs- bzw. Schlickgerölle eines nicht völlig verfestigten Schlammes angesehen werden. Der hohe bioklastische Eintrag (überwiegend feiner Echinodermenschutt) und der relativ hohe Tongehalt sowie der vermehrt auftretende detritische Quarz scheinen hier auf eine vorhandene submarine, eventuell zeitweise exponierte Schwelle im unmittelbaren Einflußbereich hinzudeuten (LACKSCHEWITZ et al. 1991). Der durchschnittlichen Mächtigkeit des Doggers im Arbeitsgebiet von ca. 150 m steht eine Mächtigkeit der Abfolge im Nordflügel der Rechenberg-Mulde von ca. 65 m gegenüber (Abb. 4). Erst im Oxford mit dem Beginn der Radiolaritsedimentation in weiten Bereichen der heutigen Nördliche Kalkalpen endet die Ausbildung einer Schwellenfazies im Nordflügel der Rechenberg-Mulde.

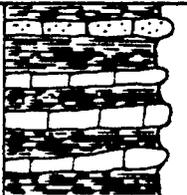
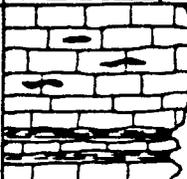
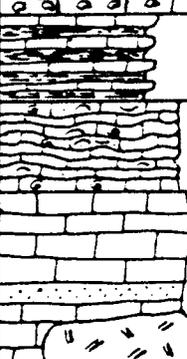
KREIDE	Unterkreide		-400m	Neocom- Aptychenkalk	Sandsteinbänke Mergel mit Kalkmergelbänken
	JURA	Malm		30m	Aptychenkalk
10m				Radiolarit	rote Kieselkalke
Dogger			-150m	Kieselkalk	hellbraune Kalke mit braunen Hornsteinen
					Spatkalk
Lias			-10m	Fleckenmergel	dunkle Kalke mit dunklen Hornsteinen
					Adneterkalk
TRIAS	Rhät		-300m	Oberrhätkalk	gebankte und massige Kalke lokal Sandsteinbänke

Abb. 3 (Fortsetzung): Standardprofile der (a) Rechenberg-, (b) Burgaualm- und (c) Oberwössener-Mulde (Standardprofil der Oberwössener Mulde nach SCHRÖDER 1990).

Fig. 3 (Continue): Standard profiles of the (a) Rechenberg-, (b) Burgaualm- and (c) Oberwössen synclines (standard profile of the Oberwössen syncline after SCHRÖDER 1990).

In dieser Ausbildung läßt sich die Sonderfazies vom Rechenberg im Westen des Arbeitsgebietes über den Rehwaldkopf bis zum Zwölferspitz im Osten des Arbeitsgebietes verfolgen. An der Wende Dogger/Malm setzt großräumig Radiolarit-Sedimentation ein (DIERSCHKE 1980), die bedingt ist durch die sprunghafte Entwicklung des kieseligen Zooplanktons. Die Radiolarite sind im Arbeitsgebiet als rote, dünngebankte Kieselkalke in Wechselagerung mit feinen dunkelroten Mergellagen ausgebildet (Abb. 3a, b, c). Typische Radiolarite bestehen aus mikrosparitisch kalzitischen Radiolarien-Gehäusen in einer mikritischen oder kieseligen Matrix.

Im Oxford waren dann die tiefsten Meereströge des

alpinen Mesozoikums entstanden (PLÖCHINGER 1980), in denen diese Radiolarite sedimentiert wurden, die nur auf einigen Schwellen durch die Ablagerung von Rotkalken ersetzt wurden (DIERSCHKE 1980, GRÜTZMACHER 1988). Im Tithon kam es durch die Entwicklung des kalkigen Nannoplanktons und der planktischen Foraminiferen zu einer deutlichen Absenkung der Karbonatkompensationstiefe, so daß über ein sehr breites Tiefenintervall pelagische Kalke zur Ablagerung kamen. Diese Phase wird im Arbeitsgebiet durch die elfenbeinfarbenen Malm-Aptychenschichten repräsentiert (Abb. 3a, b, c), die durch das Vorherrschen von nannofossilreichen Calpionellen Wackestones gekennzeichnet sind. Die Entwicklung des kalki-

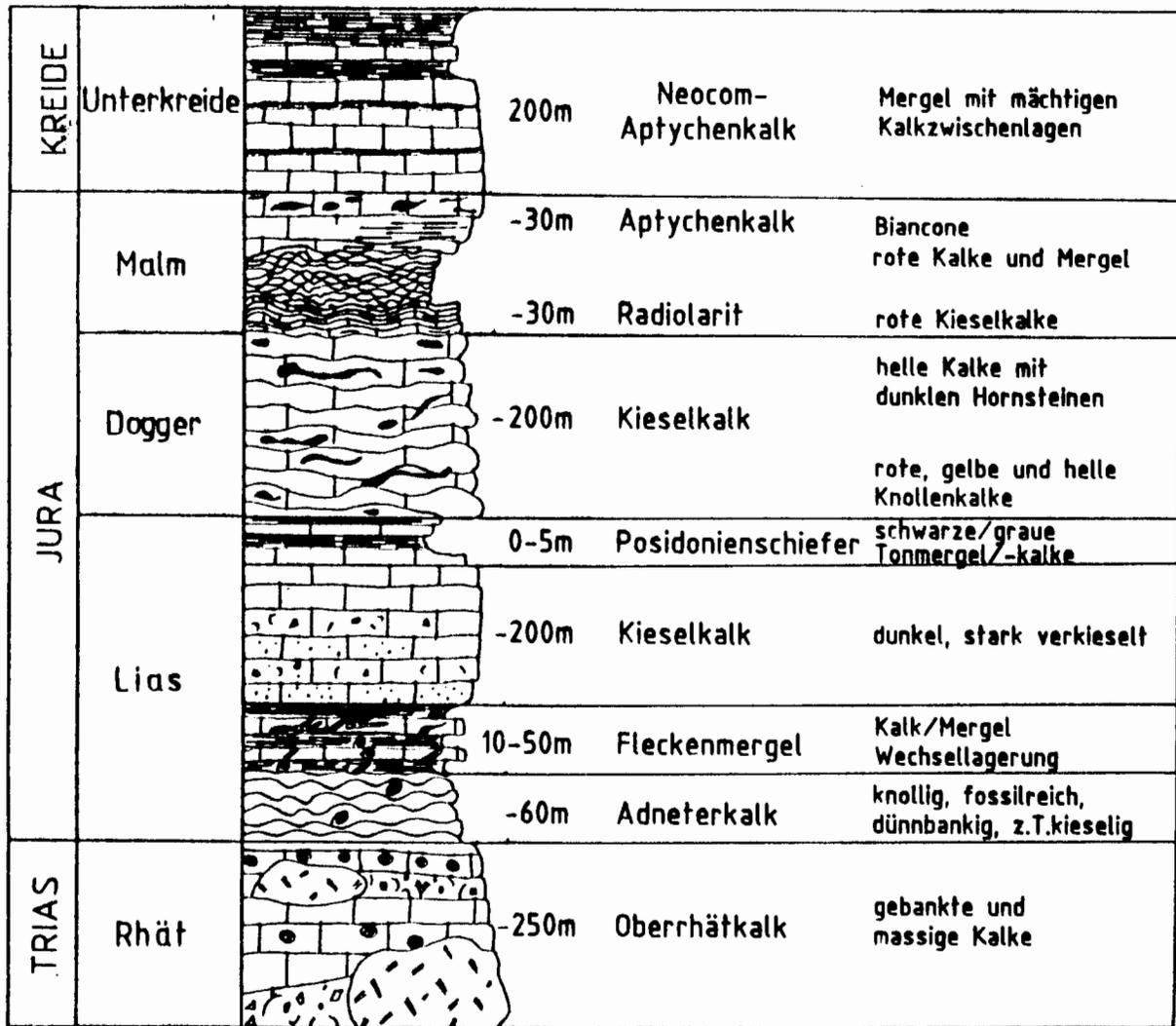


Abb. 3 (Fortsetzung): Standardprofile der (a) Rechenberg-, (b) Burgaualm- und (c) Oberwössener Mulde (Standardprofil der Oberwössener-Mulde nach SCHRÖDER 1990).

Fig. 3 (Continue): Standard profiles of the (a) Rechenberg-, (b) Burgaualm- and (c) Oberwössen synclines (standard profile of the Oberwössen syncline after SCHRÖDER 1990).

gen Planktons setzte sich in die Unterkreide hinein fort, während der eine Zunahme des terrestrischen Einflusses mit den tonreichen und sandsteinführenden Neocom-Aptychenschichten zu beobachten ist. Der zunehmende terrestrische Einfluß in der Unterkreide zeigt die im Süden beginnende Subduktion des penninischen Ozeans, in deren Zusammenhang es zu ersten Aufstiegsbewegungen und zu einer dadurch verursachten verstärkten Schüttung terrigener Klastika in die subduzierten Ozeanbecken kam (FAUPL & TOLLMANN 1979).

3. Abwicklung der Faziesräume

Die weite Verbreitung der Oberrhätkalke und der liassischen Rotkalke deutet darauf hin, daß das gesamte Arbeitsgebiet an der Wende von der Trias zum Jura eine E-W streichende Schwellenregion dar-

stellte. Im Gegensatz dazu belegt der kontinuierliche Übergang von den Kössener Mergeln des Rhät zu den liassischen Fleckenmergeln in der nördlichen Allgäu-Decke (CARSTENS 1987) eine stärkere Subsidenz bei einer durchlaufenden Beckenentwicklung. Die räumliche Differenzierung in E-W streichende Schwellen und Becken während der Grenze Trias/Jura sind eine typische Erscheinung für den gesamten Bereich der Nördlichen Kalkalpen (CHANNEL et al. 1992). Im Arbeitsgebiet zeigen lokal auftretende Sedimentpakete von geringmächtigen Fleckenmergeln auf den liassischen Rotkalke eine erste Eintiefung im unteren Jura an (Abb. 4a). An anderen Stellen deutet die direkte Überlagerung der Adneterkalke durch die Dogger-Kieselkalke auf eine zeitlich spätere Absenkung des Ablagerungsraumes hin (Abb. 4b). Zu dieser Zeit hat sich wahrscheinlich ein nach Süden abfallender Beckenhang mit intensiver Be-

siedlung durch Kieselschwämme und lokale Crinoidenwälder ausgebildet. Seine nördliche Begrenzung muß in Form einer ausgeprägten Schwellenregion im Bereich der nördlichen Lechtaldecke gelegen haben. Echinodermenreiche Kalke mit intraformationellen Einschaltungen im nördlichen Abschnitt der Lechtaldecke (Abb. 4b) weisen hier auf hangwärts gerichtete Sedimenttransporte am oberen Schwellenhang hin (LACKSCHEWITZ et al. 1991). Während des Doggers setzte sich die Vertiefung des Beckenhangs fort, wobei rote Knollenkalken mit intensiven intraformationellen Aufarbeitungsphänomenen die Existenz einer Schwelle im Norden bis in den obersten Dogger dokumentieren (Abb. 4b). Aufgrund ihrer räumlichen Ausdehnung und ihrer ausgeprägten Schwellenfazies ist anzunehmen, daß diese Schwelle im Dogger eine stabile, weiträumige nördliche Begrenzung des Beckenhangs darstellte.

Im Oxford setzt auf dem Nordflügel der Rechenberg-Mulde wie im gesamten Arbeitsgebiet die Radiolarit-sedimentation ein. Somit gerät der Ablagerungsraum des heutigen Nordflügels der Rechenberg-Mulde mit Beginn des Oxford aus dem unmittelbaren Einflußbereich dieser im Norden gelegenen Schwelle. Die relativ kalkige und geringmächtige Ausbildung des Radiolarits in der Rechenberg-Mulde verglichen mit anderen Bereichen der Nördlichen Kalkalpen (DIERSCHKE 1980) deutet aber auf eine andauernde Existenz eines Beckenhangs als Sedimentationsraum hin. Dagegen kommt es auf der nördlich gelegenen Schwelle zur Ablagerung roter Knollenflaserkalken (Ruhpoldinger Marmor) (LACKSCHEWITZ et al. 1991), die heute östlich des Hochgern aufgeschlossen sind (Abb. 4c). In diese Calpionellen- und planktische Foraminiferen-führenden Knollenflaserkalken sind rinnenartig Flachwasserkarbonate mit einer spezifischen Pseudopeloid- und Ooidfazies eingelagert. Diese Folge reicht bis in den Kimmeridge.

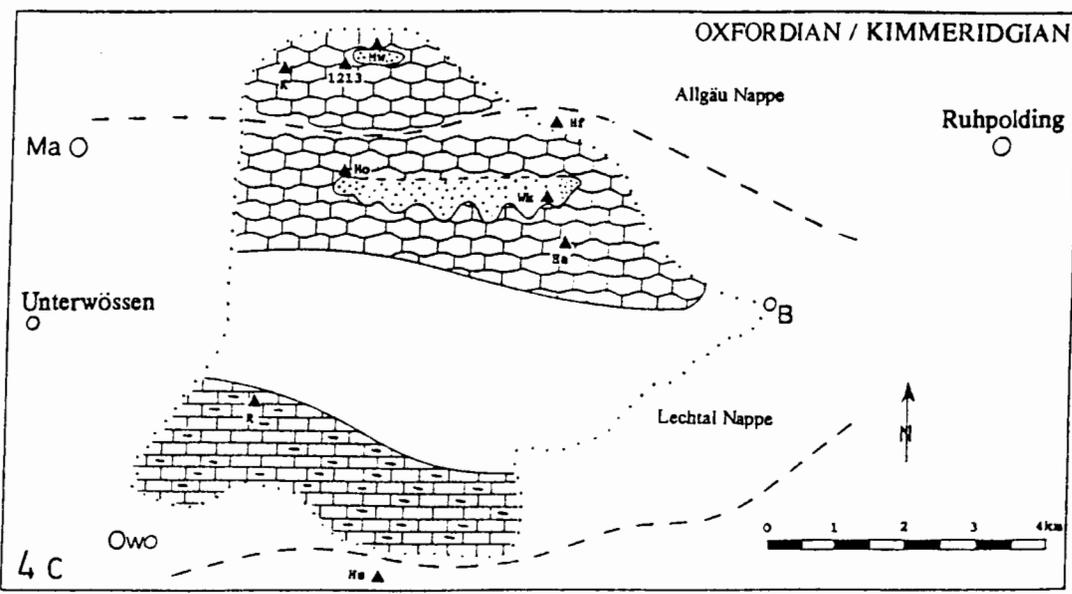
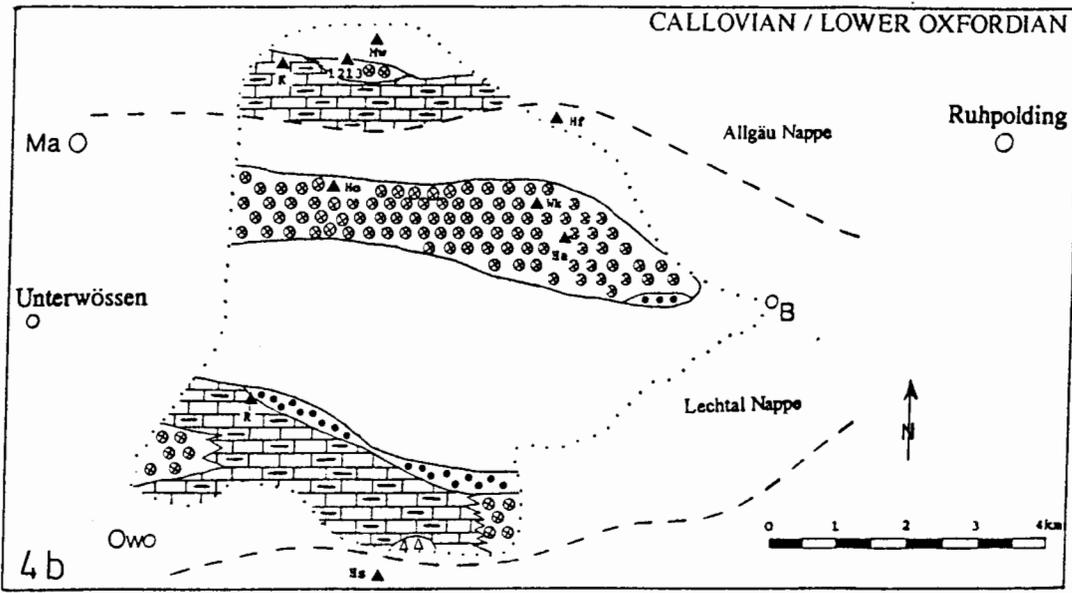
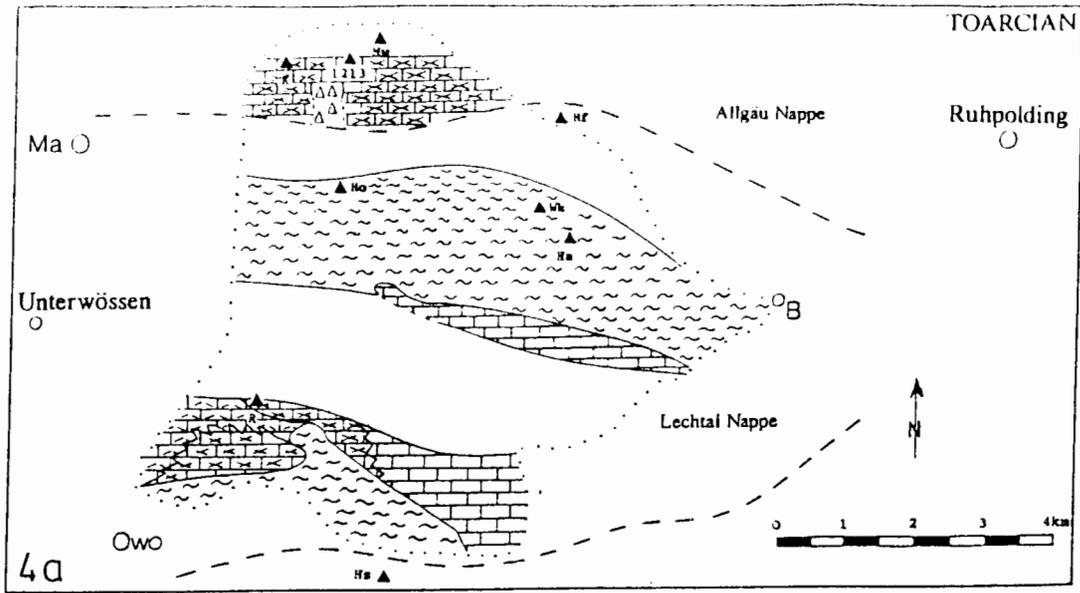
Diese Faziesdifferenzierung wird auf eine vom Oxford bis in den Kimmeridge fortschreitende Kippschollentektonik zurückgeführt (LACKSCHEWITZ et al. 1991), wie sie bereits schon häufiger in den letzten Jahren für die paläogeographische Rekonstruktion des südlichen Kontinentalrandes des Tethys/Piemontese Ozeans dokumentiert wurde (EBERLI 1988, VESCEI et al. 1988, CHANNEL et al. 1992). Die Topbereiche der südlichen Kippschollen sind durch die Ablagerung von Pseudo-Peloiden und Pseudo-Ooiden als ehemalige flachmarine Zonen ausgewiesen. Diese verzahnen sich hangabwärts mit pelagischen Schlämmen und zeigen somit die topographischen Gradienten der asymmetrischen Kippschollen an. Die Ablagerung von

Knollenflaserkalken am Top weiter nördlich gelegener Kippschollen in der Allgäudecke sind hingegen durch Lamellibranchiaten- und Echinodermenbruch gekennzeichnet (MEINECKE 1987, SCHNEIDER 1987). Somit zeichnen die Fazies auf den obersten Schwellenbereichen der Lechtal- und Allgäudecke immer tiefer gelegene Abbruchräume von Süden nach Norden nach, was ein Abgleiten der Kippschollen nach Norden dokumentiert.

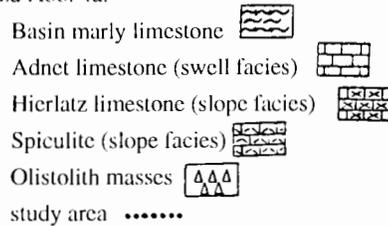
Jedoch können die lystrischen Bruchzonen heute im Gelände nicht mehr nachgewiesen werden. Dies steht möglicherweise im Zusammenhang mit der nachfolgenden starken Einengungstektonik im Arbeitsgebiet. Auch am Osterhorn Block und in der Lammer-Einheit zeigt die laterale fazielle Entwicklung ein Abscheren der Blockschollen nach Norden (VESCEI et al. 1988). Dagegen zeigen CHANNEL et al. (1992) anhand fazieller Beobachtungen ein südwärts gerichtetes Abbrechen der Kippschollen im Gebiet der Karwendel-Thiersee Mulde. Ihrer Meinung nach handelt es sich hierbei um Kippschollen des nördlichen Kontinentalrandes des „Hallstätter Ozeans“, der im Jura die Nördlichen Kalkalpen von den Südalpen getrennt haben soll. Da diese Kippschollen im Streichen der hier untersuchten Lechtal-Einheit und auch der Osterhorn- und Lammer-Einheit liegen, besteht ein Konflikt hinsichtlich der Abbruchrichtung und Lage dieser Kippschollen und bleibt somit Gegenstand weiterer Untersuchungen.

4. Lokale Tektonik

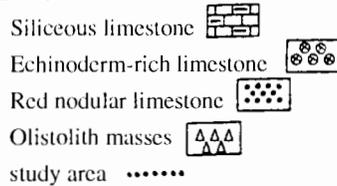
Der südliche Teil der Lechtaldecke ist geprägt durch post-eozäne Einengungstektonik (HENRICH & ZANKL 1981), welche durch das Aufschieben der Staufendecke von Süden nach Norden auf die Lechtaldecke ausgelöst wurde. Dabei wurden bereits vorgosauisch in der Lechtaldecke angelegte, heute annähernd E-W-streichende Mulden- und Sattelstrukturen intensiv überprägt (siehe geologische und tektonische Karte, Beilage 5). Das Arbeitsgebiet ist in erster Linie durch drei große Muldenzüge (Rechenberg-, Burgaualm- und Oberwössener-Mulde) gekennzeichnet, deren zugehörige Sättel (Rechenberg- und Gschlad-Sattel) zum Teil nur als Fragmente erhalten sind. Im Westteil des Arbeitsgebietes sind die Mulden und Sättel noch weitgehend ungestört erhalten (s. geol. und tektonische Karte, Beilage 5). Aufgrund der größeren Nähe zur Deckenstim der Staufendecke konnte im östlichen Teil der zunehmende Druck der Einengung nicht mehr durch Verformung kompensiert werden, so daß es weitflächig zum Ausquetschen ganzer Mulden- bzw. Sattelstrukturen und zu intensiven Schuppungen und Zerschuerungen kam. Hierbei wurden die Nordflügel der



Erläuterungen zu Abb. 4a:



Erläuterungen zu Abb. 4b:



Erläuterungen zu Abb. 4c:

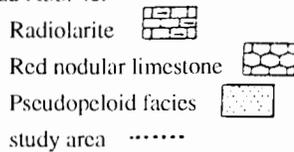


Abb. 4 (linke Seite): Fazieskarten vom oberen Lias bis in den Malm der Lechtaldecke und der angrenzenden südlichen Allgäudecke (reproduziert aus LACKSCHEWITZ et al. 1991).

(a) Die Faziesverteilung im oberen Lias zeigt Adneterkalke auf der Schwelle im Mittelabschnitt der Lechtaldecke und „Fleckenmergel“ in den Becken. Westlich dieser Schwelle deuten Kieselkalke und resedimentierte, echinodermenreiche Kalke auf den Übergang zum Schwellenhang hin.

(b) Die Faziesverteilung vom oberen Dogger bis unteren Malm zeigt mächtige echinodermenreiche Kalke auf einer breiten Schwelle in der zentralen Lechtaldecke. Der südliche Hang dieser Schwelle ist gekennzeichnet durch rote Knollenkalke mit intraformationellen Aufarbeitungen. Südlich und nördlich dieser Schwelle zeigen Kieselkalke eine Becken- bzw. Beckenhangfazies an.

(c) Im unteren Malm bis oberen Malm wurden in den Becken der südlichen Lechtaldecke weit verbreitet Radiolarite abgelagert, während die Schwellen in der nördlichen Lechtaldecke und in der südlichen Allgäudecke Ablagerungen von roten Calpionellen-reichen Knollenfaserkalken aufweisen. Der Top der Schwellen wird von einer Flachwasser-Pseudopeloidfazies eingenommen.

Fig. 4 (left side): Facies maps showing the Upper Liassic to Malmian facies development in the Lechtal Nappe (reproduced from LACKSCHEWITZ et al. 1991).

(a) Upper Liassic facies patterns reveal condensed nodular limestones of Adnet facies on a swell in the central Lechtal Nappe and rhythmic marl/limestone succession in the basins. Towards west this swell seems to slope down as evidenced by a spiculite facies and resedimental echinoderm-rich Hierlatz limestones.

(b) Upper Dogger to Lower Malm facies successions indicate a broad swell covered with thick echinoderm-rich limestone units in the central Lechtal Nappe. Southward red nodular limestone with intraformational breccias and conglomerates point to downslope mass wasting and reworking.

(c) Facies development from Lower to Middle Malm records radiolarites in a basin in the southern Lechtal Nappe while three surrounding swells in the northern Lechtal Nappe and southern Allgäu Nappe display deposition of pelagic red nodular limestones intercalated with calpionellid and planktic foraminifers wackestones. Near the top of the swells lense-shaped shallow water pseudopeloid and ooid facies are intercalated.

Mulden, gegenüber ihren Kernen und Südflügeln, weniger stark beansprucht (s. geol. Profile B, C, Beilage 5). Im Bereich der stärksten Einengung vor der Deckenstirn der Stauffendecke sind auch die Nordflügel nur noch zerschert erhalten (s. geol. Profile, Beilage 5). Die Schuppung erfolgte entlang heute W–E bis SW–NE-streichender, südfallender Aufschiebungen, die sich als bestimmende tektonische Trennelemente zwischen den Hauptmulden über das gesamte Arbeitsgebiet verfolgen lassen.

Bei einer genauen Detailanalyse fallen weitere tektonische Strukturen auf, deren mechanisches Verhalten bei der starken tektonischen Einspannung wesentliche zusätzliche Informationen zum Gesamtbild der Einengungsdynamik am NW-Rand des Tirolischen

Bogens beitragen. Es sind dies SW–NE (untergeordnet auch NW–SE) streichende dextrale Schrägabschiebungen bzw. dextrale Seitenverschiebungen in den westlichen Abschnitten des Gebietes (Oberwössen bis Rehwaldkopf — siehe geologische Karte, Beilage 5; Abb. 5c). Hierdurch werden die im Westteil des Gebietes generell nach Osten eintauchenden Muldenachsen wie auch die Hauptaufschiebungen, die die Muldenzüge trennen, zunehmend südwärts versetzt. Hingegen werden im Ostabschnitt des Gebietes (Röthelmoos–Unternberg) die Muldenachsen und die trennenden Hauptaufschiebungen durch sinistrale Schrägabschiebungen bzw. Seitenverschiebungen zunehmend nordwärts versetzt (siehe geol. u. tekt. Karte, Beilage 5) und die Muldenachsen tauchen hier nach W ein.

Insgesamt ergibt sich somit eine starke Einspannung der Lechtaldecke im Vorfeld der in östlicher Richtung zunehmend nach Norden überschiebenden Tirolischen Front. Das breite Hauptdolomitareal des Rehwaldkopfes im Mittelabschnitt des Gebietes fungierte dabei als starrer Block, an dem sich die maximale Einengung in dem schmalsten Ausstrich und in der intensivsten Ausdünnung und Verschuppung der Muldenzüge im gesamten Arbeitsgebiet dokumentiert. Zudem wird die starke Einspannung der südlichen Lechtaldecke um diesen starren Block durch die dextralen bzw. sinistralen Schrägabschiebungen und das gegenläufige Achsenabtauchen beiderseits des Blockes belegt.

Vergleichbare Strukturen werden auch aus anderen Bereichen der Lechtaldecke beschrieben (EISBACHER et al. 1990). In einigen Fällen kann ihre Anlage möglicherweise auf frühe Kippschollenbewegungen zurückgeführt werden (CHANNEL et al. 1992). Während der späteren Einengungstektonik wurden die Störungen reaktiviert und in ihrem mechanischen Verhalten umfunktioniert. Jungtertiäre Ausgleichsbewegungen an Seitenverschiebungen und Schräg-Ab/Aufschiebungen spielen nach RATSCHBACHER et al. (1991) eine große Rolle im Streifeld des Alpen-Karpatenbogens und seiner tektonischen Beziehung zum Vor- und Hinterland.

5. Tektonische Zuordnung der Internstrukturen der Lechtaldecke am NW-Rand des Tirolischen Bogens

Aufgrund der oben beschriebenen Ergebnisse ist eine Neuordnung der Muldenstrukturen im Arbeitsgebiet gegenüber dem bisherigen Wissensstand notwendig geworden. DOBEN (1970) sah in dem Muldenzug, der vom Zwölferspitze über den Nordhang des Sulzgrabenkopfes nach Westen verläuft, noch die Fortsetzung der Oberwössener-Mulde (Abb. 5b). Die Auskartierung der Sonderfazies und die in dieser Arbeit vorgelegte tektonische Analyse zeigen jedoch, daß dieser Muldenzug mit der Muldenstruktur am Rechenberg identisch sein muß, die auch bei DOBEN (1970) als Rechenberg-Mulde bezeichnet wird. An einer NE-SW streichenden Störung südwestlich des Rehwaldkopfes werden alle Muldenzüge im Osten des Arbeitsgebietes deutlich gegenüber den westlichen Teilen nach Süden versetzt. Diese Störung wurde von DOBEN (1970) nur in ihrem nördlichen Teil beschrieben. Die Oberwössener-Mulde sah er von dieser Störung schon nicht mehr betroffen und verband sie mit der Muldenstruktur nördlich des Sulzgrabenkopfes und am Zwölferspitze. Diese Fortsetzung gehört aber, nach unseren Ergebnissen, eindeutig zur Rechenberg-Mulde (Tekt. Karte, Beilage 5; Abb. 5c). Aus dieser Neuordnung ergibt sich auch die Not-

wendigkeit, die Zuordnung der weiter südlich gelegenen Mulden zu betrachten.

Aufgrund der Abfolge der Mulden im Westteil des Arbeitsgebietes, wo auch die namengebenden Strukturen für die Mulden zu finden sind, ist anzunehmen, daß sich auch im Ostteil des Arbeitsgebietes die Burgaualm-Mulde im Süden an die Rechenberg-Mulde anschließt. Ausgehend davon, daß sich im Norden die Oberwössener-Mulde befindet, bezeichnet DOBEN (1970) diese Struktur als Sulzgrabenkopf-Mulde. Auch hier gibt es zusätzlich zu den oben diskutierten tektonischen Befunden lithofazielle Hinweise darauf, daß es sich im östlichen Arbeitsgebiet ebenfalls um die Burgaualm-Mulde handelt, die sich an die Rechenberg-Mulde anschließt (Abb. 5c). So wurden sowohl hier als auch am Gschlad-Sattel auffällig glasig-violette Spatkalke gefunden (Abb. 3). Der Muldenkern der Oberwössener-Mulde ist östlich der eng gebündelten Störungsschar von dextralen Schrägabschiebungen bzw. Seitenverschiebung am Rehwaldkopf nur noch reliktilisch in Schuppen kurz vor der Deckengrenze erhalten.

6. Zusammenfassung

Die Ablagerungen der Trias in dem heutigen Gebiet der Nördlichen Kalkalpen zeigen typische Faziespektren einer Flachwasserkarbonatplattform auf einem tektonisch relativ stabilen subsidierenden Schelf. Die im mittleren Jura vermutlich in Verbindung mit der Öffnung des penninischen Ozeans einsetzende Kipp-schollentektonik am passiven Kontinentalrand im Süden des sich öffnenden Ozeans führte zu einer verstärkten Faziesdifferenzierung in diesem Ablagerungsraum. Dabei kam es zur Ausbildung von lokalen bis regionalen Sonderfaziestypen.

Im Zuge geologischer Kartierarbeiten in den Chiemgauer Alpen konnte im Nordflügel der Rechenberg-Mulde zwischen Oberwössen und Ruhpolding eine ausgeprägte jurassische Sonderfazies erstmals beschrieben werden. Diese als Schwellenfazies interpretierte Sonderfazies ist gekennzeichnet durch rote Knollenkalke mit häufig auftretenden intraformationellen Aufarbeitungen, die sich deutlich von der typischen Beckenfazies der Dogger-Kieselkalke unterscheidet. Die Sedimente des Doggers weisen somit auf eine sich stetig entwickelnde Schwellensituation im Bereich des Nordflügels der Rechenberg-Mulde hin. Diese Sonderfazies konnte über das gesamte Arbeitsgebiet vom Rechenberg im Westen bis zum Zwölferspitze im Osten verfolgt werden. Im Gegensatz zu früheren Auffassungen konnte dadurch gezeigt werden, daß diese topographischen Einheiten einer einzigen Muldenstruktur angehören. Diese Zuordnung führt auch zu einer neuen Korrelation der sich südlich anschließenden Mulden

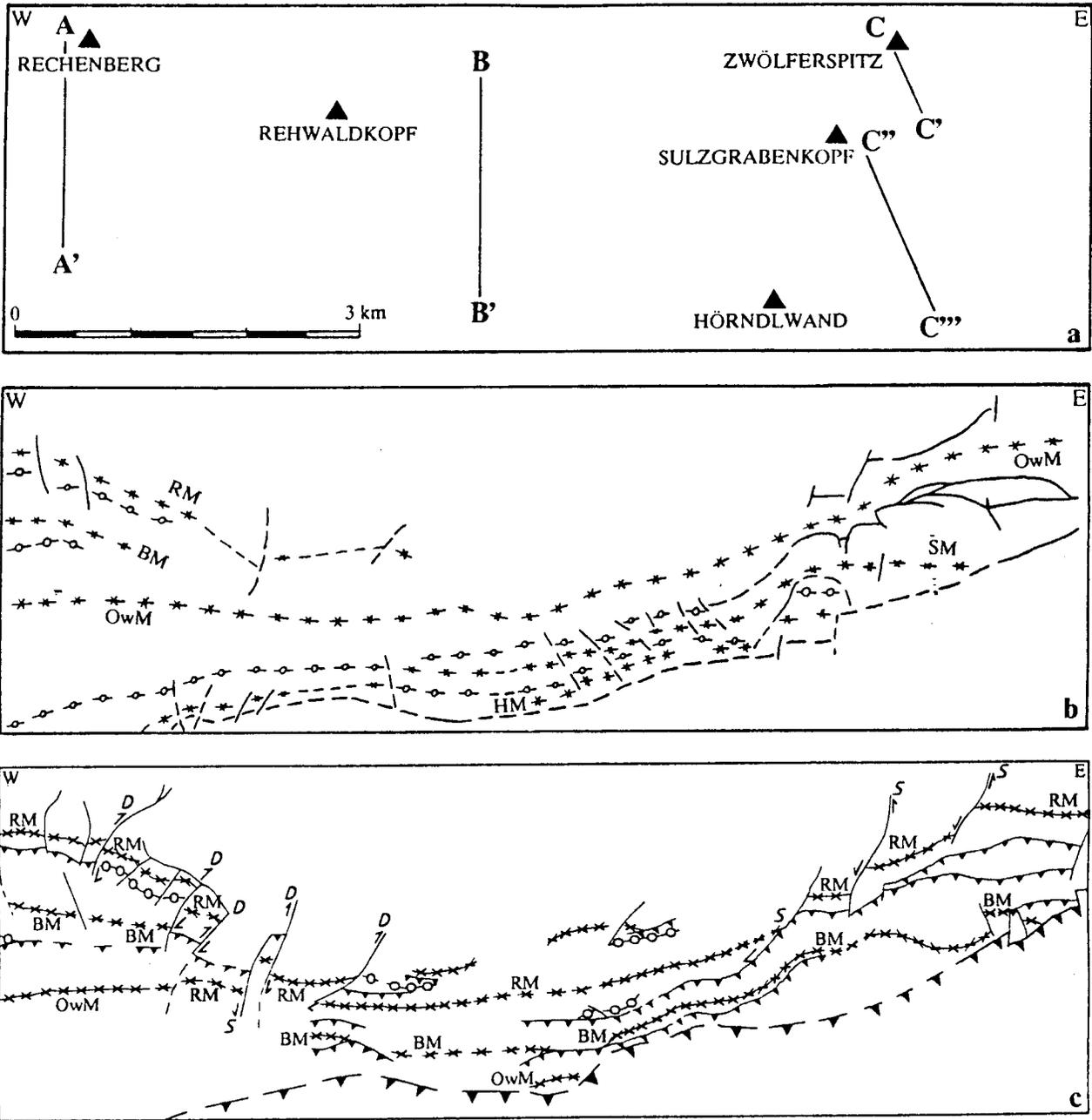


Abb. 5: Tektonische Zuordnung der Muldenstrukturen
 a: Geographische Übersicht mit Lage der Profilschnitte (Beilage 5)
 b: Interpretation nach DOBEN (1970)
 c: Interpretation nach dieser Arbeit

RM: Rechenberg-Mulde, BM: Burgaualm-Mulde,
 OwM: Oberwössener Mulde, HM: Hörndlalm-Mulde, RS: Rechenberg-Sattel, GS: Gschlad-Sattel.

S: Sinistrale Schrägabschiebung, D: Dextrale Schrägabschiebung

Fig. 5: Tectonic correlation of syncline structures
 a: geographical overview with positions of tectonic profiles (Addition 5)
 b: correlation according to DOBEN (1970)
 c: correlation proposed by this study

RM: Rechenberg syncline, BM: Burgaualm syncline,
 OwM: Oberwössen syncline, HM: Hörndlalm syncline, SM: Sulzgrabenkopf syncline, RS: Rechenberg anticline, GS: Gschlad anticline.

S: left oblique slip fault, D: right oblique slip fault

über eine ausgeprägte NW–SE Störung südwestlich des Rehwaldkopfes.

Unterstützt wird die aus den faziellen Befunden abgeleitete tektonische Zuordnung von Muldenzügen durch die auf einer Detailanalyse basierende tektonische Reinterpretation der Internstruktur der südlichen Lechtaldecke am NW-Rand des Tirolischen Bogens. Die Gesamtstruktur belegt eine starke Einspannung der Lechtaldecke vor der tirolischen Überschiebungsfrent, wobei eine maximale tektonische Ausdünnung der drei Hauptmulden an einem starren Block (Hauptdolomitsattel nördlich des Rehwaldkopfes) im Zentralabschnitt des Arbeitsgebietes erfolgte. Westlich und östlich des starren Blockes zeigen die Hauptmuldenzüge ein auf den Block hin zugerichtetes Achseneintauchen und werden zusätzlich durch scherende dextrale bzw. sinistrale Schrägabschiebungen in Richtung auf das Widerlager hin versetzt. Als Folge des intensiven einengenden Schubes der ostwärts zunehmend nach Norden greifenden Tirolischen Front sind nur die nördlichen Muldenzüge Burgaualm-Mulde und Rechenberg-Mulde nach Osten hin verfolgbar.

Danksagung

Die Diplommkartierungen und Geländearbeiten wurden durch die Forstbehörden des Raumes Ruhpolding, Siegsdorf und Marquartstein durch großzügige Vergabe von Fahrgenehmigungen unterstützt, wofür wir uns herzlich bedanken. Grundlage der vorliegenden Arbeit bilden neben den von den Co-Autoren angefertigten Diplomarbeiten weitere von R. Henrich betreute Diplommkartierungen. Wir danken Dipl.-Geol. J. Carstens, U. Grützmaier, G. Meinecke, R. Schneider, A. Schröder und J. Suhr für die Nutzung unpublizierter tektonischer und fazieller Befunde aus der nördlichen Lechtaldecke und der Allgäudecke. Während der Fortgeschrittenen-Kartierkurse des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Universität Kiel in den Jahren 1986, 1987, 1989 und 1992 wurden wichtige ergänzende Geländebefunde gesammelt. Wir danken den Kollegen Prof. Dr. K. Duphorn, Dr. U. Pflaumann, Dr. C. Samtleben und Prof. Dr. M. Sarnthein für anregende Diskussionen und wichtige Hinweise im Gelände. Die vorliegende Arbeit hat sehr von den konstruktiven Anmerkungen von Herrn Dr. K. Decker und eines weiteren, uns nicht namentlich bekannten Reviewers profitiert, wofür wir uns herzlich bedanken. Nicht zuletzt gebührt unser großer Dank Frau Dipl.-Geol. C. Henrich und Herrn cand.-geol. F. Lindemann für die Assistenz bei der Erstellung der Geologischen Karte, des Tektonischen Beiblattes und der Reinzeichnung der Profilschnitte, sowie Frau C. Hoffmann und Frau O. Runze für das Korrekturlesen der Textteile.

7. Literatur

- BERNOULLI, D. (1972): North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies: a comparison. — [In:] HOLLISTER, C.D. et al. (Hrsg.): *Init Rep. Deep-Sea Drill. Proj.*, **11**, 801–872.
- CARSTENS, J. (1987): Geologische Kartierung der Allgäu-Decke nördlich des Hochfelln. — Unveröff. Dipl.-Arbeit, 1–37, Univ. Bremen.
- CHANNEL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & STONER, J.S. (1992): Paleomagnetism and paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Austria). — *Tectonics*, **11/4**, 792–810.
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. — *Geotekt. Forsch.*, **58**, 1–217.
- DOBEN, K. (1970): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Erläuterungen Blatt Nr. 8241 Ruhpolding. — Bayer. Geol. Landesamt, 156 S., 44 Abb., 1 Tab., 3 Beil., München.
- EBERLI, G.P. (1988): The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethyan Ocean as recorded in the Allgäu formation of the Austroalpine nappes of Graubünden. — *Eclogae geol. Helv.*, **81/1**, 175–214.
- EISBACHER, G.H., LINZER, H.-G., MEIER, L. & POLINSKI, R. (1990): A depth-extrapolated structural transect across the Northern Calcareous Alps of the western Tirol. — *Eclogae geol. Helv.*, **83/3**, 711–725.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. — *Geol. Rundschau*, **68**, 93–120, Stuttgart.
- GRÜTZMÄCHER, U. (1988): Großkartierung zwischen Haaralm und Nesselauer Schneid in den Chiemgauer Alpen. — Unveröff. Dipl.-Arbeit, 1–133, Univ. Kiel.
- HEBBELN, D. (1987): Geologie und Stratigraphie zwischen Sulzgrabenkopf und Durlachkopf in den Chiemgauer Alpen. — Unveröff. Dipl.-Arbeit, 1–37, Univ. Bremen.
- HENRICH, R. & ZANKL, H. (1981): Die Geologie des Hochstaufenmassivs in den Nördlichen Kalkalpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, **2**, 31–57, Wien.
- HOLLMANN, R. (1962): Über Subsolution und die „Knollenkalke“ des Calcarea Ammonitico Rosso Superiore in Monte Baldo (Malm, Norditalien). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **4**, 163–179.
- LACKSCHEWITZ, K.S. (1987): Die Geologie des Rechenbergs und des Rehwaldkopfes in den Nördlichen Kalkalpen. — Unveröff. Dipl.-Arbeit, 1–121, Univ. Kiel.
- , GRÜTZMÄCHER, U. & HENRICH, R. (1991): Paleocyanography and rotational block faulting in the Jurassic carbonate series of the Chiemgau Alps (Bavaria). — *Fazies*, **24**, 1–24, 13 Abb., 4 Taf., Erlangen.
- MEINECKE, G. (1987): Geologie der Allgäudecke nordöstlich des Hochfelln. — Unveröff. Dipl.-Arbeit, 1–40, Univ. Bremen.
- PLÖCHINGER, B. (1980): Die Nördlichen Kalkalpen. — [In:] OBERHAUSER, R. (Hrsg.): *Der geologische Aufbau Österreichs*. — 218–262, Wien (Springer Verlag).
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W. & LINZER, H.-G. (1991): Lateral extrusion in the eastern Alps, Part 2: Structural analysis. — *Tectonics*, **10/2**, 257–271.
- RUHLAND, G. (1987): Geologie, Stratigraphie und Tektonik des Hochbajuvarikums im Bereich der Rötelmoosalm (Nördliche Kalkalpen). — Unveröff. Dipl.-Arbeit, 1–39, Univ. Bremen.

- SCHNEIDER, R. (1987): Zur Geologie der Allgäudecke (Tiefbajuvarikum) nördlich des Hochfelln. — Unveröff. Dipl.-Arbeit, 1–50, Univ. Bremen.
- SCHRÖDER, A. (1990): Zur Geologie der westlichen Oberwössener-Mulde rund um Hinterwössen. — Unveröff. Dipl.-Arbeit, Univ. Kiel.
- SUHR, J. (1989): Die Geologie zwischen Hochgern und Mehrentaler Wand in den Nördlichen Kalkalpen unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofazies in den jurassischen Gesteinen. — Unveröff. Dipl.-Arbeit, 1–140, Univ. Kiel.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums — Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. — 580 S. (Deuticke Verlag), Wien.
- VESCEI, A., FRISCH, W., PIRZER, M. & WETZEL, A. (1988): Origin and tectonic significance of Radiolarian chert in the austroalpine rifted continental margin. — [In:] HEIN, J.R. & OBRADOVIC, J. (Eds.): Siliceous Deposits of the Tethys and Pacific Regions, 65–80 (Springer Verlag), New York—Berlin—Heidelberg.
- ZANKL, H. (1969): Structural and textural evidence of early lithification in fine-grained carbonate rocks. — *Sedimentology*, **12**, 241–256,
- (1971): Upper Triassic carbonate facies in the Northern Limestone Alps. — [In:] MÜLLER, G. (Ed.): *Sedimentology of Parts of Central Europe*, 147–185, Heidelberg.

Diplomarbeiten und Dissertationen

Zusammenfassungen

der von Juni 1992 bis April 1994 approbierten Diplomarbeiten und Dissertationen am Institut für Geologie, Mineralogie und Kristallographie, Petrologie sowie des Institutes für Paläontologie der Universität Wien und einer Diplomarbeit am Institut für Übersetzer- und Dolmetschausbildung

ANTES, Gerald (Diplomarbeit): Hydrogeologische Untersuchungen im Raum Pöllau, Oststeiermark.

Begutachter: Doz. H. HÄUSLER
Eingereicht: 1992

Anhand der vorgenommenen Untersuchungen und unter Bezugnahme auf vorhandene Daten kann das Untersuchungsgebiet im Raum Pöllau wie folgt geologisch und hydrogeologisch charakterisiert werden.

Geologisch wird das Gebiet von der Pöllauer Bucht, die einen Ausläufer des Steirischen Tertiär-Beckens darstellt, und von deren aus der Strallegger Gneis- und Schieferserie sowie der Grobgneisserie bestehenden kristallinen Umrahmung aufgebaut. Die jährliche Niederschlagsmenge beträgt 800–1000 mm, die durchschnittliche Abflußspende 9 l/sec.km^2 , das Gebiet ist daher als schlechter Wasserspender zu bezeichnen. Der aus einer Trockenwetterfalllinie berechnete Retentionskoeffizient a beträgt $0.038 \pm 0.066 \text{ [d}^{-1}\text{]}$, das für längerfristige Speicherung zur Verfügung stehende Volumen kann größenordnungsmäßig mit 0.1 km^3 angenommen werden. Die Verweilzeit des Wassers beträgt nach Isotopenuntersuchungen 2–10 Jahre (Arsenal). Der Grundwasserabstrom beim Basispegel macht ungefähr 1 % des Gesamtabflusses aus. Bei der Quellkartierung im Einzugsgebiet des Prätsibaches wurden 160 meist gering erziehbare Quellen aufgenommen, die zum Großteil aus der Verwitterungszone der kristallinen Gesteine alimentiert werden. Die Quellwässer haben eine sehr geringe geogene Mineralisation, niedrige pH-Werte, und sind sehr korrosiv. Die Schüttungen sprechen sehr schnell auf Niederschlagsereignisse an und werden dann von Interflow erhöht. Die Verwitterungszone ist je nach unterlagerndem Gestein klüftig, grobblockig, lehmig oder auch sandig-grusig ausgebildet und bis zu mehrere Meter mächtig. Hinweise auf hydrogeologisch wirksame, tiefreichende tektonische Klüfte wurden nicht gefunden, die unterirdischen Wasserscheiden stimmen zumindest großräumig mit den orographischen überein. In den kristallinen Bereichen wurden im Zuge der Arbeiten keine Deckschichten mit Schutzfunktion für den Aquifer festgestellt.

Die Ergebnisse der hydrogeologischen Interpretation der Daten der „Aerogeophysikalischen Vermessung im Bereich der Pöllauer Bucht“ lassen sich wie folgt darstellen. Die aeroelektromagnetische Widerstandskartierung ermöglicht eine Abgrenzung zwischen elektrisch schlecht leitenden kristallinen Gesteinen und gut leitenden klastischen Sedimenten. Bei Anwendung geeigneter geophysikalischer Modelle ist außerdem eine Aussage über die Mächtigkeit der ersten Schicht möglich, der im untersuchten Gebiet die Funktion des Aquifers zukommt. Die aeroradiometrisch ermittelten Elementverteilungen, vorallem Kalium (K^{40}) und Thorium (Tl^{208}), reflektieren die Heterogenität der auftretenden Gesteine. Kaliummaxima kennzeichnen feldspat- und tonreiche Gesteine, Thorium kumuliert in granitoiden Gesteinen und deren Verwitterungsschwarte.

BRYDA, Gerhard (Diplomarbeit): Geologie und Fazies der Hüpflinger Deckscholle (Gesäuseberge – Steiermark/Österreich).

Begutachter: Doz. R. LEIN
Eingereicht: 1993

Die Hüpflinger Deckschollengruppe lagert dem Dach der Mürzalpendecke als faziell unabhängige, basal unterschiedlich zugeschnittene, inverse Abfolge aus südjuvavischen Hallstätter Graukalken und Mitteltrias-Seichtwasserkarbonaten tektonisch auf, bzw. ist in den Großfaltenbau der Mürzalpendecke eingebunden.

Entgegen früherer Auffassung kann der Großteil der die Deckscholle unterlagernden Kalkmergel mit hoher Wahrscheinlichkeit nicht mehr als das in Zlambachfazies entwickelte, primär stratigraphisch Hangende der Deckscholle angesehen werden. Diese scheinen in ihrer Gesamtheit leichter mit Allgäuschichten vergleichbar und sind dem tektonisch scharf beanspruchten Hangende der Mürzalpendecke zuzuordnen.

Die bereits von R. LEIN (1982) im Vergleich mit dem tektonisch äquivalenten Profil der Mürzschlucht (Stmk.) geäußerte Vermutung über die Zugehörigkeit der Hüpflinger Deckscholle zur Proles-Decke und ihre im Zuge spätjurassischer Gleittektonik erfolgte Platznahme kann aus heutiger Sicht nur bestätigt werden. Der innerhalb der Mürzalpendecke zu beobachtende Großfaltenbau ist, wie sich durch zahlreiche an diesen syngenetisch gebundene Strukturen im Deckschollenkörper belegen läßt, frühestens im Zusammenhang mit dem Gleitvorgang, wahrscheinlich aber später entstanden. Die in Verbindung mit dem Transport der Mürzalpendecke erfolgte Basalamputation reicht bereits bis in die Hüpflinger Deckscholle empor. Neben einer durch Spaltenfüllungen im Steinalmkalk der Deckscholle belegten, möglicherweise höher gesauischen West-Ost

gerichteten Extensionsphase, kann zusätzlich ab dem Zeitraum O.Oligozän bis U.Miozän eine junge Hebung der Gesäuseberge angenommen werden.

FRITSCH, Alfred (Diplomarbeit): Das Quartär der westlichen Hochschwab-Nordabdachung unter Berücksichtigung des Bergsturzes von Wildalpen.

Begutachter: Prof. D. van HUSEN
Eingereicht: 1993

Die westliche Hochschwab-Nordabdachung wurde erstmals in ihrer Gesamtheit quartärgeologisch kartiert und im Maßstab 1:25.000 auf einer Karte dargestellt. Durch die Kartierung konnten die glaziale Entwicklung im Raume Wildalpen ab der ausgehenden Rißzeit und die Erscheinungsformen des postglazialen Bergsturzes von Wildalpen beschrieben werden.

Anhand von glazialen Sedimenten, die im Zerfallsbereich eines Gletschers bei Fachwerk im Salztal abgelagert wurden und an der Basis der Niederterrasse vorkommen, konnte gezeigt werden, daß in der ausgehenden Rißzeit ein Salzagletscher existierte, in dem sich die Eisflüsse der Hochschwab-Nordabdachung und der nördlich der Salza gelegenen Seitentäler vereinigten. Hinweise auf einen rißzeitlichen Salzagletscher, der während des Hochglazials den Ennsgletscher erreichte, und auf eine Vereisung des Lassingbachtals sind auch in der Literatur enthalten.

Während es in den Göstlinger Alpen und an der Kräuterin zu Karvergletscherungen gekommen ist, zeigte die Hochschwab-Nordabdachung im Würmhochglazial eine intensive Plateau- und Talvergletscherung. Im Würmstießen Talgletscher aus dem Brunn- und Siebenseetal in das Salztal vor und speisten den Salzagletscher, der ab Weichselboden (KOLMER 1993) seinen Lauf nahm. Das Zungenende des Salzagletschers ist aufgrund eines Niederterrasse- restes, der nach seinem sedimentologischen Aufbau als gletschernähe Ablagerung anzusehen ist und der bis in die Fischerau fehlenden Terrassenschüttung in der Fischerau zu vermuten.

Im Raume Hinterwildalpen kam es während der Würmeiszeit zu einer Lokalvergletscherung, die im Lurgbachtal sowie im weiten Talraum von Hinterwildalpen deutliche Moränenreste hinterließ. Durch die Lage der Endmoränen und die an den Sedimenten durchgeführte Geschiebeanalyse ergaben sich zwei verschiedene Einzugsgebiete. Im Lurgbachtal konnte die Oszillation des Gletschers, dessen Einzugsgebiet im Talschluß lag, durch Auskartierung mehrerer Gletscherstände erfaßt werden. Das Becken von Hinterwildalpen erfüllte über den ganzen Zeitraum des Hochglazials beinahe zur Gänze der Hinterwildalpengletscher, der sich ausgehend von der weiten Pla-

teaufläche der Eisenerzer Höhe bilden konnte. Aus der Erfassung der Ausdehnung und der faziellen Ausbildung der glazialen Sedimente konnte ein kurzfristiger Kontakt beider Talgletscher abgeleitet werden.

Für den Zeitraum des Spätglazials konnte aufgrund des raschen Eisrückzuges im ausgehenden Hochglazial in den Tälern keine Gletscheraktivität festgestellt werden. Im Siebenseetal und auf weiten Strecken des Salztales konnten die Ablagerungen eines Bergsturzes sehr großen Ausmaßes auskartiert werden. Durch die Kartierung war es möglich, das Abbruchs- und Ablagerungsgebiet des *Bergsturzes von Wildalpen* flächen- und volumenmäßig zu erfassen. Das NNW gerichtete Abbruchsgebiet des Bergsturzes liegt 7 km südlich von Wildalpen an der Nordkante des Brandstein-Ebensteinbergzuges und besitzt eine Fläche von 3 km² und ein errechnetes Hochvolumen von etwa 2,5 km³. Anhand der zahlreich auftretenden Abgleitflächen konnte ein einheitlicher Böschungswinkel von 37° bestimmt werden. Die Ablagerung der Bergsturzsedimente verursachte in den in Schußrichtung gelegenen Tälern eine Flächenbedeckung von 15 km². Ein durch den Bergsturz gelegtes Längsprofil, vom Abbruchsgebiet bis zum äußersten Ende des Ablagerungsgebietes, ergab eine Fahrbahnlänge von 14,5 km und einen Fahrbahnböschungswinkel von 5°. Aus den Gefällsunterschieden konnte die Bergsturzfabahn in Sturz- und Flachbahn unterteilt und das Ablagerungsgebiet in drei Stockwerke gegliedert werden.

Bereits durch die Kartierung konnten Unterschiede in den Sedimenten des Ablagerungsgebietes festgestellt werden. Neben dem aus Wettersteinkalk bestehenden Blockwerk, Klein- und Grobschutt, Grus und Zerreibsel des Bergsturzmateriale, fanden sich auch Fremdmaterial und murenartige Sedimente in und am Rande der Bergsturzmassen. An den Bergsturzsedimenten wurde eine Untersuchung auf Korngrößenverteilung und Kornrundungsgrad durchgeführt, die die Ergebnisse der Kartierung bestätigen. Aus den deutlichen sedimentologischen Unterschieden ließen sich genetische Schlüsse ableiten. Einerseits konnte eingeschlossenes Fremdmaterial als Bergsturzschorf – ein vom Bergsturz aufgearbeiteter Bachschotter – gedeutet werden und andererseits das Vorkommen von Suspensionsmaterial belegt werden.

Durch die Kartierung und das Studium von Luftbildern konnten die Ablagerungsformen des Sturzstromes herausgearbeitet werden und Rückschlüsse auf die Bergsturzmeehanik gezogen werden. Aus der Anordnung der Bergsturzwälle und des Bergsturzmateriale konnte zwischen einer differentiellen Blockbewegung, einer Fluidalbewegung und einem Transport von Bergsturzsollen im Murenstrom unterschieden werden.

Durch die Untersuchung der als Gleitflächen ausgebildeten, steil talwärts einfallenden Schichtflächen des Abgleithanges und anderer Gegebenheiten im Abbruchgebiet wurden mögliche interne Ursachen für den Bergsturzabgang abgeleitet.

Durch die palynologische Untersuchung eines auf dem Bergsturzmaterial gelegenen Hochmoores war es möglich, das Mindestalter des Bergsturzes zu erfassen. Die an den im Trümmerkörper eingeschlossenen Hölzern durchgeführte ¹⁴C-Datierung bestätigte das Ergebnis der Pollenanalyse. Auf diese Weise ergab sich für den Bergsturz von Wildalpen ein absolutes Alter zwischen 5700 und 5990 J. v. h.

GEISER, Meinrad (Diplomarbeit): Strukturgeologische Untersuchungen der Traunseestörung (Oberösterreich).

Begutachter: Doz. H. HÄUSLER

Eingereicht: 1993

Das Hauptthema der vorliegenden Arbeit ist eine strukturgeologische, sprödetektonische Analyse der Traunseestörung. Ziel ist es, eine Paläostreißuntersuchung mit zeitlich gegliederten tektonischen Phasen zu präsentieren. Das Arbeitsgebiet befindet sich in der Umgebung des Traunsees/OÖ., wobei im Detail: a) der Steinbruch Pinsdorf/Gmunden (Hatschek); b) der Steinbruch Ebensee (Hatschek) und c) der Steinbruch Karbach (Solvay) strukturgeologisch bearbeitet wurden. Dieses Gebiet gliedert sich von Norden nach Süden in folgende tektonische Einheiten:

- a) Rhenodanubische Flyschzone (Nordpenninikum)
- b) Nördliche Kalkalpen (mit Bajuvarikum und Tirolikum)

Die Analyse von Sprödstrukturen bildete den Schwerpunkt der Untersuchungen. Es wurden dabei folgende Methoden angewandt:

- a) Strukturgeologische Aufschlußbearbeitung
- b) Dünnschliffuntersuchungen
- c) Kartierungen von Störungen im Gelände
- d) Luftbild-Lineamentauswertung
- e) Satellitenbild-Lineamentauswertung
- f) Radiometrische Altersdatierung von Tonmineralien an Bewegungshorizonten.

Die NNE–SSW streichende Traunseestörung schneidet die Längsachse des Traunsees, die N–S streicht, im spitzen Winkel. Sie stellt ein sinistrales Blattverschiebungssystem dar, ersichtlich am Kalkalpennordrand, der östlich des Sees rund 5 km weiter nach Norden verschoben ist als westlich des Sees.

Aus der Paläostreißanalyse können (4 bis 5) zeitlich aufeinanderfolgende Hauptphasen unterschieden werden:

- 1) Blattverschiebungen (NNE–SSW und NNW–SSE

streichend): sI N–S streichend

2) Abschiebungen (nach E und W): sIII E–W streichend

3) Blattverschiebungen (WNW–ESE und WSW–ENE streichend): sI E–W streichend

4) Blattverschiebungen (NNE–SSW und NNW–SSE streichend): sI N–S streichend

5) Abschiebungen (nach N und S): sIII N–S streichend

Diese Abfolge ist ein grobes Gerüst, es konnten auch andere Beanspruchungsphasen (genauer: Aufschiebungen) nachgewiesen werden, deren relative Altersbeziehungen jedoch nicht eingeordnet werden können. Diese relative Abfolge wird durch sich schneidende, versetzende Harnische und ferner durch verschiedene Generationen von Strömungen auf jeweils einer Harnischfläche belegt. Die Interpretation von Detailkartierungen größerer Strukturen (genauer des Sonnsteingebietes) paßt in die Phasengliederung. Da diese Abfolge der tektonischen Phasen auch in der Flyschzone zu beobachten ist, deren jüngste Schichtglieder paleozänen Alters sind, müssen diese tektonischen Beanspruchungen zumindest postpaleozän stattgefunden haben. Diese Paläostreißabfolge und -orientierung bleibt über das ganze Bearbeitungsgebiet ziemlich konstant.

Radiometrische Altersbestimmungen (K-Ar-Datierungen) von Glimmern lieferten wesentlich ältere Daten. Diese Glimmer ergaben Mittelkreide-Alter. (Dieses Alter ist aber eventuell ein Mischalter.)

Die oben beschriebenen tertiären tektonischen Ereignisse waren offenbar zu wenig intensiv, um einen neuerlichen Austausch von K- und Ar-Isotopen zu ermöglichen.

GÖDEL, Susanne (Diplomarbeit): Geohydrologie der Blockgletscher im Hochreichhart-Gebiet (Seckauer Tauern, Steiermark).

Begutachter: Doz. H. HÄUSLER

Eingereicht: 1993

Die vorliegende Diplomarbeit beschreibt geologische und hydrogeologische Untersuchungen des sogenannten „Hochreichhart-Gebietes“, die klären sollen, ob die Hochreichhart-Quelle zur Trinkwasserversorgung geeignet ist.

Das etwa 8 km² große Arbeitsgebiet liegt in den Seckauer Tauern (Steiermark) und wird aus einer Abfolge aus Seckauer Kristallin (Granitgneise und Biotitschiefer) mit transgressiv auflagernder permoskythischer Rannachserie (metamorphe Konglomerate und Schiefer) aufgebaut. Alle Gesteine zeigen eine ähnliche mineralogische Zusammensetzung; sie bestehen hauptsächlich aus Quarzen, Feldspäten und einer wechselnden Menge von Glimmer (Biotit, Muskowit)

und führen teilweise beachtliche Mengen an Karbonat (v.a. Biotitflasergneis und Rannachserie) und Erzen (Pyrit und Kupferkies).

Die Gneise entstanden durch das Eindringen von Granitplutonen in ein Dach aus Biotitschiefer während der variszischen Orogenese und wurden variszisch (Amphibolitfazies) und alpidisch (Grünschieferfazies) überprägt. Die Alpidische Tektonik führte zur Einschuppung von Biotitschieferespänen in die Seckauer Granitgneismasse und zur Überschiebung der Hochreichhart-Schuppe, die eine der tektonisch höchsten Anteile der Seckauer Tauern darstellt.

Eine einheitliche Streichrichtung konnte nicht festgestellt werden, jedoch allgemein ein flaches bis mittelsteiles Einfallen der Schichten nach Norden. Die Hauptklüftungsrichtungen des Hochreichhart-Gebeites verlaufen WSW-ENE, W-E und N-S parallel zu alpidischen Störungslinien und NE-SW, parallel zu tertiären Störungen.

Die letzte große Prägung erfuhr das Arbeitsgebiet während des Quartärs durch eine Vergletscherung, die die großen Kare, nämlich das Reichhartkar, das Brandstätterkar und das Bärental, schuf. Aus dem Stainach ist eine Seitenmoräne am Ochsenboden überliefert. Auf die spätglazialen Phasen Gschnitz und Senders weisen heute nur mehr Karstufen hin. An der Wende vom Senders zum Daun kam es zur Ausbildung von Blockgletschern im Reichhart- und Brandstätterkar, die mittlerweile eisfrei gewordene Periglazialräume darstellen. Der lobenförmige Blockgletscher des Reichhartkares hat ein Volumen von etwa 3,5 Millionen m³ und ist, wie hydrogeologische Untersuchungen belegen, möglicherweise als inaktiv einzustufen. Er wurde in zwei Phasen gebildet: Während auf einer Seehöhe von 1970 m eine etwa 20 m hohe Stirn, die eine scharfe Grenze gegen den abschließenden Karboden bildet, das untere Ende des Blockgletschers kennzeichnet, ist auf einer Höhe von ungefähr 2010 m ü.A. eine weitere Stirn mit einer Höhe von 10 m auszumachen, die auf nachträgliche Materialzufuhr zurückzuführen ist.

Der fossile Brandstätterkar-Blockgletscher hat ein geschätztes Gesamtvolumen von 13 Millionen m³ und bildet gleichsam einen Saum um den Geißbrücken. An seiner 20 m hohen Stirn entspringt die Quelle Q48.

Gemeinsam mit den als Blockmeer eingestuften Blockmassen bildet der Blockgletscher des Reichhartkares und Teile des Brandstätterkar-Blockgletschers einen Grundwasserspeicher, der in Form der Hochreichhart-Quelle Q48 entwässert. Dieser etwa 3,5 Millionen m³ mächtige Grundwasserspeicher ist durch gering bis ungeklüftetes Kristallin nach unten hin abgedichtet. Der kristalline Hochreichhart-Stock selbst wird durch

Klüfte hauptsächlich auf seiner Südseite, also außerhalb des 2,6 km² großen Einzugsgebietes der Hochreichhart-Quelle Q48, entwässert. Die Mindestporosität des Aquifers kann mit 12 % angegeben werden.

Der Grundwasserkörper, der während der Schneeschmelze im Frühjahr angefüllt wird und sich im Laufe der Sommer- und Herbstmonate wieder entleert, hat eine Mindestgröße von 955.000 m³. Die Grundwasseroberfläche liegt in einer Tiefe von 4–8 m. Die einzelnen Quellaustritte der Hochreichhart-Quelle Q48 belegen, daß der Grundwasserkörper nicht homogen aufgebaut ist.

Die Abflußmenge der Hochreichhart-Quelle Q48 schwankte 1991 zwischen 75 l/sec Anfang Juni und 52 l/sec Ende Oktober. Auch während des extrem trockenen Sommers 1992 wurden ca. 80 l/sec geschüttet. Ein Abnehmen der jährlichen Monatsmittelwerte konnte festgestellt werden. Der Niederschlag beeinflusst das Abflußverhalten und den pH-Wert (Zeitunterschied zwei Tage). Die elektrische Leitfähigkeit des Wassers ist in keinem Zusammenhang mit den Niederschlagsereignissen zu sehen.

Durch den Vergleich des Verhaltens der Flächenspenden der Hochreichhart-Quelle Q48 (Abnahme der Flächenspenden von 42 l/sec pro km² am 24/7/92 auf 29 l/sec pro km² am 5/8/92 um 31 %) mit jenen der Quellen des Bärentales (Abnahme im selben Zeitraum von 17 l/sec pro km² auf 11 l/sec pro km² um 35 %) läßt sich nicht ausschließen, daß ein Eiskern im Blockgletscher des Reichhartkares vorhanden ist. Somit könnte der Reichhart-Blockgletscher als inaktive Form einzustufen sein. Das Wasser der Hochreichhart-Quelle Q48 ist nach organoleptischen Kriterien einwandfrei in Geruch, Geschmack, Aussehen und Färbung. Seine Temperaturen schwanken zwischen 3,0–4,4°C (durchschnittlich 3,5°C), der pH-Wert liegt knapp über 7. Die elektrische Leitfähigkeit, die bei ca. 43 µS/cm liegt, erlaubt eine Abschätzung des Gesamtmineralstoffgehaltes auf 24 mg/l. Die chemische Analyse der anorganischen Hauptbestandteile (Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Cl, SO₄²⁻, NO₃ und HCO₃) ergab jedoch einen Gesamtmineralstoffgehalt von ca. 31 mg/l. Dies entspricht einer extrem geringen Mineralisation. Mit einer Gesamthärte < 1 ist das Wasser sehr weich. Nach der chemischen Zusammensetzung kann man die Hochreichhart-Quelle Q48 als Ca-HCO₃-Wasser einstufen.

Da auch das Einzugsgebiet weitgehend frei von anthropogener Beeinflussung ist (Landwirtschaft und Tourismus), kann die Verwendung der Hochreichhart-Quelle Q48 zur Trinkwasserversorgung empfohlen werden.

GRASEMANN, Bernhard (Dissertation): Thermische Entwicklung der MCT-Überschiebung im Licht zweidimensionaler Modellrechnungen sowie Bearbeitung der Geologie des östlichen Chamba Beckens (H.P., Indien).

Begutachter: Prof. W. FRANK, Doz. M. THÖNI
Eingereicht: 1993

Im NW-Himalaya Indiens ist im Gebiet zwischen Chamba und dem Kulu Valley der Higher Himalaya von seiner an der Main Central Thrust (MCT) abgescherten Basis über dem Larji-Kulu-Rampur (LKR) Window und an der Außenfront bis zu mesozoischen Serien aufgeschlossen. Während der Großteil des Gebietes von den präkambrischen Haimanta eingenommen wird, beschränken sich die paläozoischen und mesozoischen Schichtfolgen auf die eng gepreßten Mulden bei Chamba und bei Tandī. Oberkambrische Granite sind in unterschiedlich hohe stratigraphische Niveaus in die Haimanta intrudiert.

Durch eine Übersichtskartierung von rund 7000 km² E des Sach Paß-Kalhel Profil und dem gut untersuchten Kulu Valley konnte einerseits der großräumige Faltenbau der bis 6000 m mächtigen Haimanta in diesem Gebiet aufgelöst werden, andererseits wurde mit Hilfe eines markanten Leithorizontes im hangenden Teil der fossillosen Haimanta zum besseren Verständnis der Stratigraphie dieser präkambrischen Serien beigetragen. Durch eine, auch von anderen Autoren kartierte, großräumig verfolgbare *boulder slates* Serie konnte der Bezug zu bereits untersuchten Nachbargebieten hergestellt werden.

Die Haimanta können in einem liegenden feinschichtigeren Anteil (Chamba Formation, in die *boulder slates* (Manjir Conglomerate oder Middle Haimanta) und in eine mächtige hangende Serie mit Karbonatzügen und einem markanten Graphit Quarzit Horizont gegliedert werden (Upper Haimanta). Durch Auflösen des lateral weit verfolgbar Faltenbaus und durch Vergleiche mit den von anderen Autoren untersuchten Gebieten um Chamba konnte gezeigt werden, daß der westliche Teil der großen Chamba Synklinale bis zum Kulu Valley fast ausschließlich aus den Middle- und den Upper Haimanta besteht. Nur der südlichste Streifen an der Stirnfront des Higher Himalaya, in welchen der altpaläozoische Dallhouse Granit intrudiert ist, gehört den Lower Haimanta an. Dieser Streifen läßt sich vermutlich mit der Synklinale bei Pandoh N von Mandi verbinden, welche dem Manjir Conglomerate sehr ähnliche Lithologien im Kern aufgeschlossen hat. NW Manali intrudiert der ebenso altpaläozoische Hanuman Tibba Granit bis in den oberen Teil der Upper Haimanta und durchschlägt dort den Graphit-Quarzit Markerhorizont. Diese Beobachtung belegt das präkambrische

Alter der Haimanta und zeigt gleichzeitig, daß die Intrusionen um 490 Ma in unterschiedliche stratigraphische Niveaus stattgefunden haben. Eine ähnliche Situation konnte bei Shingri – ca. 10 km vor dem Kunzam La – festgestellt werden.

Der Übergang der Haimanta in die Serien der Tandī Mulde erfolgt durch eine diskordante Transgression von Konglomeraten mit Dolomitlagen, welche ein Äquivalent der Kuling Formation im Zanskar darstellen. Dieses Schichtglied ist nur am W Ende der Tandī Synklinale bei Rape aufgeschlossen; das E Ende am Rohtang Paß ist tektonisch zugeschnitten. Andere paläozoische Formationen wie zum Beispiel der Agglomeratic Slate oder der Panjal Trap, welche in der Chamba Synklinale aufgeschlossen sind, fehlen hier. Auch für die in dieser Arbeit nicht untersuchten Mulde bei Kalhel wird eine ähnliche Situation mit einer paläozoischen Diskordanz angenommen.

Bezüglich der Deformation und der Metamorphose kann man im Higher Himalaya einen MCT nahen, stärker deformierten Bereich und ein höheres Stockwerk, welches durch die Überschiebung nur mehr bedingt beeinflusst worden ist, unterscheiden. Nach einer ersten regionalmetamorphen Überprägung der Serien, verursacht durch die Kollision von Indien mit Asien im Paleozän, folgt in den tieferen Einheiten eine synmetamorphe, duktile Deformation mit isoklinarer Verfaltung am Beginn der MCT Überschiebung. In den hangenden Einheiten, in welchen dieser Scherprozeß nicht mehr unmittelbar sichtbar ist, beschränkt sich diese Deformationsphase auf weitere Einengung eines prä-MCT angelegten Faltenbaus und lokale Verschuppung, besonders gegen die Stirnfront des Higher Himalaya.

Der zweite Teil dieser Arbeit befaßt sich mit der numerischen Simulation von thermischen Prozessen während der Überschiebung des Higher Himalaya auf den Lesser Himalaya. Eine Zusammenfassung der bislang veröffentlichten, mathematischen Modelle soll als eine Bestandsaufnahme dieser noch sehr jungen geologischen Methodik dienen. Eindimensionale *hot iron* Modelle, welche mit einer initialen *sawtooth* Geotherme und rascher *exhumation* die Ausbildung eines inversen Metamorphosegradienten zu erklären versuchen, entsprechen nicht den Geländebeobachtungen und den geochronologischen Abkühlraten. Auch kann mit einem zweidimensionalen *finite* Differenzen-Modell gezeigt werden, daß bei realistischen Konvergenzraten die Konduktion der Gesteine eine Inversion der Isothermen nicht zuläßt und die Annahme einer *sawtooth* Geotherme als Ausgangssituation somit nicht zulässig ist.

Unter der Annahme, daß der Konduktivitätsunterschied der Lithologien im Higher und Lesser Himalaya groß genug ist, kann in einem zweidimensionalen Modell

während der Überschiebung ein lokales Temperaturmaximum an der Basis der *hanging wall* nachgewiesen werden. Diese Zone mit höherer Temperatur über der MCT könnte die synmetamorphe Scherverfaltung der Isograden und die anhaltend duktile Deformation an der Basis des Higher Himalaya erklären.

Mit einer umfangreichen, zweidimensionalen Simulation, welche inhomogene Verteilung von Konduktion, Advektion (Erosion und Materialbewegung) und Wärmeproduktion (radioaktive Wärmeproduktion, Schererwärmung) berücksichtigt, werden mögliche inkrementelle Raten der Überschiebungsgeschwindigkeit, der *exhumation*, der Erosion sowie die Veränderung des geothermischen Gradienten errechnet. Dabei sollen geochronologisch ermittelte Abkühlkurven aus den unterschiedlichen tektonischen Einheiten möglichst genau nachmodelliert werden.

Die Ergebnisse dieser Arbeit deuten darauf hin, daß der Higher Himalaya seit ca. 30 Ma eine stete Abkühlung erfährt. Eine schnellere Abkühlung bis 15 Ma spiegelt die Aufschiebung an der MCT wider, danach werden die Gesteine durch Erosion an die Oberfläche gebracht. Im Lesser Himalaya werden die Gesteine von 30 Ma bis ca. 10–12 Ma durch die Überlagerung des Higher Himalaya und die damit verbundene Versenkung bis über 300°C aufgeheizt. Die folgende rasche Abkühlung im Lesser Himalaya ist nur im Zusammenhang mit einer dem Higher Himalaya gegenüber relativ schnelleren *exhumation* zu verstehen. Diese Beobachtung kann nur mit einem Abschiebungsprozeß nach 10 – 8 Ma erklärt werden. Genauer definierte Abkühlkurven, vor allem durch die niedrigeren Schließungstemperaturen (*fission tracks*), zusammen mit zweidimensionalen numerischen Simulationen konnten das Verständnis um die alpine Abkühlgeschichte im Himalaya noch besser klären.

HAUER, Franz (Diplomarbeit): Quartär- und hydrogeologische Bearbeitung des Beckens von St. Pölten (Niederösterreich).

Begutachter: Doz. D. van HUSEN
Eingereicht: 1993

Im Zuge dieser Arbeit wurde eine Neukartierung und sedimentologische Untersuchung der quartären Terrassen im mittleren Traisental, im Raum St. Pölten, durchgeführt.

Anhand von Gelände- und Luftbildauswertung konnte eine Abgrenzung von braided river- und meandering river-Sedimenten, speziell in den jüngsten würmzeitlichen und holozänen Terrassen, getroffen werden.

Es konnten kleine Reste der Hochterrasse am Abfall von der Traisen-Pielach-Platte zum Becken von St. Pölten gefunden werden, obwohl dieses Terrassen-

niveau bis jetzt nur vom orographisch rechten Traisenufer bekannt war. Die Alterseinstufung der quartären Terrassen konnte durch Löß- und Bodenbildung untermauert werden.

Durch Auswertung vorhandener Daten (Grundwasserganglinien verschieden alter Untersuchungen und Nutzungen, Bohrprotokollen, geoelektrischen Tiefensondierungen) wurde versucht, Kies- und Grundwassermächtigkeiten und deren Änderungen mit den geologisch-sedimentologischen Ergebnissen in Einklang zu setzen.

Das Resultat zeigt einen Grundwasserstrom, der nicht dem heutigen Flußverlauf entspricht, sondern unmittelbar nach dem Eintritt der Traisen in das Becken von St. Pölten vom Fluß nach Westen abzweigt, diesen **knapp südlich** der Autobahn kreuzt und erst zwischen Ratzersdorf und Pottenbrunn wieder in den Flußbereich kommt. Dieses Verhalten wird einerseits durch eine Rinne im **präquartären** Untergrund, andererseits durch den genetisch bedingten Aufbau der Terrassen hervorgerufen, da die Ablagerungen eines braided rivers durch ihren kleinräumigen, lagigen Wechsel zwischen feinkornreichen und -armen Sedimenten, und hier besonders in den matrixfreien Groblagen, zu einer Kanalisation des Grundwassers führen. Für die Kiese wurde ein mittlerer k_f -Wert von $2,5 \times 10^{-4}$ nach HAZEN ermittelt.

Im Zuge der Errichtung des Regierungsviertels in St. Pölten ist erwünscht, daß die Traisen, die durch die industrielle Nutzung der Wässer über lange Zeit des Jahres kein Fließgewässer darstellt, wieder ganzjährig Wasser führen soll. Zur Erreichung dieses Zieles ist geplant, die Frühjahrshochwässer in Becken südlich der Stadt aufzufangen und gezielt über das Grundwasser wieder in den Fluß einzuleiten. Es wurde versucht, die Auswirkung dieser Dotation auf den Grundwasserspiegel in Abhängigkeit vom genetischen Aufbau der Terrassenkiese zu ermitteln. Durch die Auswertung der Grundwasserganglinien in bezug auf die rekonstruierten sedimentologischen Verhältnisse konnte keine endgültige Aussage zu diesem Fragenkomplex getroffen werden. Ein Vergleich mit anderen Grundwassermodellen wurde hergestellt.

JARNIK, Marion (Diplomarbeit): Zur Sedimentologie, Stratigraphie und Tektonik der Gosau von Rigaus/Abtenau (Salzburg/Österreich).

Begutachter: Prof. P. FAUPL
Eingereicht: 1994

Die Neubearbeitung des tieferen Anteils der Gosau von Rigaus/Abtenau (Salzburg) erbrachte umfassende Ergebnisse in sedimentologischer, stratigraphischer sowie tektonischer Hinsicht, die eine Korrelierbarkeit u.a.

in der Lithofaziesausbildung und Schwermineralführung mit der Gosautyplokalität Gosau-Rußbach sowie weiterer benachbarter Gosauvorkommen erlauben. Es wird für diesen Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen ein einheitliches oberkretazisches Becken angenommen. Die Formationen der Kreuzgrabenschichten bis Bibereckschichten umfassen (?Coniac) Santon – Untercampan. Die Nierentaler- und Zwieselalmschichten nehmen den Zeitabschnitt des Untercampans bis Oberpaleozäns ein.

Permoskythische Gesteinsserien der Lammer-Einheit („Hallstätter Zone“) bilden die geologische Unterlage dieser Gosauschichtfolge (etwa 1095 m). Randlich wird das NE–SW-streichende Gosauvorkommen von mesozoischen Gesteinen des Osterhorn-Tirolikums (Stauffen-Höllengebirgsdecke/Einberg-Störung) im Nordwesten sowie der Gamsfeldmasse (Dachsteindecke/Rigaus-Störung) im Südosten, begrenzt.

Die basalen **Kreuzgrabenschichten** (etwa 140 m (? Coniac)Untersanton) sind durch eine überwiegend rot gefärbte Abfolge aus Konglomeraten mit untergeordnet eingeschalteten Sandsteinen, Grobsiltiten und siltigen Peliten charakterisiert. Die vorherrschenden Lithofazies-Typen werden als Schuttstrom- und Braided Stream-Sedimente einer alluvialen Schwemmfächerfazies interpretiert. Paläoströmungsdaten aus der Schuttstromfazies lassen eine Transportrichtung nach SSW vermuten.

Die innerhalb der **Streiteckschichten** (etwa 25 m (? Coniac-)tieferes u.Santon) einsetzende marine Transgression spiegelt sich in einer feinsandig-siltreichen, seichtmarinen Mergelfazies, mit eingeschalteten Grobsiltit- und Konglomeratlagen wider, die einer progradierenden Fan Delta-Fazies zugeordnet werden. Siltreiche graue Mergel der **Grabenbachschichten** (etwa 300 m, U.Santon bis M.Santon) stellen eine Schelfnormalfazies dar. Grobsilt- sowie untergeordnete Feinsandbänke werden als Sturmsedimentlagen interpretiert.

Innerhalb der **Hochmooschichten** (etwa 170 m, O.Santon bis höchstens O.Santon) wurde eine sedimentäre Abfolge rekonstruiert, die mit basalen grauen „Mergeln“ einsetzt und mit Grobklastika-Schüttungen eines progradierenden Fan Deltas endet. Eine Reaktivierung des Hinterlandes mit Aufarbeitung von Gosasedimenten (Kreuzgraben- und Streiteckschichten) wurde beobachtet. Unimodale Paläoströmungsmessungen weisen schwerpunktmäßig auf Sedimenttransport gegen NNW und NNE.

Siltreiche, graue bis rötliche Kalkmergel der **Bibereckschichten** (etwa 3 m, Santon/Campan bis tiefes U.Campan) verkörpern eine plötzlich einsetzende, fazielle sowie geodynamische Umstellung von neritischen zu bathyalen Tiefen.

Die **Nierentaler Schichten** (etwa 260 m, U.Campan

bis M.Maastricht) kennzeichnen zwei lithofazielle Ausbildungen: (1) basale, dunkelrot gefärbte, massige sowie grobgebauete Kalkmergel mit geringmächtigen turbiditischen Sandsteinlagen im Hangenden; (2) eine turbiditische Abfolge mit massigen, schwach gradierten Grob- bis Feinsandsteinbänken, grauen bis rötlichen Mergeln, sowie hemipelagischen Mergelkalkintervallen. Die turbiditische Abfolge setzt sich in die Zwieselalmschichten (190 m, M.Maastricht bis O. Paleozän) unter Hinzutreten gradierter Quarzit-, Phyllit- sowie Orbitoiden-führender Breccienlagen fort.

Zwei Vulkanitgerölle aus dem hangendsten Breccien-Horizont der Hochmooschichten wurden aufgrund von geochemischen Analysen als *andesitische Tholeiit* sowie als *Alkali-Olivin-Basalt* klassifiziert. Als geotektonisches Bildungsgebiet wird eine Intrakontinentalsituation für wahrscheinlich gehalten. Es handelt sich möglicherweise um Vulkanite aus dem permischen Haselgebirge.

Schwermineralanalysen innerhalb der Formationen der Tieferen Gosau erbrachten eine Dominanz der stabilen Minerale Zirkon, Turmalin sowie Rutil und Apatit; z.T. hohe Granatgehalte und niedrige Chloritoid- und Staurolithanteile kennzeichnen die Kreuzgraben- und Streiteckschichten. In den Streiteck- bis Bibereckschichten belegen Chromspinelle und Natriumamphibole den Einfluß aufgearbeiteter ophiolithischer Serien, bzw. Hochdruckparagenesen.

Strukturanalysen im Bereich des Gosauvorkommens von Rigaus ließen vier post-eozäne Deformationen erkennen: (1) Faltung der Gosau von Rigaus; (2) Anlage von Blattverschiebungen (Rigaus- und Einberg-Störung) im Zuge einer N–S-orientierten Verkürzung während der ostwärts gerichteten oligozänen-miozänen Ausweichbewegung der Ostalpen; (3) Ausbildung großmaßstäblicher (W)SW–(E)NE-streichender sinistraler Blattverschiebungen; E–W-orientierte subhorizontale Extension; (4) E–W-gerichtete Kompression.

KNEZEVIC, Rudolf Nikolaus (Diplomarbeit): Sedimentologische und hydrogeologische Untersuchungen in der Molassezone Oberösterreichs zwischen Peuerbach und Waizenkirchen.

Begutachter: Prof. P. FAUPL
Eingereicht: 1993

Das bearbeitete Gebiet umfaßt sowohl den kristallinen Rahmen, als auch die tertiären Sedimente der Waizenkirchener Bucht in Oberösterreich. An Sedimenten wurden Linzer Sande und Älterer Schlier des Egerien, sowie Enzenkirchener Sande, Fossilreiche Grobsande und Robulus-Schlier des Ottnangiens bearbeitet. Plio-/pleistozäne Ablagerungen haben mächtigkeitsmäßig

untergeordnete Bedeutung. Die Sande des Ottnangiens weisen einen deutlich höheren Feinanteil auf (positive Schiefewerte) als die Sande des Egeriens. Diese hohen Gehalte von Silt und Ton sind von den zahlreichen Pelitbelegen und Klasten herzuleiten. Die Sedimente des Ottnangiens sind durch einen deutlichen Einfluß von Gezeitenströmungen geprägt. Den Sanden des Eger hingegen fehlen diese deutlichen Merkmale. Die charakteristischen Durchlässigkeitsbeiwerte der Linzer Sande liegen bei 10^{-3} bis 10^{-4} m/s, die der Fossilreichen Grobsande bei 10^{-4} bis 10^{-5} m/s.

Die normalerweise als Stauer fungierenden Schlierschichten haben in geklüfteten Abschnitten durchaus die Eigenschaften eines Aquifers. Die als Porengrundwasserleiter anzusprechenden Schotter aus dem Plio- und Pleistozän weisen erhöhte Belastungen durch Nitrat und Eisenoxid auf. Das Kristallin der Böhmisches Masse ist grundsätzlich ein Kluftwasserleiter. Die den kristallinen Gesteinen auflagernde Verwitterungsdecke (Flinz), welche eine Mächtigkeit bis 20 m erreichen kann, ist lokal ein bedeutender Porengrundwasserleiter.

Vergleich von Wasserhärte und Leitfähigkeit von Wässern aus verschiedenen Sedimenten ermöglichen eine Unterscheidung. Wässer aus dem kristallinen Untergrund sind durch geringe Mineralisation und geringe Härte gekennzeichnet. Wässer aus den Schliersedimenten weisen einheitlich hohe Leitfähigkeitswerte sowie Wasserhärten auf. Wässer aus plio- und pleistozänen Schottern sowie aus lehmigen Verwitterungsdecken zeigen stark divergierende Meßwerte. Die Daten der Ionenkonzentrationen zeigen kein einheitliches Bild.

Die Grundwasserneubildungsrate, die für den Zeitraum von 1979–1984 abgeschätzt wurde, liegt zwischen 31 und 52 cm pro Jahr. Im Bereich der Waizenkirchener Bucht konnte kein Standort für eine überregionale Wasserversorgung vorgeschlagen werden, da Sandkörper in dieser Randlage nicht ausreichend mächtig sind und zudem durch postsedimentäre Bruchtektonik zerlegt werden. Auch die Grundwasserneubildungsrate erscheint zu gering. Vereinzelt sind gespannte Grundwasserkörper zu beobachten. In einigen Fällen kommt es zur Bildung von Artesern.

KOLMER, Christoph (Diplomarbeit): Die quartäre Landschaftsentwicklung der östlichen Hochschwab Nordabdachung.

Begutachter: Doz. D. van HUSEN
Eingereicht. 1993

Diese Arbeit stellt, gemeinsam mit der von FRITSCH 1993 eine Neubearbeitung der gesamten Hochschwab N-Abdachung hinsichtlich quartärer Sedimente und der daraus folgenden Eisausdehnungen für die letzten

beiden glazialen Ereignisse dar. Die altersmäßige Einstufung der Ablagerungen erfolgte auf Grund der Verwitterungstiefe, der Morphologie und der Lage der einzelnen Sedimente zueinander.

So konnten die Moränenmaterialien nördlich der Salza zwischen Gußwerk und Moosbach der Rißeiszeit zugeordnet werden. Im Bereich der Jh. Sulzboden dokumentieren Seitenmoränen auf 1050 m über NN die rißeiszeitliche Eishöhe. Auf Grund dieses Niveaus ergibt sich ein Kontakt mit dem Kräuteringletscher und den Gletschern der Zeller Staritzen im Osten. An Hand von Vergleichen mit dem Gesäuse (VAN HUSEN 1968, 1971) und dem Ybbstal (TUTTNER 1987, NAGL 1972) kann diese weit nach Norden reichende Eisausdehnung mit einem Rückkopplungseffekt erklärt werden. Demnach wird durch das Ansteigen der Eismächtigkeit des Gletschers auf das Niveau seines eigenen Einzugsgebietes die Oberfläche des letzteren wesentlich vergrößert und eine Ausdehnung der Gletscher auch in weiter entfernte Gebiete möglich. In Richtung Westen ist der Kontakt mit dem Ennsgletscher durch das Vorhandensein rißeiszeitlicher Toteissedimente bei Fachwerk (vgl. FRITSCH 1993) und das Fehlen der Hochterrasse in Palfau sehr wahrscheinlich.

Die Gletscher der Würmeiszeit hatten eine wesentlich geringere Ausdehnung und beschränkten sich auf einzelne Tallandschaften. Der größte Gletscher erstreckte sich aus dem Hölltal nach Wechselboden und bildete so den Ursprung des eigentlichen Salzagleitschers. Auf Grund der Endmoränenlagen konnten die Ausdehnungen der Gletscher von der Kräuterin, des Türn- und Tregeltales und aus dem Gschödringgraben genau abgegrenzt und die Höhe der Gleichgewichtslinien geschätzt werden. Beim Vergleich mit den Schneeabschätzungen in den Gesäusebergen von BLAUHUT 1992 und WEISSENBÄCK 1991 ergab sich ein mittleres Niveau von 1100 m. Diese Schneegrenze wurde auch für würmeiszeitliche Gletscher, deren Maximalausdehnung nicht bekannt war, angenommen und die wahrscheinlich daraus resultierende Ausdehnung rekonstruiert. So ergab sich eine Vergletscherung des Salztales möglicherweise ab Wechselboden, gesichert ab dem Tremmlgraben bis unterhalb von Wildalpen (vgl. FRITSCH 1993).

Ins Spätglazial sind die Endmoränenablagerungen am Seesteinsattel, bei Gschöder, bei der Kräuterinhütte und am Türnsee zu stellen. Die Abschätzung der Schneegrenze ergab kein einheitliches Bild eines einzigen Rückzugsergebnisses. Zu dieser Zeit wurden auch die Terrassen in Greith, Rotmoos und Wechselboden abgelagert. Während des Postglazials kommt es zur Erosion, Sedimentation von Schwemmkegeln und Bildung von Hangbreccien, wie zum Beispiel in Greith oder im Antengraben.

KUFFNER, Thomas (Diplomarbeit): Zur Sedimentologie des „Sandstreifenschliers“ der östlichen Molassezone.

Begutachter: Prof. P. FAUPL

Eingereicht: 1994

Die pelitdominierte Fazies des transgressiven „Sandstreifenschliers“ (bzw. Schliers) der östlichen Molassezone, im Bereich zwischen Enns und Erlauf, zeigt eindeutige Merkmale eines bisweilen sturmgeprägten Milieus.

Die in sieben verschiedene Lithofaziestypen differenzierbaren Sedimente gelangten in einem subtidalen siliziklastischen Flachmeerbereich zwischen der normalen- und der Sturmwellen-Wellenbasis zur Ablagerung. Im Sandstreifenschlier liegt eine intensive rhythmische Wechsellagerung von pelitreichen Sedimenten (Lithofazies A bzw. B), feinkörnigen Kalksandsteinen (Lithofazies C, D bzw. E), völlig bioturbaten Sedimenten (Lithofazies G1), und Horizonten mit typischen *Diplocraterion yoyo*-Lebensspuren (Lithofazies G2) vor. Sporadisch zwischengeschaltete Kalksandsteine der Lithofazies F zeigen die für Sturmablagerungen typischen Sedimentstrukturen des Oberen Strömungsregimes (upper plane bed), eigentliche Tempestitabfolgen mit kennzeichnenden Hummocky cross-stratifications konnten jedoch nicht beobachtet werden.

Riefungen an der Basis der Lithofazies D bzw. F und „current lineations“ auf den Schichtflächen der Kalksandsteine der Lithofazies F sind vermutlich mit der gerichteten, bimodal verteilte Leeblätter-Azimute im Hangenden mit der oszillatorischen Komponente sog. „combined geostrophic bottom currents“ in Verbindung zu bringen.

Vollständig homogenisierte bioturbate Sedimente der Lithofazies G1 deuten auf langandauernde Fairweather-Perioden niedriger hydrodynamischer Energiebedingungen bzw. niedrige Sedimentationsraten hin. Alternationen von skolithos- und *Cruziana*-Ichnofazieselementen, beide indikativ für sublitorale Environments, können als Hinweis auf variierende Strömungsbedingungen gewertet werden.

Das in den Obertageaufschlüssen und Bohrkernen durchwegs idente Schwermineralspektrum weist größtenteils auf eine alpine Lieferprovinz der Klastika hin. Insgesamt kann aus der Zusammenschau aller sedimentologischen Analysen für die feinkörnigen neritischen Sedimente des Sandstreifenschliers, nicht zuletzt wegen der bimodalen Paläoströmungsverteilung, ein periodisch sturmbeeinflusster subtidaler Flachmeerbereich zwischen der normalen und der Sturmwellenbasis mit dominierender oszillatorischer Strömungskomponente, als Ablagerungsraum angenommen werden.

LANTSCHNER, Magnus (Diplomarbeit): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie des Jura westlich der Flexenpaßstraße im Grenzbereich Tirol/Vorarlberg (Austria).

Begutachter: Doz. R. LEIN

Eingereicht: 1994

Im Zuge einer geologischen Kartierung der jungmesozoischen Gesteine der Lechtaler Decke östlich des Flexenpasses bearbeitete ich die jurassische Schichtfolge.

Die Trias-Jura-Grenze wird dabei letztendlich als *drowning unconformity* bezeichnet, da keine eindeutigen Anzeichen einer raschen Meeresspiegelveränderung vorliegen. Über die Faktoren, die die einschneidenden Sedimentationsumstellungen (besonders das Absterben der Korallenassoziationen) bedingen, kann nur spekuliert werden. Ich favorisiere eine rasche Temperaturänderung (? *upwelling*).

Nach dem Hettanghiatus (glaukonitischer Hartgrund) unterscheide ich Beckensedimente (Allgäuschichten) und Ablagerungen, die an einem Paläohang abgelagert wurden (Adneter Kalke). Der Übergang vom Hang zum Becken kann verschiedentlich ausgebildet sein (Scheibelbergkalk, Crinoidenmikrit oder proximale Allgäuschichten), der entscheidende Faktor scheint die Sedimentationsrate zu sein. Die Interpretation der Adneter Kalke als *slope*-Fazies stützt sich auf rezente Beobachtungen tropischer Kontinentalhänge (*by-pass slopes*).

MOSER, Günter (Diplomarbeit): Sedimentologische und hydrogeologische Aufnahmen in der nördlichen Molassezone zwischen Enzenkirchen und Peuerbach, OÖ.

Begutachter: Prof. P. FAUPL

Eingereicht 1992

Die vorliegende Diplomarbeit beruht auf sedimentologischen und hydrogeologisch-hydrochemischen Aufnahmen im nördlichen Molassebecken Oberösterreichs. Ausgangspunkt der Diplomarbeit bildete ein von der OÖ. Landesregierung beauftragtes Projekt (Hö 40/88/OA8g) zur Vorerkundung der Möglichkeiten einer überregionalen Wasserversorgung im nördlichen Randbereich des OÖ. Molassebeckens. Das Projektgebiet reicht vom Eferdinger Becken im Osten bis Schärding im Westen, das Diplomarbeitungsgebiet von Peuerbach bis Enzenkirchen (W-O Begrenzung) beträgt ca. ein Fünftel der Projektgebietsfläche.

Für das Bearbeitungsgebiet wurde eine Neukartierung im Maßstab 1:20.000 in Anlehnung an die Raumordnungskatasterpläne in Oberösterreich durchgeführt. Die bearbeiteten Aufschlüsse, Handbohrungen und Boh-

rungen sind auf einer eigenen Karte dargestellt. Zur Erfassung der hydrogeologischen Verhältnisse erfolgte eine Kartierung der Wasserversorgungssituation, der orographischen Einzugsgebiete sowie eine Untergliederung der Grundwassertypen in oberflächennahe Grundwässer, Tiefengrundwässer und artesische Wässer. Die hydrochemischen Verhältnisse sind auf Basis von 24 Wasserproben, die verschiedene stratigraphische Einheiten sowie verschiedene Brunnen- und Aquifertypen erfassen, auf einer hydrochemischen Karte dargestellt.

Das Kartierungsgebiet wird dominiert von Robulus Schlier (Ottangien), einem feinsandigen Tonmergel, der sich gegen den Beckenrand hin mit den Enzenkirchner Sanden und den fossilreichen Grobsanden verzahnt (im Gebiet von Natternbach wegen der größeren Verbreitung auch Natternbacher Sande genannt). Im unmittelbaren Randbereich zum kristallinen Grundgebirge der Böhmisches Masse dominieren dann im E-Teil die gut aufgeschlossenen Enzenkirchner Feinsande, im W-Teil die schlecht sortierten Natternbacher Sande, deren Kornspektrum bis zum Feinkies reicht. Darüber liegen noch – vor allem im Bereich Salletwald – plio-pleistozäne Schotter und großflächige Löß- bzw. Lößlehmdecken.

Die hydrogeologische Situation stellt sich folgendermaßen dar: Die seichten Brunnen der kristallinen Verwitterungsdecke im Norden des Gebietes weisen geringe Ergiebigkeiten sowie große Sensibilität für anthropogene Beeinflussung auf.

Die Enzenkirchner- wie auch die Natternbacher Sande begünstigen aufgrund ihrer gezeitenbeeinflussten Wechsellagerung mit Tonmergellagen sowohl die Ausbildung kleinräumiger Grundwasserstockwerke, als auch schwebender Grundwasserkörper geringer Mächtigkeit. In diesen Sanden sind auch die größten Chancen zur Erschötung größerer Grundwassermengen gegeben. Der Robulus Schlier besitzt eine „double porosity“ durch Sandeinschaltungen und einen teilweise höheren Feinsandgehalt, sowie durch häufig, jedoch inhomogen auftretende Klüfte. Die erschötzbaren Wassermengen sind meist gering, können für Einzelversorgungen aber durch größere Brunnentiefen kompensiert werden. Dabei entsteht entweder eine größere Filterstrecke, oder es wird die Zisternenwirkung des größeren Brunnenvolumens genutzt. Die Wasserqualität ist bei den Schlierwässern oft durch hohe Eisengehalte und große Härte beeinträchtigt.

Die plio-pleistozänen Schottervorkommen des Gebietes sind aufgrund geringerer Mächtigkeiten, kleinerer Einzugsgebiete und verringerter Oberflächeninfiltration durch Löß-Lößlehmbedeckung nur für kleine Versorgungen geeignet.

Eine großdimensionale Grundwasserstockwerks-

bildung ist auch durch die regressions- und transgressionsbedingte Wechsellagerung von größeren Sand- und Tonmergelkomplexen gegeben. So bilden die Linzer Sande des Egerien den nächsttieferen Aquifer unter der Innviertler Serie (Ottangien), den dazwischenliegenden Stauer bildet der „Ältere Schlier“ (O-Egerien).

Die tiefen Grundwässer des Gebietes sowie der Molassezone überhaupt liegen fast durchwegs in gespannter Form vor. Gründe dafür sind einerseits die Lagerungsverhältnisse, das leichte Gefälle nach Süden (Aufbau des Druckniveaus Richtung Beckenzentrum), aber auch tektonische Einflüsse in Form von Mächtigkeitsprüngen und Veränderungen des geologischen Einzugsgebietes (z.B.: verstärkte Infiltration aus dem Kristallin in die tertiären Sedimente an Störungen).

Die Innviertler Serie weist somit eine nur geringe Eignung als Aquifer für überregionale Wasserversorgung auf. Tiefere Einheiten sind bezüglich der Erschließungsmöglichkeiten methodisch schwierig zu handhaben, da besonders im Randbereich der Molassezone die tektonischen Verhältnisse und das Kristallinrelief nur schwer zu prognostizieren sind und dadurch die Erkundungsarbeiten verteuert werden.

Das ohnehin eher geringe Wasserdargebot wird sowohl durch geogene Einflüsse (Eisengehalt, teilweise große Härte), aber auch durch anthropogene Einflüsse zusätzlich verringert. Hier sind besonders Grundwasserabsenkungen durch Bachregulierungen, Drainagierungen und Raubbau an Tiefengrundwässern, sowie wilde Mülldeponien und landschaftsbedingte Einflüsse zu erwähnen.

MÜLLER, Wolfgang (Diplomarbeit): Neue geochronologische und strukturgeologische Daten zur geodynamischen Entwicklung des nördlichen Semmering- und Wechsel-Gebietes (Niederösterreich).

Begutachter: Prof. M. THÖNI
Eingereicht: 1994

Neue feldgeologische und petrographische Beobachtungen sowie geochronologische, strukturgeologische, mineral- und gesteinschemische Daten ergeben folgendes Bild für die geodynamische Entwicklung des nördlichen Wechsel-/Semmeringgebietes: Ein Sm/Nd-Modellalter der Wechselgneise zwischen 1,41 Ga (DM) und 0,93 Ga (CHUR) bewegt sich im Bereich der Krustenverweilalter anderer Abschnitte des ostalpinen Altkristallins (THÖNI 1993, pers. comm.) und belegt damit – trotz der aberranten Petrographie – eine analoge Genese der Wechselgneise.

Die prägende Metamorphose der Wechselgneise ist eine frühvariszische, oberdevone (375–360 Ma) Hochdruckmetamorphose mit Drucken von ungefähr 10 kbar (abgeleitet aus den Phengitgehalten der Hell-

glimmer). Infolge langsamer Abkühlung nach diesem Ereignis gibt es deutlich streuende Alterswerte bis 325 Ma. Auch in den Amphiboliten des Semmering-Kristallins kann – relikthisch – ein gleichaltes Metamorphoseereignis nachgewiesen werden.

Die charakteristische Albit-Blastese der Wechselgneise wird zusammen mit einer untergeordneten, permisch datierten Paragonit-Sprossung einer spätvariszischen, permischen Metamorphose und Metasomatose (Na!) zugeordnet. Diese ist auch – infolge permischer Hellglimmer-Alter – für die erste prograde Metamorphose der Wechselschiefer verantwortlich, was sehr gut mit deren oberkarbonen-unterpermischen Sedimentationsaltern (PLANDEROVA & PAHR 1990) korrespondiert. Das Intrusionsalter des Granits, der nunmehr als Grobgnais der Semmering-Einheit vorliegt, wird ebenfalls – aufgrund der Rb/Sr-Hellglimmer- und WR-Daten – ins (Mittel-)Perm gestellt und steht damit im Gegensatz zu den karbonen Altersdaten des südlichen Semmering/Raabalpenkristallins (SCHARBERT 1990). Dieser permische Magmatismus könnte auch einen Mechanismus für die \pm gleichaltes, spätvariszische Metamorphose der Wechselgesteine darstellen.

Die alpidische Metamorphose in den Gesteinen der Wechsel-Einheit, dem liegendsten Element des Ostalpins, ist sehr schwach (untere Grünschieferfazies; Temperaturen ca. 300–330°C) und nicht penetrativ faßbar, sondern nur lokal, in hochdeformierten Domänen (z.B. Wechselgneis-Scherbänder) eindeutig nachweisbar. In den Gesteinen der hangenden Semmering-Einheit ist die alpidische Überprägung mit Metamorphosetemperaturen von 350–400°C stärker wirksam (mittlere Grünschieferfazies). Daher wird eine tektonisch bedingte, schwach inverse Metamorphosezonierung für das östliche Unterostalpin vorgeschlagen, die sich im hangenden Mittelostalpin fortsetzt.

Altalpidische Alterswerte von neugebildeten, feinkörnigen Hellglimmern (86–81 Ma) aus dem postvariszischen Permomesozoikum belegen unabhängig die Existenz der altalpidischen Metamorphosen im Untersuchungsgebiet.

Die penetrative Top-gegen-WNW-Scherung (verbunden mit der Hauptschieferung), die in beiden Grundgebirgseinheiten und dem postvariszischen Permomesozoikum auftritt, ist eindeutig – wie aus geochronologischen und feldgeologischen Daten hervorgeht – alpidischen Alters, obwohl die penetrative alpidische Überprägung v.a. in der Wechsel-Einheit fehlt. In der Semmering-Einheit ist mit dieser Deformation eine Phyllonitisierung des Grobgnaises verbunden, was teilweise zur vollständigen Maskierung des Unterschiedes Phyllit (sedimentär) vs. Phyllonit führt.

Es besteht kein unmittelbarer Zusammenhang zwischen der Sedimentation der Eozänkalke (W)NW

Kirchberg/Wechsel und dem Aufstieg des Wechseldomes im S davon. Letzterer vollzieht sich erst im obersten Jungtertiär (Wechselgneis-Apatit-FT-Daten: 16–6 Ma (DUNKL et al. 1993); Fehlen von Wechselgneis-Komponenten im Kirchberger Tertiärbecken, (mit-)bedingt durch spröde Abschiebungen an der E- und W-Flanke. Eozäne tektonische Aktivität könnte allenfalls aus schlecht definierten Fault gouge-Bildungsaltern (43–39 Ma) und eozänen Wechselgneis-Zirkon-FT-Daten abgeleitet werden.

Das Miozänbecken (Ottning-Karpat) von Kirchberg/W. wird als Pull-apart-Becken interpretiert, entstanden an einem releasing-Stepover der dextralen, WNW-ESE-streichenden Seitenverschiebung im Feistritztal. Insgesamt können in der Semmering-Einheit 4 Spröddeformationsphasen unterschieden werden: 1) NNW-SSE-Hauptverkürzungsrichtung (U-Miozän; Strike slip); 2) NE-SW-Hauptverkürzungsrichtung (M-Miozän; Strike-slip); 3) E-W-Extension (?O-Miozän); 4) E-W-Kompression (keine zeitliche Zuordnung möglich). Den ersten beiden Phasen können mehrere, großteils neukartierte Störungen (Seitenverschiebungen) im Untersuchungsgebiet zugeordnet werden. Diese werden auch durch die rezente Seismizität nachgezeichnet und somit im wesentlichen bestätigt.

RAKASEDER, Stefan (Diplomarbeit): Abschätzung der Sicherungswürdigkeit von Massenrohstoffen im Raume Schärading (OÖ.).

Begutachter: Doz. H. HÄUSLER
Eingereicht: 1993

Im Rahmen des Rohstoffprojektes „Konfliktbereinigende Zusammenschau relevanter Teil-Naturraumpotentiale und Bewertung der Sicherungswürdigkeit von Massenrohstoffen als Grundlage für deren planerische Sicherung im Rahmen der oberösterreichischen Raumordnung“ wurde eine aktuelle Bestandsaufnahme der Rohstoffabbau im Raume Schärading durchgeführt. Neben einer geologischen Aufschlußbeschreibung wurde die Form und Ausdehnung der Abbaue, die Gewinnungstechnik, die Transportart, die Folgenutzung in Form von Rekultivierung, Regenerierung oder Müll eintrag, sowie bei den größeren Abbauen die Fördermengen, die Rohstoffreserven und die Konkurrenz- und Abnehmersituation eruiert. Diese Daten liegen nun in der Rohstoffdatenbank der Geologischen Bundesanstalt vor.

Ein weiterer Schwerpunkt des Projektes lag in der Erstellung eines Grundlagenkartensatzes im Maßstab 1:20.000. Die Kompilation von sechs geologischen Karten stellt hierbei eine interpretative Zusammenführung sämtlicher, das Projektgebiet betreffender, geologischer Kartierungen unterschiedlichen Alters und ver-

schiedenster Maßstäbe dar. Eigene Geländebegehungen dienten der Überprüfung des geologischen Kartenwerkes. Mangels ausreichender Unterlagen über auswertbare Brunnen- und Bohrungsdaten erfolgte die Erstellung der hydrogeologischen Karten auf semi-quantitativer Interpretation der Ausdehnung, Mächtigkeit und Durchlässigkeit der lithologischen Gesteinseinheiten. Erhebungen zum aktuellen Stand der Wasserversorgung und Müllentsorgung der Gemeinden führten zu den Wasserdargebotskarten, die darüber hinaus auch mögliche Einzugsbereiche der Brunnen- und Quellauffassungen, sowie mögliche Beeinflussungsbereiche des Grundwassers durch Deponieflächen beinhalten.

Neben diesen neu erstellten Kartensätzen wurden auch Flächenwidmungspläne, Bodengütepläne, Waldentwicklungspläne, Naturschutzpotentialkarten und hydrologische Karten (jeweils im Maßstab 1:20.000) in das geographische Informationssystem ARC/INFO übernommen, um sie einer weiteren Bearbeitung zugänglich zu machen.

Den Schwerpunkt des Projektes stellte jedoch die Abschätzung der Sicherungswürdigkeit von Massenrohstoffen dar. Es wurde hierbei die prinzipielle Leistungsfähigkeit der Massenrohstoffe beurteilt und eine Bewertung sämtlicher Naturraum-Potentiale, sowie deren Konflikträchtigkeit im Hinblick auf einen möglichen Rohstoffabbau, durchgeführt. Durch Stapelung der Kartensätze, verknüpft mit den einzelnen Bewertungen, wurden somit als Endergebnis Karten der Sicherungswürdigkeit von Massenrohstoffen erstellt.

Kiessandvorkommen mit geringer aktueller Schutz- und Sicherungswürdigkeit stellen im gesamten Projektgebiet nur Teilbereiche der Terrassen-Verebnungen zwischen Inn, Pram und Pfudabach dar. Mit Ausnahme eines kleinen Vorkommens von Niederterrassen-Schottern bei Gstötten und eines Vorkommens von Jüngeren Deckenschottern südwestlich von St. Marienkirchen (beide auf Blatt 4637) werden sämtliche sicherungswürdige Kiessandbereiche von Hochterrassen-Schottern gebildet. Als schutz- und sicherungswürdige Flächen erscheinen hier, neben einigen kleineren Vorkommen, auf Blatt 4637 zwei größere Flächen bei Stocket, zwei südwestlich von St. Marienkirchen, sowie drei Areale südlich von Roßbach. Sicherungswürdige Bereiche auf Blatt 4737 bilden vor allem Hochterrassen-Verebnungen südlich Laufenbach, nördlich Winertshamerau, östlich Antersham, südlich Buch, südwestlich Bachschwölln, südlich Etzelsdorf, nordöstlich Winertsham, südlich Ober-Haredt, nordöstlich Seifriedsedt, sowie bei Pfaffingdorf.

Neben diesen Projektergebnissen wurden auch struktureologische Untersuchungen im Raume Schärding durchgeführt. Neben Kluftrichtungen in den Granitsteinbrüchen wurden richtungsorientierte Auswertungen des Satellitenbildes, der Luftbilder, sowie des

Gewässernetzes durchgeführt und miteinander verglichen. Es zeigte sich, daß Richtungsdaten des Gewässernetzes nur bedingt für tektonische Vergleiche herangezogen werden können. Erkennbar war auch eine relativ hohe Diversität der Kluftrichtungen, selbst unmittelbar benachbarter Granitsteinbrüche. Einzig N-S-streichende Klüfte lassen sich deutlich in allen Steinbrüchen nachweisen und finden sich auch als ausgeprägte Lineamente im Satellitenbild und in den Luftbildern.

SCHLAF, Jürgen (Diplomarbeit): Fazies und Stratigraphie in den Südkarawanken zwischen Mittagskogel und Kahlkogel.

Begutachter: Doz. R. LEIN

Eingereicht: 1994

Eine bislang unbekannte obertriadisch-liassische Beckenentwicklung in den Südkarawanken wird litho- und biostratigraphisch aufgegliedert sowie faziell analysiert.

Nor und Rhät werden in den Südkarawanken normalerweise durch Karbonatplattformsedimente (gebankter Dachsteinkalk) vertreten. Im Abschnitt zwischen Mittagskogel und Kahlkogel tritt jedoch eine tiefmarin-pelagische Nor-Rhät-Entwicklung auf, die sich bis in den Lias fortsetzt. Es liegen also zwischen Mittags- und Kahlkogel zwei altersgleiche, aber faziell völlig verschiedene Entwicklungen nebeneinander, nämlich die Mittagskogel Einheit (Nor und Rhät in Dachsteinkalkfazies) und die Kahlkogel Einheit (Nor und Rhät pelagisch entwickelt).

Die Faziesanalyse der Kahlkogel Einheit zeigt die Entwicklung von flachmarinen karnischen Sedimenten über karbonatische Hangsedimente (Lac – unteres Sevat) bis hin zu pelagischen Kalken (oberes Sevat-Lias) an. Diese Sedimentabfolge scheint den synsedimentären Einbruch eines Intraplattformbeckens in die Dachsteinkalkplattform darzustellen. Die tektonisch gesteuerte Bildung dieses Beckens beginnt an der Karn-Nor Grenze und wird von gravitativen Sedimenten (Rutschstrukturen, Breccien, Turbidite) begleitet. Die Höhepunkte der Beckenabsenkung waren im Alaun und im unteren Sevat. Im Rhät war die tektonische Aktivität weitgehend abgeschlossen, da nur mehr pelagische Autochthonsedimente und feinkörnige Radiolarianturbidite zum Absatz gekommen sind. Die Sedimente des Lias sind ebenfalls pelagischer Natur.

In den Südkarawanken fehlen fazielle Übergangsglieder zwischen flachmarinem Dachsteinkalk und den pelagischen Obertriassedimenten der Kahlkogel Einheit. Faziale Äquivalente zu dieser obertriadischen Tiefwasserentwicklung gibt es dagegen in den Dinariden, im sogenannten Slowenischen Trog (= Tolmein Trog), einem Intraplattform-Becken mit pelagischer Fazies

vom Karn bis in die Kreide.

Zeitgleiche Herausbildung von Intraplattformbecken sowie begleitende tektonische Aktivität gibt es in der Lombardei, in den westlichen und östlichen Nördlichen Kalkalpen und in den westlichen Karpaten. Diese tektonischen Beckenbildungen könnten Ausdruck weiträumiger, extensiver, obertriadischer Bewegungen im westlichen Tethysraum sein. Alle diese norischen Bewegungen zeigen an, daß das Nor durchaus kein Zeitraum tethysweiter, einheitlicher Subsidenz war. Vielmehr gab es im Nor lokal hohe Subsidenzraten, die zum Einbruch von Intraplattformbecken geführt haben. Ursache für deren Genese sind wohl Lateralbewegungen zwischen der Adriatischen und der Eurasischen Platte während der Obertrias im Zuge der ersten Öffnungsbewegungen im südlichen Nordatlantik.

SCHWEIGL, Joachim (Diplomarbeit): Kristalline geologische Untersuchungen in den Nauderer Bergen (Westliche Ötztaler Alpen, Tirol).

Begutachter: Doz. M. THÖNI

Eingereicht: 1993

Mit vorliegender Arbeit erfolgte eine kartenmäßige Neuaufnahme der Nauderer Berge (Westliche Ötztaler Alpen, Tirol) im Bereich zwischen der Bergkastlape (Nordtirol) und dem Melagtal (Südtirol). Neben einer petrographischen Beschreibung der Gesteine wurden Rb/Sr- und Sm/Nd-Untersuchungen an Orthogesteinen und Granatglimmerschiefern durchgeführt. Weiters wurden diese Gesteine auch geochemisch untersucht. Sm/Nd-Messungen an zwei Granatglimmerschiefern und einem Tonalitgneis ergaben ein mittleres Erdkrustenverweilalter (t_{DM}^{Nd} -Alter) zwischen 1,59 und 1,85 Ga. Rb/Sr-Analysen an Gesamtgesteinen der Tonalitgneise der Klopairspitze und vom Winkelegg ergaben ein Regressionsalter von 583 ± 73 Ma bei einem initialen Sr^{87}/Sr^{86} -Verhältnis von $0,7048 \pm 12$ (MSWD = 36, 10 Proben). Die schlechte Linearität der Datenpunkte kann zum Teil der wechselnd intensiven metamorphen Überprägung der Magmatite zugeschrieben werden. Diese Gesteine gehören somit zu den ältesten bisher datierten Intrusionen (assyntisches oder frühkaledonisches Ereignis) im ostalpinen Kristallin. Ein Mindestalter für die Intrusion ist durch Pegmatite mit 490 Ma definiert. Innerhalb der Tonalitgneisvorkommen gibt es dm-große Schollen von Quarzdioritgneisen und eine Randfazies, die aus amphibolfreiem, biotitarmem Tonalitgneis besteht. Die Quarzdioritgneise haben ein sehr niedriges initiales Sr-Isotopenverhältnis von 0,703, während die hellen Tonalitgneise der Randfazies ein

initiales Sr^{87}/Sr^{86} -Verhältnis von 0,708 aufweisen (jeweils zwei Proben).

Im Bereich der Klopairspitze wurden fünf neue Vorkommen von Migmatiten erstmals kartiert. Lithologisch und petrographisch entspricht dieses Gestein vollkommen dem Typ Winnebach-Migmatit im nördlichen Ötztalkristallin. Ein Mindestalter für die Bildung der Migmatite liefert der diskordante Pegmatit 92P4 mit 447 Ma.

Drei Pegmatite im Bereich der Klopairspitze lieferten kaledonische Rb/Sr-Hellglimmeralter von 474 bis 413 Ma, die als metamorphe Überprägungsalter gedeutet werden können.

Aufgrund der Rb/Sr-Alter an Hellglimmern von Muskowitgranitgneisen, Pegmatiten und Augenflasergneisen wird erstmals der Höhepunkt (P-Höhepunkt?) der variszischen Metamorphose zwischen ca. 370 bis 350 Ma vermutet. Sm/Nd-Alter an Granat aus sillimanitführenden Granatglimmerschiefern liegen an der Untergrenze dieses Zeitintervalls und dokumentieren den letzten thermischen Höhepunkt der variszischen Metamorphose (ca. 350 bis 330 Ma). Zudem wurden die variszischen Abkühlalter von ca. 320 bis ca. 270 Ma an Glimmern weiter bestätigt.

Die Muskowitgranitgneise ergaben ein Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von 448 ± 17 Ma mit einem initialen Sr^{87}/Sr^{86} -Verhältnis von $0,7108 \pm 5$ (MSWD = 18, 7 Proben), was sehr gut mit den vorhandenen Literaturdaten übereinstimmt. Dieses Alter wird hier als metamorphes Überprägungsalter betrachtet. Aufgrund der geochemischen Untersuchungen läßt sich sagen, daß alle Orthogneise, mit Ausnahme der reinen Muskowitgranitgneise (S-Typ), zum I-Typ Merkmale aufweisen. Erstmals wurde in Orthogesteinen neben Stilpnomelan auch Pumpellyit als Faziesmineral für die schwache alpidische Metamorphose im westlichen Ötztalkristallin gefunden.

Auf der nördlichen Langtaufferer Talseite wurden vier neue Vorkommen permomesozoischer Gesteine auskartiert: zwei westlich von Val Truyen, eines auf der Tscheyer Scharte und eines am Hohenzollernweg im hinteren Radurschltal. Alle vier Vorkommen sind tektonisch im Altkristallin eingeschuppt.

Nach dem struktureologischen Schema für das südliche Ötztalkristallin von VAN GOOL et al. (1987) wurden die beobachteten Strukturen der D_2 -, D_3 -, (beide variszisch) und der D_4 - (alpidisch) Deformationsphase (im Gelände und im Dünnschliff) zugeordnet. Es konnten keine eindeutigen Anzeichen für eine D_1 -Deformation (kaledonisch) gefunden werden.

Institut für Übersetzer- und Dolmetsch- ausbildung

BUDA, György (Diplomarbeit): Der Komplex: Müll und Untergrund. – Ein Beitrag zu den erdwissenschaftlichen Aspekten des umweltschutzes in einer Deutsch-Ungarischen Terminologie.

Begutachter: Ass.-Prof. Doz. H. HÄUSLER
Eingereicht: Dezember 1992

Die von Herrn BUDA am Institut für Übersetzer- und Dolmetschusbildung der Universität Wien eingereichte Diplomarbeit behandelt – erstmalig im deutschen Sprachraum – die deutsche und ungarische Terminologie des Themenbereiches Geologie und Umweltschutz, unter besonderer Berücksichtigung des komplexen Wirkungsgefüges „Müll und Untergrund“.

Die Bedeutung dieser Arbeit liegt in einer fachlich kompetenten, geologisch fundierten Problemaufbereitung, die nach einem geschichtlichen Exkurs in den Kapiteln „Auswahlkriterien für Deponiestandorte“, Definitionen einzelner Begriffe des Problemkreises „Deponie-Altlast“ und sehr ausführlich im Kapitel „Deponiegeologie“ ihren terminologischen Niederschlag findet.

Im Kapitel „Deponiegeologie“ wird z.B. sehr ausführlich auf die Anforderungen an Deponien, deren Klassifizierung (Deponieklassen), die Standortwahl, die Anforderungen an Dichtungssysteme, sowie die auftretenden Deponiesickerwässer und Gase eingegangen. Der Problematik einer Gefährdung des Grundwassers durch Altlasten und Deponien wird besonderes Augenmerk gewidmet.

Die Arbeit nimmt deswegen besonders auf die wichtigsten, in den letzten Jahren erschienenen, österreichischen Richtlinien und Normen Bezug, da vergleichbare analoge Werke in Ungarn bisher noch ausständig sind. Da bekanntlich Umweltverschmutzungen auch unbeabsichtigt grenzüberschreitenden Schaden anrichten können, kommt einer administrativen Behandlung derartiger Probleme in einem sprachlich differenzierten, künftig größeren Wirtschaftsraum eine erhöhte Bedeutung zu.

Speziell für die Nachbarstaaten Österreich und Ungarn bietet der deutsch-ungarische Index der Diplomarbeit von Herrn György BUDA eine ausgezeichnete Grundlage für künftige bilaterale Problembereinigungen auf diesem Teilgebiet des Umweltschutzes.

Institut für Mineralogie und Kristallographie

HEISS, Gerhard (Dissertation): Beiträge zur experimentellen Mineralogie von Karbonaten.

Begutachter: Prof. J. ZEMANN und Prof. W. RICHTER
Eingereicht: 1992

1. Versuche zur Hydrothermalsynthese von Ankeriten

Aus einem Gemisch von Eisen-, Magnesium- und Calciumchloriden in wässriger Lösung wurden unter Einwirkung von Kohlendioxid bei Temperaturen zwischen 190 und 300°C und Drucken zwischen 390 und 1540 bar Karbonatphasen synthetisiert. Diese Reaktionsbedingungen entsprechen etwa der unteren Grenze der hydrothermalen Bildungsbedingungen. Ziel der Untersuchungen war es, ergänzend zu den Arbeiten von GOLDSMITH et al. (1962) und ROSENBERG (1967) Aussagen über den Zusammenhang des Eisengehaltes von Ankeriten mit ihrer Bildungstemperatur zu treffen. Die niedrigen Eisengehalte von synthetisierten dolomitischen Phasen von bis zu 16 Mol% $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$ bestätigen sowohl die Ergebnisse der beiden Autoren als auch die Beobachtungen in der Natur, nämlich die positive Korrelation Bildungstemperatur-Eisengehalt der Ankerite (bzw. Fe-Dolomite).

2. Berechnungen von elektrostatischen Gitternetzen von Karbonaten mit aplanaren Karbonatgruppen

Für sechs einfache wasserfreie Karbonatverbindungen mit eindeutig aplanaren Karbonatgruppen wurden anhand von Punktmodellen Berechnungen der elektrostatischen Gitterenergien nach BERTRAUT (1952) durchgeführt. Das $(\text{CO}_3)^{2-}$ -Komplexion wurde dabei fallweise als Tetrapol oder als Heptapol mit Ladungsschwerpunkten auf den Verbindungslinien zwischen dem Kohlenstoff und den drei Sauerstoffatomen beschrieben. Verschiedene Rechenmodelle, bei denen das Kohlenstoffatom entweder auf der Achse senkrecht zur Ebene der drei Sauerstoffatome verschoben oder spiegelsymmetrisch zur tatsächlichen Abweichung posiert wurde, zeigten, daß bei den sechs behandelten Strukturmodellen das elektrostatische Kristallfeld nicht eindeutig die Ursache für die Abweichung des Kohlenstoffatoms aus der Ebene der drei Sauerstoffatome sein kann.

Mag. MILETICH, Ronald (Dissertation): Kristallchemische Untersuchungen an natürlichen und synthetischen Telluriten mit zeolithartigen Kristallstrukturen.

Begutachter: Prof. F. PERTLIK und Prof. W. KIESL
Eingereicht: 1993

Anorganische Verbindungen weitmaschig verknüpfter Gerüststrukturen sind aufgrund ihrer strukturspezifisch

besonderen physikalischen und chemischen Eigenschaften ein wesentlicher Schwerpunkt in der materialwissenschaftlichen Forschung der Gegenwart. Es handelt sich dabei um Kristallstrukturen mit Gitterhöhlräumen bzw. ein- bis dreidimensionalen Kanalsystemen als charakteristisches strukturelles Merkmal. Den Gerüsten mit Mikroporenstruktur können innerhalb der Kanäle und Hohlräume (unterschiedlichster Gestalt und Größe) einerseits ladungskompensierende Kationen und/oder Moleküle, andererseits ladungsmäßig neutrale, anorganische oder organische Moleküle bzw. Molekülkomplexe eingelagert werden. Der Charakter ihrer chemischen Bindung mit dem Gerüst erlaubt eine beträchtliche Bewegungsfreiheit der Nicht-Gerüstatome bzw. -moleküle innerhalb der Porenräume des kristallinen Festkörpers. Platzwechselvorgänge bzw. intrakristalline Diffusionsprozesse ohne bedeutende Energiezufuhr zeichnen für eine Reihe von physikalisch-chemischen Eigenschaften verantwortlich, die – an der Mineralgruppe der Zeolithe erstmals beobachtet – als „zeolithische Eigenschaften“ zusammengefaßt werden.

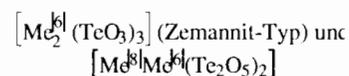
Die physikalisch-chemischen Eigenschaften dieser Mikroporenstrukturen und damit ihre Eignung zur industriellen Nutzung sind im wesentlichen durch die Mobilität der in den Hohlräumen adsorbierten Kationen und Moleküle (z.B. H₂O-Moleküle) geprägt. Die locker gebundenen Nicht-Gerüstatome bzw. -moleküle können reversibel ausgetauscht bzw. desorbiert und resorbiert werden: die jeweiligen Porenweiten der Gitterhöhlräume erlauben den Einbau von Atomen bzw. Molekülen nur bestimmter Dimensionen. Mit diesen selektiven Sorptionseigenschaften findet diese Stoffklasse ihren Einsatz als Molekularsiebe. Durch die Wechselwirkung zwischen dem Festkörper und seiner gasförmigen bzw. flüssigen Umwelt zeichnen sich zeolithische Substanzen darüber hinaus durch eine sehr große Oberflächenaktivität aus; daraus resultiert ihre zunehmende Bedeutung bei katalytischen Prozessen. Als Beispiel einer Reihe vielfältigster industriell genutzter Anwendungsmöglichkeiten (vergleiche auch FISCHER 1990) sollen ihr Einsatz als Katalysatoren im FCC-Verfahren (Fluid Catalytic Cracking) bei Fraktionierungsprozessen in der Erdölaufbereitung, die Bedeutung als Ionenaustauscher (z.B. bei der Reinigung radioaktiv kontaminierter oder schwermetallführender Abwässer), die Trennung von Gasen oder auch Rauchgasreinigung erwähnt werden.

Den Gerüsten mit Mikrostruktur („microporous structures“) können verschiedenartigste atomare Baueinheiten topologisch ähnlicher Verknüpfung zugrunde liegen. Das Strukturprinzip bekannter natürlicher und synthetischer zeolithischer Substanzen ist durch das Tetraeder und seine dreidimensionale Verknüpfung als wesentli-

che primäre Baueinheit gekennzeichnet. Darüber hinaus sind für zahlreiche strukturell gut charakterisierte zeolithische Verbindungen (zumindest teilweise) auch nicht-tetraedrische Polyederverbände bekannt. Eine zusammenfassende Aufstellung bzw. mögliche Klassifizierung anorganischer Gerüsttypen nach ihren primären Baueinheiten gibt ZEMANN (1991).

Kristallstrukturen mit Gerüstkationen, die ein einsames Elektronenpaar besitzen und daher eine einseitige Konfiguration aufweisen, zeigen wegen der Raumbeanspruchung der nicht-bindenden Elektronen oftmals eine Aufweitung der Atomanordnung unter Bildung von Hohlräumen und Kanälen. Mit der Kristallstrukturbestimmung des seltenen Telluritminerals Zemannit gaben MATZAR (1967) sowie MANDARINO, MATZAR und WILLIAMS (1969, 1976) die erste Beschreibung eines für Tellurite unüblich aufgeweiteten Gerüsts mit Mikroporenstruktur. MATZAR (1967) betont den auffällig zeolithartigen Charakter dieser Kristallstruktur. Ein Vergleich der Porendimensionen mit jenen bekannter silikatischer Zeolithe legte den Verdacht auf die Existenz einer neuartigen Stoffgruppe mit zeolithischen Eigenschaften nahe. Umfassende Untersuchungen der physikalisch-chemischen Eigenschaften sind aufgrund der Seltenheit dieses Minerals jedoch nie möglich gewesen. Erst durch die Synthese eines isotypen Natrium-Zinktellurites (MILETICH 1989, 1990) wurde die Voraussetzung für umfassende Untersuchungen bzw. eine Charakterisierung möglicher zeolithischer Eigenschaften dieses Strukturtyps geschaffen.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden Tellur(IV)-Sauerstoffverbindungen der beiden Gerüsttypen



(Denningit-Typ) sowohl strukturell als auch hinsichtlich ihrer möglichen zeolithischen Kristallchemie untersucht. Die zu zeolithartigen Gerüsten stark aufgeweiteten Polyederverbände beider Strukturtypen schließen röhrenartige, zueinander parallel angeordnete Kanäle ein, in welche die nicht-bindenden s-Elektronen der Tellur(IV)-Atome hineinragen. Ziel dieser Arbeit war der Vergleich struktureller Aspekte mit den Eigenschaften wie Kationenaustausch, De- und Resorptionsvermögen sowie thermischem Verhalten. Besonderes Augenmerk galt dem Einfluß des einsamen Elektronenpaares auf die zeolithischen Eigenschaften. Zur Klärung, ob derartige Tellurite in der technisch bedeutenden Stoffgruppe der „microporous structures“ eine Rolle spielen könnten, soll diese Arbeit und ihre Ergebnisse einen Beitrag leisten.

ROSENSTINGL, Johanna (Diplomarbeit): Kristallchemische Untersuchungen an natürlichen und synthetischen Verbindungen im System Ag-As-S.

Begutachter: Prof. F. PERTLIK
Eingereicht: 1993

Das System Ag-As-S war in der letzten Zeit (vgl. AUERNHAMMER et al. 1993) zu einem Themenschwerpunkt des Institutes für Mineralogie der Universität Wien geworden. Da bereits diese Untersuchungen zu einer neuen Verbindung $(\text{NH}_4)\text{Ag}_2\text{AsS}_4$, des Kupferkies- bzw. Stannittyps geführt hatten, wurde es in der Folge für sinnvoll und notwendig erachtet, neben weiteren Synthesversuchen, auch eine systematische und kristallchemische Gegenüberstellung sämtlicher Verbindungen, deren Strukturen von der Zinkblende oder dem Wurtzit abzuleiten sind, zu versuchen.

Obwohl gerade komplexe Sulfosalze, wie Proustit oder Pyrargyrit wegen ihrer nicht linearen optischen Effekte auch von einiger technischer Bedeutung sind, wurden Syntheseexperimente im allgemeinen bei hohen Temperaturen – Kristallzucht aus der Schmelze – durchgeführt, ohne die tiefthermalen Entstehungsbedingungen natürlicher Vorkommen zu berücksichtigen. Es wurden daher die folgenden Untersuchungen ausschließlich hydrothermal bei Temperaturen < 500 [K] vorgenommen. Neben der neuen Verbindung Trisilber-Tetrathio-Arsenat (V), Ag_3AsS_4 , das ein Isotyp des Enargits darstellt, konnten als Syntheseprodukte Xanthokon, Trechmannit und Billingsleyit erhalten werden. Von den Substanzen Proustit, Billingsleyit und Ag_3AsS_4 wurden außerdem mittels Diffraktometer neue oder verbesserte Pulverdaten der Substanzen bestimmt.

Bei geneuerer Betrachtung des Xanthokons, bezüglich seiner teilweise ungewöhnlich großen Temperaturfaktoren (vgl. ENGEL & NOWACKI 1968), erschien auch eine Neuberechnung und Verfeinerung der Struktur im Rahmen dieser Arbeit, sowohl an natürlichem wie synthetischem Material notwendig, jedoch konnte in der Folge nicht endgültig geklärt werden, ob die beobachtete Fehlordnung dynamischer oder statischer Natur ist.

Stereochemische Untersuchungen an Silbersulfidverbindungen sollten in erster Linie einer statistischen Erhebung von durchschnittlichen Ag-S-Abständen dieser Substanzen dienen, und in zweiter Linie Rückschlüsse auf die Bindungsverhältnisse und den Bindungscharakter in Silbersulfidverbindungen gestatten.

Institut für Petrologie

GASTGEB, Andrea (Diplomarbeit): Mineralogisch-sedimentpetrologische Untersuchungen an spätrömischen Grobkeramiken der Ausgrabungen Teurnia und Hemmaberg in Kärnten.

Begutachter: Prof. H. KURZWEIL
Eingereicht: 1992

Durch die makroskopische und mikroskopische Untersuchung von 96 keramischen Scherben aus dem Siedlungsgebiet Teurnia und von 83 Fragmenten der Ausgrabung Hemmaberg konnten mehrere Keramikgruppen mit unterschiedlicher mineralischer Magerung voneinander abgegrenzt werden.

Die spätrömische Keramik des 5./6. Jhd. n. Chr. beider Siedlungsgebiete enthält als dominanten Magerungstyp einen Kalzitmarmor, der als künstlicher Magerungszusatz anzusprechen ist. In Teurnia konnte eine deutliche Trennung der spätrömischen zu den frühkaiserzeitlichen Fragmenten des 2. Jhd. n. Chr. dokumentiert werden. Die spätrömische Keramik vom Hemmaberg erlaubte durch ihre unterschiedlichen Anteile an natürlicher zu künstlicher Magerung eine Klassifizierung in zwei Keramikgruppen. Die Anwesenheit des Kalzitmarmors und verkohlter Fragmente von pflanzlicher Substanz in den Keramiken läßt auf reduzierende Brennbedingungen bei einer Temperatur von maximal 650°C schließen. Die Granulometrie der ausgesuchten Rohstoffe erlaubte eine Wertung in optimal plastische Töpfersubstanzen. Die Schwermineralanalysen der Keramiken und Rohstoffe zeigten durchwegs einen erhöhten Amphibolgehalt für den Raum Teurnia und eine Dominanz der stabilen Schwerminerale (Zirkon, Rutil, Turmalin) und des Granats für das Siedlungsgebiet Hemmaberg.

Über eine Clusteranalyse konnte eine hohe Übereinstimmung der Keramiken von Teurnia mit den Bänder-tonen von Freßnitz bestätigt werden. Die Keramiken vom Hemmaberg konnten keinem bestimmten Rohstoff zugeordnet werden.

Mag. GRUPE, Sabine (Dissertation): Ausbreitung von Bor im Grundwasser der Oberen Lobau/Wien. Dynamik und Prognose.

Begutachter: Prof. H. KURZWEIL
Prof. WRUSS (T.U.)

Eingereicht: 1992

Anfang der achtziger Jahre wurden in der Oberen Lobau (Wien) Vegetationsschäden beobachtet, die auf die künstliche Beregnung mit Bor-kontaminiertem Grundwasser zurückgeführt werden konnten. Die

Kontamination wurde mit der Deponie eines ehemaligen Borax-Werkes in Zusammenhang gebracht, die in der Folge umschlossen wurde.

Seit 1983 werden die räumliche und die zeitliche Ausbreitung der Fahne beobachtet. Das infiltrierte Bor kontaminierte das Grundwasser über eine Fläche von ca. 15 km².

Beruhend auf vorhandenen Daten, Ergebnissen aus Laboruntersuchungen, vorgegebenen Randbedingungen und angenommenen Parametern wurde im Rahmen dieser Arbeit das Grundwasserregime der Oberen Lobau mathematisch erfaßt und durch ein zweidimensionales, horizontal-ebenes Finite-Element-Modell simuliert. Daraus lassen sich die das System beeinflussenden Größen ermitteln, Ursache und Eintragszeitpunkt sowie zukünftige Entwicklungen abschätzen.

1. Form und Ausbreitung der Bor-Kontaminationsfahne werden entscheidend durch zwei lokale Einflüsse geprägt: a) Die Kommunikation zwischen dem Grundwasserkörper und einem Altarm der Donau wird durch unterschiedliche Schwellen im Gerinne kontrolliert. b) Eine nahe der Deponie befindliche Grundwasserentnahme für industrielle Nutzung erzeugt einen Absenktrichter, der das Strömungs- und Konzentrationsfeld nach Norden ablenkt.

2. Als Eintragszeitpunkt wurde „Mitte der siebziger Jahre“ bestimmt. Dieser Zeitpunkt liegt zwischen dem Produktionsende der Borax-Werke 1973 und dem Betriebsschluß 1976.

3. Es gibt keinen ursächlichen Zusammenhang zwischen dem Eintrag von Bor ins Grundwasser und einer grundwasserrelevanten Baumaßnahme im Aussagegebiet (Hochwasserentlastungsgerinne der Donau).

4. Eine kontinuierliche Sickerwassermarkierung durch Bor aus dem Deponiekörper wird nicht ausgeschlossen. Eine Auslaugung der Deponiesohle durch Grundwasser und eine Auswaschung des Anschüttungsbereiches durch Niederschlagswasser können jedoch nicht Ursachen der im Grundwasser der Oberen Lobau vorgefundenen Bor-Konzentration sein.

5. Die Höhe der eingetragenen Mengen läßt die Infiltration einer hochkonzentrierten Bor-Lösung bei Schließung der Borax-Werke vermuten.

6. Die Trinkwasserwerke der Lobau sind durch die Bor-Kontamination nicht gefährdet.

HAAS, Margit (Diplomarbeit): Die neogenen Sedimente im Raume Hornstein/Wimpassing – eine environmentanalytische (Teil A) und rohstoffwirtschaftliche (Teil B) Untersuchung.

Begutachter: Prof. H. KURZWEIL

Eingereicht: 1993

Die neogenen Sedimente im Raume Hornstein/Wimpassing zeigen im Hinblick auf ihre sedimentologisch-sedimentpetrographische Ausbildung starke

Unterschiede. Durch die gegenständlichen Untersuchungen konnten zwei getrennte Faziesräume definiert werden. Sie unterscheiden sich in ihrem mineralogischen, chemischen und granulometrischen Aufbau und werden zusätzlich durch die Ergebnisse der Schwermineralanalyse bestätigt. Eine gezielte paläontologische Untersuchung war im Rahmen dieser Arbeit nicht vorgesehen, jedoch konnten bei dünnschliffanalytischen Untersuchungen verfestigter Sedimente auch biogene Hinweise auf das Environment gefunden werden.

Die südlich von Wimpassing verbreitete Faziesentwicklung zeigt in basalen verfestigten Einheiten vollmarine oolithische Sedimente. Die hangenden unverfestigten Ablagerungen wurden vor allem im Bereich des Vorstrandes – shoreface (Brecherzone) – beziehungsweise im Übergang zum nassen Strand – foreshore (Spritzwasser bis Brandungszone) – abgelagert. Kurzfristige ruhige Sedimentationsverhältnisse führten zur Ausbildung onkoidischer Lagen und machen eine Sedimentation in einer geschützten Bucht unter lagunenähnlichen Bedingungen möglich. Die vollmarine Entwicklung steht im Hangenden unter zunehmend fluviatilem Einfluß. Ob es sich um eine regressive Verschiebung der Küstenlinie oder eine kurzfristig verstärkte Sedimentation aus dem Hinterland handelt, ist nicht eindeutig zu klären. Das Auftreten vulkanischer Gesteinsbruchstücke (mit trachytoiden Gefügemerkmalen) läßt eine bereits vollkommen erodierte magmatische Auswurfstelle im näheren Untersuchungsgebiet vermuten.

Die Sedimente der zweiten Faziesentwicklung sind am Terrassenabfall zu den Leithaalluvionen in mehreren Aufschlüssen zu beobachten.

Die basalen Einheiten lassen sich mit marin betonten Deltaablagerungen in Verbindung bringen (Brecherzone, vorgelagerte Sandbänke), welche im Hangenden ebenfalls zunehmend fluviatile beeinflusst sind. Durch wechselnde Schichtfolgen toniger Silte und Feinsande sowie das Auftreten fluviatiler Rippelmarken und kleinmaßstäblicher Schichtentwicklungen ist eine zusätzliche laterale Verschiebung innerhalb eines Deltasystems zu vermuten. Demnach handelt es sich um Seitenrinnen eines Deltas sowie dessen feinsedimentäre ufernahe Ablagerungen.

Neben den environmentanalytischen Untersuchungen wurden die Sedimente im Raume Hornstein/Wimpassing auch rohstoffkundlich bewertet. Eine großräumige technische Nutzung der Sande ist demnach nicht möglich. Als lokale Ausnahme sind die östlich der Bundesstraße Hornstein/Wimpassing auftretenden basalen Einheiten einzustufen, deren hoher Quarzgehalt eine Herstellung minderwertiger Glas- und Gießereiprodukte ermöglichen würde. Da es sich hierbei jedoch nur um geringmächtige Ablagerungen handelt, die im

Liegenden zudem in eine generell stark karbonatische Entwicklung übergehen, ist eine Wirtschaftlichkeit keinesfalls gegeben. Die Aufschlüsse entlang des Terrassenabfalles sowie die im unmittelbaren Hinterland durchgeführten Bohrungen zeigen aus mineralogischer Sicht einen hohen Tonmineralanteil in den Sedimenten, nebst zusätzlich beträchtlichen Gehalten an Karbonaten. Die starken lithologischen Schwankungen im Vertikalprofil sowie die grundsätzlich niedrigen Quarzgehalte sind nur ein negativer Aspekt. Hinzu kommen durchwegs zu hohe Fe_2O_3 -Konzentrationen einhergehend mit zu hohen Gehalten an TiO_2 , MgO und CaO . Der Anteil an Schwermineralen (%) übersteigt die erlaubten Höchstwerte von 0,05–0,1 % meist bei weitem und läßt von einer wirtschaftlichen Nutzung dieser Sande für höherwertige Industrieprodukte definitiv absehen.

LINNER, Manfred (Diplomarbeit): Metamorphose der Paragneise in der Monotonen Serie (SE Moldanubikum).

Begutachter: Prof. W. RICHTER
Eingereicht: 1992

Im Gelände konnten zwei Paragneistypen (Cordieritgneise und Bi-Fsp-W-Gneise) unterschieden werden. Die Biotit- und Feldspat-reicheren Cordieritgneise sind migmatisch. Es treten Cordieritgneise mit leukokrater Neosom, und beulitisch migmatische Cordieritgneise mit einem Neosom aus Melanosom und Leukosom, auf.

Die Geochemie der Paragneise weist auf Tonsteine (Cordieritgneise) und Grauwacken (Bi-Fsp-Q-Gneise) als Eduktmaterial hin. Eine Ablagerung an einem aktiven Kontinentalrand erscheint wahrscheinlich.

Drei Metamorphosestadien konnten festgestellt werden: Für ein früheres Stadium (Kyanit/Staurolith- und Kyanit-Relikte) ist eine Temperatur von rund 570°C , und ein Minimaldruck von 5 kbar, abzuschätzen. „Dehydration melting“ ist als Ursache für die Migmatisation der Cordieritgneise anzusehen. Die Migmatisation erfolgte am Metamorphosehöhepunkt, für den Bedingungen von $670\text{--}720^\circ\text{C}$ und 4–5 kbar, ermittelt wurden. In einem retrograden Stadium wurden die Paragneise teilweise rehydratisiert, wobei die Rehydratisierung in den migmatischen Cordieritgneisen am stärksten entwickelt ist.

Die hangenden Paragneise, nahe der tektonischen Grenze zur überlagernden Drosendorfer Einheit (Bunte Serie), zeigen, daß die Migmatisation im wesentlichen vor dem Deckenbau stattfand. Die Rehydratisierung erfolgte hingegen nach diesem tektonischen Ereignis.

Am Kontakt Weinsberger Granit – Monotone Serie konnte kein Zusammenhang zwischen Granitintrusion und Migmatisation der Paragneise festgestellt werden.

Dagegen wurde eine teilweise Hydratisierung der Paragneise, verursacht durch eine Fluidzufuhr vom Pluton, nachgewiesen.

SCHROFFENEGGER, Valentin (Diplomarbeit): Sedimentpetrologisch-hydrogeologische Untersuchungen der quartären Talfüllung im Bereich Terlan–Andrian. Südtiroler Etschland – Italien.

Begutachter: Prof. H. KURZWEIL
Eingereicht: 1993

Im Rahmen dieser Arbeit konnten die quartären und subrezent Alluvionen im Bereich von Terlan und Andrian entsprechend ihren unterschiedlichen Bildungsbedingungen mittels hydrochemischer Kartierung sowie gezielter sedimentpetrographischer und geophysikalischer Untersuchungen charakteristischen Sedimentationsentwicklungen zugeordnet werden.

Aufgrund detaillierter *Schwermineralanalysen* konnten im Oberflächennahbereich des Untersuchungsgebietes drei unterschiedliche Mineralvergesellschaftungen definiert werden. Entsprechend ihren Schwermineralspektren und ihrer Schüttungszugehörigkeit wurden sie demnach einer „Talbereich-“ und „Mischbereich-Population“ sowie einer „Schuttfächer-Population“ zugewiesen.

Zur Klärung der Mächtigkeit und des Kornaufbaues der Sedimentkörper sowie der sich daraus ergebenden petrographisch-hydrogeologischen Eigenschaften wurden sowohl *geoelektrische Bodensondierungen* als auch *refraktionsseismische Messungen* durchgeführt. Die heterogenen Rinnensedimenten verwildeter Flüsse (braided river) zuzuordnenden Etschsedimente lassen sich sehr gut von den durch weitgehend konstante Ablagerungsbedingungen charakterisierten Überschwemmungssedimenten unterscheiden. Die Schuttkegel sind in Übereinstimmung mit dort abgeteuften *Kernbohrungen* durch ein, gegen den Kegelfluß hin, beobachtetes Auskeilen hochohmiger Ablagerungen charakterisiert. *Hydrochemische Untersuchungen* ermöglichten aufgrund geogener und anthropogener Einflüsse eine Typisierung der Grundwässer. Der erhöhte Mineralisierungsgrad im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes läßt sich durch die, in den Grundwasserschichtenplänen deutlich nachweisbare, laterale Einspeisung von Hang- und Oberflächenwässern aus den mesozoischen Gesteinsabfolgen des Mendelmassivs deuten. Die im Bereich von Terlan-Kreuth festgestellten Sulfatanreicherungen dürften auf den ehemaligen Sulfidzabbau von Silberleiten/Rauhenbühel zurückzuführen sein. Erhöhte Natriumgehalte auf der orographisch linken Talseite werden hingegen durch Kluftwässer aus dem Bozener Porphyrkomplex bedingt. Die leicht erhöhten Konzentrationen von Nitraten im

Bereich der beiden Schuttfächer sowie jene von Ammonium-, Kalium- und Phosphationen im Grundwasser der Talsohle müssen anthropogenen Einflüssen zugeschrieben werden. Der *Grundwasserspiegel* ist generell durch starke jahreszeitlich bedingte Schwankungen charakterisiert. Die verstärkte Entnahme von Grundwasser für landwirtschaftliche Zwecke ist deutlich im Jahresgang ersichtlich.

SENONER, Thomas (Diplomarbeit): Sedimentpetrographisch-hydrogeologische Untersuchungen der quartären Talfüllung im Raum Nals–Vilpian. Südtiroler Etschtal – Italien.

Begutachter: Prof. H. KURZWEIL
Eingereicht: 1993

Die Alluvionen im untersuchten Areal zwischen Nals und Vilpian, im Südtiroler Etschland, weisen entsprechend ihrer unterschiedlichen Bildungsbedingungen einen voneinander verschiedenen petrographischen Charakter auf.

Schwermineralanalysen führen zu einer Dreigliederung der Talfüllung: Die Ablagerungen der Etsch zeigen deutlich größere Anteile an Amphibolen als die des Murkegels vom Höllentalbach. Zwischen diesen beiden Extremen liegen – wegen der starken Überdeckung ihres Einzugsgebietes mit Moränenmaterial – die Schwemmfächer des Vilpianer und Nalser Baches.

Geoelektrische Bodensondierungen zeigen den unterschiedlichen stratigraphischen Aufbau der Talfüllung: Die Sedimente der Etsch sind typisch für jene verflochtener Flüsse (braided river), deren Ablagerungen im Bereich ihres früheren, noch unregulierten Verlaufs durch rinnenartige, stark wechselnde Sand- und Kiesbänke gekennzeichnet sind und im weiteren Umfang, sofern sie sich nicht mit den Sedimenten der Schwemmfächer verzahnen (Vilpian), von niedrigohmigen (siltig-tonigen) Überschwemmungssedimenten abgelöst werden. Diese Ablagerungen wirken als Grundwasserstauer und bewirken im Bereich „Prati di Nalles“ die Ausbildung von artesischen Brunnen. Die zwei Profile durch die Nalser Schuttkegel zeigen für den Murkegel des Höllentales deutlich niedrigere Widerstände (höherer Feinkornanteil und geringere Durchlässigkeit) als für den Schwemmfächer des Nalser Baches, der im Gegensatz zu ersterem eine Korngrößenabnahme gegen den Kegelfuß hin zeigt.

Diese sedimentpetrographische Differenzierung wirkt sich ganz eindeutig auf die *Grundwasserströme* aus: Der Grundwasserfluß weist infolge des mächtigen Stauhorizontes große Inhomogenitäten auf. Die artesischen Brunnen, deren Einspeisung im oberen Abschnitt des Nalser Schwemmfächers erfolgt, heben sich deutlich von den umliegenden Brunnen ab.

Hydrochemische Analysen ergaben hohe Sulfatkonzentrationen in den Wässern des westlichen Untersuchungsgebietes, wobei auch die artesischen Brunnen davon betroffen sind. Dies ist auf die mesozoischen Gesteinsabfolgen (Gipsvorkommen) an der westlichen Talflanke zurückzuführen. Hohe Sulfatkonzentrationen machen sich auch grundwasserstromabwärts von den Halden der Blei–Zink-Bergwerke Rauenbühel und Silberleiten bemerkbar. Die östliche Talflanke weist durchgehend höhere Natriumwerte auf (Quarzporphyr). Die hohe Durchlässigkeit der Sedimente an den Schuttfächern führt zu einer stärkeren Nitratzufuhr, die jedoch durchwegs weit unter den Trinkwassergrenzwerten bleibt.

Was die *anthropogene Beeinflussung* des Grundwassers anbelangt, so machen sich die starken Entnahmen in den Sommermonaten bemerkbar. Der Eintrag von Nährstoffen führt bis auf mancherorts auftretende erhöhte Ammoniumwerte zu keiner sonderlichen Belastung des Grundwassers.

Institut für Paläontologie

ESCHIG, Manfred (Diplomarbeit): Zur Florenentwicklung und Stratigraphie im Mitteloligozän der Kremser Bucht, NÖ., Österreich.

Begutachter: Prof. D.K. FERGUSON
Eingereicht: 1992

Aus der Bohrung NÖ05 von Theiss, 6 km SE von Krems (Niederösterreich), wird aus 20 Proben mitteloligozäner Sedimente (NP 23) der Molassezone eine gut erhaltene Mikroflora mittels Licht- und Rasterelektronenmikroskopie dokumentiert. Es werden folgende morphologisch unterscheidbare Gruppen beschrieben: Bryophyta (2), Pteridophyta (13), Gymnospermae (4), Angiospermae (72), davon Dikotyledonae (67) und Monokotyledonae (5) und Dinoflagellatae (3). Bei vier Funden konnte eine botanische Familienzuordnung nicht durchgeführt werden.

Neben einer stratigraphischen Einstufung der Bohrung, mittels Dinoflagellaten-Zysten, ins Mitteloligozän (NP 23), werden die einzelnen Palynomorphae zu Pflanzengesellschaften zusammengefaßt: Wasser- und Sumpfpflanzengesellschaften, Bruch- und Auenwaldgesellschaften sowie Mesophytischen Wäldern vom Typ der „Mixed mesophytic Forests“. Dies führt zu einer besseren Interpretation der Florenentwicklung im Raum der zentralen Paratethys während des Mitteloligozäns. Das Auftreten von arktotertiären Elementen spielt nur eine untergeordnete Rolle und für die nachgewiesenen Florenengesellschaften kann ein humid-subtropisches Klima angenommen werden.

SPERLING, Karin Johanna (Diplomarbeit): Lebensspuren-Vergesellschaftung aus dem Miozänen Schlier (Hall-Formation, Eggenburgium) der Molassezone von Amstetten, Niederösterreich.

Begutachter: Prof. F. STEININGER

Eingereicht: 1993

Erstmals wurde die diverse Spurenvergesellschaftung der Lebensspuren aus dem Miozänen Schlier (Hall-Formation) der Niederösterreichischen Molassezone untersucht. Insgesamt werden mehr als 20 Ichnospezies morphologisch beschrieben und photographisch dokumentiert.

Anschließend werden die Spuren interpretiert und Vergleiche mit rezenten Sublittoralbewohnern gegeben. Die Spurentaxa lassen sich eindeutig der *Cruziana*-Assoziation zuordnen. Die Lebensbedingungen dieser Flachwasserlebensgemeinschaften mit Hinweisen auf wechselnde Störungsverhältnisse werden auch durch ethologische Aussagen sowie paläoökologische Faktoren erhärtet.

HOLZMANN, Maria (Diplomarbeit): Palaeoökologie und Stratigraphie der Tor Formation (Raibl Gruppe; Karn; Trias).

Begutachter: Doz. L. KRYSZYN

Eingereicht: 1993

Die karnische Raibl Gruppe, die in den westlichen Julischen Alpen (Südalpen) abgelagert wurde, besteht aus mehreren Formationen. Die Tor Formation, die den Hangendabschnitt der Raibl Gruppe umfaßt, wird biofaziell (nach Bivalven), sowie litho- und mikrofaziell gegliedert.

Es können drei Member unterschieden werden: Der Liegendanteil wird auf Grund der vorliegenden Untersuchungen als **Tempestit-Megalodontenkalk Member** bezeichnet. Dieser Abschnitt besteht aus Megalodontenkalken mit einer *Neomegalodon* Assoziation und Mergeln mit einzelnen Tempestitlumachellen. Ihre Fauna wird von einer parautochthonen *Myophoriopsis-Schafhaeutlia-Septihoernesia* Assoziation charakterisiert. Den mittleren Abschnitt bildet das **Taube Member**, das aus teilweise bioturbaten Mergeln und Mergelkalken aufgebaut ist, die nur wenige Fossilien aufweisen. Am Top des Tauben Members finden sich zwei euryöke Faunenassoziationen, eine *Lopha*- und eine *Neomegalodon* Assoziation, welche beide in situ erhalten sind. Den Hangendabschnitt bildet das **Tempestit-Mergel Member**, eine Wechselfolge von Mergeln und mergeligen Karbonatbänken mit Lumachellen, die zum Großteil aus distalen Tempestiten bestehen, wobei sich folgende Faunenassoziationen ausgliedern lassen: 1) Distale Tempestit-

lagen mit einer *Pteria-Costatoria* Assoziation, die als parautochthon eingestuft werden kann. 2) In den Mergeln ein geringes aber kontinuierliches Vorkommen von autochthonen **nuculoiden Bivalven**.

Die Bivalvenassoziationen der Tor Formation bestehen aus Weichbodenbewohnern, die ursprünglich in einem eingeschränkten Flachmeerbereich existierten.

Eine vergleichende Untersuchung mit rezenten Weichbodenfaunen zeigt die Wechselbeziehungen zwischen Habitat und Organismus, sowie mögliche Rückschlüsse auf fossile Faunenassoziationen auf.

Ein Vergleich mit den lithofaziell ähnlichen Nordalpinen Raibler Schichten, Opponitzer Schichten und Kössener Schichten zeigt, daß diese Bivalvenökologisch ähnliche Habitate bewohnen (eingeschränkter Flachwasserbereich, hauptsächlich opportunistische Arten), wobei die Bivalvenfauna aber aus verschiedenen Arten besteht.

SCHNABEL, Thomas (Diplomarbeit):¹⁾ Die känozoischen Clausilien und Triptychien West- und Mitteleuropas.

Begutachter: Prof. F. STEININGER

Eingereicht: 1994

SIMETSBERGER, Bettina (Diplomarbeit):¹⁾ Die fossilen Molluskenreste aus jungpaläolithischen und neolithischen Fundstellen in Niederösterreich und Burgenland, Österreich.

Begutachter: Prof. F. STEININGER

Eingereicht: 1993

WYMETAL, K. (Diplomarbeit):¹⁾ Die fossilen Bärenhöhlen des Toten Gebirges.

Begutachter: Prof. G. RABEDER

Eingereicht: 1994

ZUSCHIN, Martin (Diplomarbeit):¹⁾ Oberflächensedimente im Golf von Triest (Bucht von Panzano).

Begutachter: Prof. F. STEININGER

Eingereicht: 1993

¹⁾ Wegen der zu langen Zusammenfassung kein Abdruck!

Buchbesprechungen/Bookreviews

CATT, J.A.: *Angewandte Quartärgeologie*. – 358 S., 129 Abb., 14 Farbtafeln, 31 Tabellen, Stuttgart (Enke) 1992. – 13 x 15,5 cm, kart.; DM 72,-; ISBN 3-432-99791-4.

Das vom renommierten Enke Verlag verlegte Buch „Angewandte Quartärgeologie“ stellt die Übersetzung der von Prof. Dr. John A. CATT von der Rodhamsted Experimental Station, Hertfordshire, Großbritannien, im Jahr 1988 unter dem Titel „Quaternary Geology for Scientists and Engineers“ publizierten Monographie dar. Damit steht den geowissenschaftlich interessierten LeserInnen erstmals ein umfassendes deutschsprachiges Werk auf dem Gebiet der Angewandten Quartärgeologie, welche in den letzten Jahren stark an Bedeutung gewonnen hat, zur Verfügung.

Das Buch ist in sieben übersichtliche Kapitel gegliedert und beinhaltet ein Literaturverzeichnis, welches den LeserInnen aufgrund seiner Detailliertheit eine weitere Beschäftigung mit quartärgeologischen Fragestellungen sehr erleichtert.

Das erste Kapitel „Das Wesen des Quartärs“ versucht eine zeitliche Abgrenzung und Charakterisierung dieses jüngsten Abschnittes der Erdgeschichte und geht detailliert auf Klimaschwankungen und ozeanische und kontinentale Schichtfolgen, die zur Erstellung einer Stratigraphie herangezogen wurden, ein.

Im zweiten Kapitel „Quartäre Ablagerung und Erosion“ wird der/die LeserIn mit den grundlegenden exogenen Prozessen, die zu Erosion und Akkumulation führen, vertraut gemacht. Dabei wird ausführlich auf glaziale, eolische und fluviale Prozesse sowie auf periglaziale Erosion, Bodenstörungen, Karsterosion und Küstenerosion eingegangen.

Das dritte Kapitel ist der Bodenentwicklung während des Quartärs gewidmet und geht neben der Klassifizierung von Böden und Bodenhorizonten auf die bedeutende klimatologische Aussagekraft anorganischer und organischer Komponenten in Böden aber auch auf die biologische Interpretation (paläontologische Hinweise usw.) der Böden ein.

Im vierten Kapitel „Prinzipien und Methoden der Quartärstratigraphie“ werden dem/die LeserIn alle wichtigen Instrumente wie Chronostratigraphie und Geochronologie, Lithostratigraphie, Biostratigraphie, Magnetstratigraphie, Pedostratigraphie, Morphostratigraphie und Klimastratigraphie vorgestellt.

Kapitel Fünf „Datierung quartärer Ereignisse“ beschreibt alle möglichen Datierungsmethoden von den traditionellen, wie der zeitlichen Einordnung von Tier- und Pflanzenresten, Dendrochronologie, Warvenchronologie usw., bis zu den modernen Methoden, wie Radiokarbondatierungen, U/Pb-, K/Ar-Datierungen, Thermolumineszenz und Elektronen-Spin-Resonanz-Datierungen.

Das Kapitel Sechs setzt sich mit den zur Anfertigung quartärgeologischer Karten notwendigen Arbeitsschritten auseinander, wobei auf die verschiedenen Möglichkeiten der Satelliten- und der Luftbildinterpretation, der Geländekartierung und der begleitenden geophysikalischen Untersuchungsmethoden eingegangen wird. Ausführlich beschrieben wird der Aufbau und die Ausführung von geomorphologischen Karten, Bodenkarten, paläogeographischen und paläoökologischen Quartärkarten.

Im siebenten Kapitel wird auf die außerordentlich große wirtschaftliche Bedeutung der angewandten Quartärforschung hingewiesen. Neben den Auswirkungen quartärer Erscheinungen im Erd- und Grundbau (Rutschungen, Setzungen) darf auch auf die Bedeutung von quartären mineralischen Rohstoffen (Sand, Kies, Seifen) nicht vergessen werden. Darüber hinaus war das Quartär für Bodenbildungsprozesse und die Hydrogeologie von entscheidender Bedeutung.

Das Buch „Angewandte Quartärgeologie“ besticht durch seine übersichtliche Gliederung, den hohen Informationswert, die Qualität der Abbildungen und das ausführliche Verzeichnis weiterführender Literatur. Als weiterer positiver Punkt ist anzumerken, daß bei den wichtigsten Fachbegriffen der englische Ausdruck in Klammer angeführt wird.

Eine Verbesserung würde die Anfügung einer detaillierten Zeittafel des Quartärs darstellen.

Aufgrund der genannten Vorzüge ist der Ankauf des Buches sehr zu empfehlen.

D. Leber

GUTDEUTSCH, R., GRÜNTAL, G. & MUSSON, R.: *Historical Earthquakes in Central Europe*. – Monographs, Vol. I, Abh. Geol. B.-A., 48, 109 pp., 25 figs., 4 tabs., 1 plate, Wien 1992. – 29,5 x 21 cm kart.; ISSN 0378-0864, ISBN 3-900312-83-4.

Die vorliegende Publikation stellt drei Studien vor, die im Rahmen der 1986 gegründeten „Working Group on Historical Earthquake Data“ der European Seismological Commission durchgeführt wurden.

Im Vorwort weist Prof. Gutdeutsch vom Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien auf die Bedeutung der historischen Erdbebenforschung für eine wissenschaftlich fundierte Standortwahl bei Großprojekten (z.B. Kraftwerken) hin, verschweigt aber auch keineswegs die Schwierigkeiten, die bei der Evaluierung und Interpretation alter Quellen (Notizen von Augenzeugen, Zeitungsberichte usw.) auftreten; welche ein großes Fingerspitzengefühl und viel Erfahrung bei der Verknüpfung der historischen Berichte mit Erdbebenintensitäten erfordern.

Der erste Beitrag von OESER, E.: „Historical Earthquake Theories from Aristotle to Kant“ vermittelt auf 21 Seiten ein lebendiges Bild der Entwicklung der Theorien zur Erklärung von Erdbeben vom griechischen „Universalgenie“ Aristoteles (384–322 v. Chr.), dem ersten Wissenschaftler, der eine umfassende rationale Theorie der Erdbeben entwickelt hat und auch eine Klassifikation der Erdbeben lieferte, bis zu den Erklärungen des deutschen Philosophen Immanuel Kant (1724–1804), welcher sich durch mehrere in seiner Lebensspanne aufgetretene zerstörerische Erdbeben (Calano und Lima 1746, Lissabon 1755 und Kalabrien 1783) stark beeindruckt zeigte. Die äußerst interessanten Ausführungen werden durch Originalzitate aus dem Griechischen und Latein bereichert, die dem/die über eine humanistische Bildung verfügenden LeserIn einen weiteren Einblick in die Materie erlauben, der dem/die nicht der beiden Sprachen mächtigen LeserIn, aufgrund einer fehlenden Übersetzung, leider verborgen bleibt.

Keine Erwähnung findet der nicht unbedeutende Einfluß der „außer-europäischen“ Erdbebenforschung, die besonders in

China weit gediehen war, wo erste Berichte (Zhu Shu Ji Nan – Bambusannalen) über Erdbebenaufzeichnungen ab der Regierungszeit Kaiser Shuns (2179–2140 v. Chr.) bekannt sind und der erste Seismograph (Anzeige des Zeitpunktes eines Bebens durch akustisches Signal; Richtungsangabe durch Kugel, die in das Maul einer von acht radial angeordneten Metallkröten fällt) bereits im Jahr 132 n. Chr. (Östliche Han-Periode) durch den kaiserlichen Geschichtsschreiber und Astronomen Zhang Heng konstruiert wurde.

Der zweite Beitrag, von EISINGER, U., GUTDEUTSCH, R. und HAMMERL, C.: „Historical Earthquake Research – an Example of Interdisciplinary Cooperation between Geophysicists and Historians“ beschreibt auf 18 Seiten detailliert die Methodik der historischen Erdbebenforschung und die Bedeutung der Ergebnisse im Sinne einer Beschreibung des Georisikofaktors Seismizität. Die äußerst aufwendigen Quellenstudien und ihre Interpretation werden dem/der LeserIn anhand von Beispielen aus Österreich (Erdbeben von Villach – 4.12.1690), Ungarn (Komarno – 28.6.1763; Kecskemet – 8.7.1911) und Italien (Erstellung eines Erdbebenkataloges mit rund 20.000 Ereignissen seit dem Jahr 1000 n. Chr.) vorgestellt. Besonders eindrucksvoll ist der Vergleich von Darstellungen der durch Erdbeben hervorgerufenen Gebäudeschäden durch zeitgenössische Maler, die auch in die Abschätzung der Intensität einbezogen werden können.

Der dritte Beitrag, von GRÜNTAL, G.: „Das Mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872“ bietet dem/der LeserIn auf 58 Seiten einen Einblick in die mit wissenschaftlicher Exaktheit und Akribie durchgeführte Quellenstudie eines der am besten dokumentierten Erdbeben am Ostrand des Thüringer Beckens, wobei 564 Einzelberichte aus 408 Ortschaften verarbeitet wurden. Die vielen zusammengetragenen Informationen und deren Evaluierung und Interpretation führen den Autor zur Erstellung einer makroseismischen Karte des Erschütterungsgebietes und zur Diskussion von Anomalien. Die Herdtiefe des Bebens kann mit 12 km, die Maximalintensität mit VII–VIII auf der Mercalli–Sieberg-Skala angegeben werden. Die im Anhang angeführten Quellenzitate sind beeindruckend. Die graphische Ausführung der Abbildungen, auf welchen es dem/der LeserIn meist nur mehr unter Zuhilfenahme einer Leselupe möglich ist Einzelheiten zu erkennen, widerspricht kraß der sonstigen Qualität der Publikation.

Der Ankauf des von der Geologischen Bundesanstalt verlegten Werkes, welches hoffentlich eine Fortsetzung findet, kann jedem/er geowissenschaftlich orientiertem/en LeserIn sehr empfohlen werden.

D. Leber

HÖLTIG, B.: Hydrogeologie – Einführung in die allgemeine und angewandte Hydrogeologie. 4. Auflage, 415 S., 110 Abb., 40 Tab., Stuttgart (Enke-Verlag) 1992; DM 39,80,-; ISBN 3-432-90794-X.

Schon in frühester Zeit, seit etwa 3000 v. Chr. in China, wußten die Menschen bereits das Wasser auf optimalste Weise durch große Bewässerungsanlagen und Quellenerschließung zu gebrauchen. Die geschichtliche Entwicklung der Wissenschaft vom Wasser vollzog sich dagegen langsam. Bis ins 17. Jhd.

galt noch die Theorie von Aristoteles, Plato und Seneca, wonach das Grundwasser aus dem Meer durch unterirdische Kanäle unter Bergen hindurch ins Land strömte. Erst mit Messungen des Niederschlages und der Verdunstung zu Beginn des 17. Jahrhunderts konnte diese Meinung revidiert werden.

Erst im letzten Jahrzehnt hat die Hydrogeologie aufgrund des wachsenden Umweltbewußtseins der Bevölkerung rapide an Bedeutung gewonnen. Diesen Trend nutzt auch BERNWARD HÖLTIG, der innerhalb von 13 Jahren bereits die 4. Auflage „seiner“ Hydrogeologie herausgebracht hat. Die 4. Auflage erscheint leider nur mehr als „Remake“ der 1989 erschienenen 3. Auflage. Bis auf die andere Umschlaggestaltung und ein neues Kapitel „Isotopenhydrogeologie“ hat der Autor keine Änderungen durchgeführt.

Wie gehabt, liegt der Schwerpunkt auch dieser Auflage auf der allgemeinen Hydrogeologie ($\frac{2}{3}$ des Buches), wobei großes Augenmerk auf chemische und physikalische Reaktionen im Grundwasser gelegt wird. Untergliedert wird das Kapitel „Allgemeine Hydrogeologie“ in zwei große Teilkapitel: 1) Grundwasserneubildung und Dynamik, und 2) in die Grundwasserbeschaffenheit.

Im Kapitel Grundwasserneubildung und Dynamik werden zuerst allgemeine Parameter wie z.B. Verdunstung, Niederschlag und Abfluß erklärt und Rechenmodelle vorgestellt. Anschließend wird auf die dynamischen Prozesse des Grundwassers eingegangen und die Beziehung zwischen Hohlraumbildung im Untergrund und Leitfähigkeitsverhalten hergestellt.

Im Kapitel Grundwasserbeschaffenheit beschäftigt sich der Autor mit den chemischen, physikalischen und auch biologischen Prozessen im grundwasserleitenden Medium. Es versteht sich von selbst, daß hier der Isotopenhydrogeologie im Gegensatz zur 3. Auflage ein eigenes, wenn auch kleines Kapitel gewidmet werden muß, zumal bei ökologischen Fragestellungen wie Altlastensanierungen, die Kontaminationsfrage und daher das Alter des Wassers von Bedeutung sind. Angeschnitten werden in diesem Kapitel außerdem Themen wie der Einfluß des pH-Wertes auf die Löslichkeit, Ionenaustauschvorgänge, Thermodynamik, Redoxpotentiale, allgemeine Eigenschaften des reinen Wassers und physikalische und chemische Maßeinheiten und Auswertung und Darstellung von Analysenergebnissen.

Eine geringere Seitenanzahl ist dem zweiten Großkapitel, der angewandten Hydrogeologie, gewidmet. Sie beschäftigt sich zuerst mit der Erschließung des Grundwassers, wobei auf verschiedene Bohrverfahren, geophysikalische Bohrlochmessungen, Brunnenausbau und Pumpversuche eingegangen wird.

Weiters wird der Grundwasserschutz besprochen, die Ursachen für Grundwasserbelastung, ihrer Beseitigung und dem Schutz von Trink- und Heilquellen auf die Spur gegangen. Leider kristallisiert sich wieder heraus, daß die Belastung mit Schadstoffen und die Grundwasserabsenkung hauptsächlich auf anthropogene Einflüsse zurückzuführen ist. Die Folgen dieses „Raubbaues“ an der Natur liegen laut Autor in land- und forstwirtschaftlicher Ertragsminderung und Baugrundschäden, was wieder einmal beweist, daß der sorglose Umgang mit der Natur nicht ungestraft bleibt.

Ansprechend an diesem Buch erscheint neben dem handlichen Format auch die klare Untergliederung der Kapitel und die gute Druckqualität, welche der Leser vom Enke-Verlag gewohnt ist. Empfohlen werden kann das Buch als Einführung für alle Studierenden, da es als Informationsquelle zu den wesentlichen Fragen der Hydrogeologie Antwort bietet.

M. Homayoun

HENNINGSEN, D.: Geologie für Bauingenieure – Eine Einführung. – 2. überarb. Aufl., IX + 131 S., 36 Abb., 5 Tab., Berlin (Springer-Verlag) 1992. – 19 x 12,5 cm kart.; DM 28,-; ISBN 3-540-54903-X.

Der Autor des Buches, Dr. Dierk Henningsen, Professor am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover, beabsichtigt mit dem vorgelegten Buch angehende Bauingenieure anhand ausgewählter Beispiele auf die Wichtigkeit geologischer Grundkenntnisse bei der Durchführung von Bauvorhaben hinzuweisen, da er meint, daß die bisher auf dem Markt befindlichen Bücher zur Einführung in die Geologie nur bedingt geeignet sind.

Das Werk ist in zehn Kapitel gegliedert, in welchen in knapper Form versucht wird, die Berührungspunkte zwischen der Geologie und dem Bauingenieurwesen zu umreißen.

Im 1. Kapitel „Geologie und ihre Bedeutung für das Bauingenieurwesen“ wird auf drei Seiten eine sehr vereinfachte Definition des Begriffes „Geologie“ gegeben, und es werden geologische Probleme aufgezeigt, die bei Ingenieurvorhaben Berücksichtigung finden sollten.

Der folgende Abschnitt „Erkundung und Aufschließung des Untergrundes“ enthält einen Überblick über die in der Bundesrepublik Deutschland erhältlichen geologischen Karten, wobei positiv zu bemerken ist, daß genaue Angaben über Bezugsquellen (auch im Kapitel 10 aufgelistet) und Preise gemacht werden. Weiters werden Erkundungs- und Aufschließungsmethoden, wie Sondierstangen und Handbohrer, Schürfe, Hammerschlag-Seismik, Geoelektrik und Maschinenbohrungen, in sehr stark verkürzter Form beschrieben.

Das 3. Kapitel „Lockergesteine als Baugrund“ ermöglicht einen kurzen Einblick in Nomenklatur, Zusammensetzung und Gefüge der Lockergesteine und deren bodenmechanische Eigenschaften, sowie in die notwendigen Baugrunduntersuchungen und -verbesserungen in Lockergesteinen und weist weiters auf die Problematik von Erdbeben und Forstschäden hin.

Der folgende Abschnitt „Festgesteine als Baugrund“ beschäftigt sich nach einer sehr kurzen Beschreibung der Zusammensetzung, der Gefügemerkmale und Einteilung der Festgesteine (in Tabellenform gelöst, wobei bei den magmatischen mit sieben Arten, bei den sedimentären mit 10 Arten und bei den metamorphen Gesteinen gar nur mit fünf Arten das Auslangen gefunden wird), mit Gesteinsverwitterung, Gasaustritten, Steinschlägen, Bergstürzen und Erdbeben.

Das Kapitel 5 versucht eine Beschreibung der Eigenschaften und des Verhaltens der in verschiedenen geologischen Zeitschnitten gebildeten Gesteine, wobei in Beispielen vor allem auf den außeralpinen Bereich eingegangen wird.

Im folgenden Abschnitt setzt sich der Autor in kurzer Form mit den geologischen Problemen beim Talsperren-, Tunnel- und

Kavernenbau in Form von Beispielen auseinander, die jedoch über eine oberflächliche Betrachtung nicht hinausführen.

Das Kapitel 7 ist der Verwendbarkeit von Fest- und Lockergesteinen als Baumaterial gewidmet, das folgende den Rohstoffen für die Baustoff- und Keramikindustrie.

Der 9. Abschnitt beschäftigt sich mit der Hydrogeologie. Erklärungen zu wichtigen Themen, die auch für Bauingenieure große Bedeutung haben (z.B. Grundwassermodelle, KF-Wert, elektrische Leitfähigkeit usw.) unterbleiben.

Abschließend findet sich eine Aufzählung von Behörden und Institutionen der Bundesrepublik Deutschland, die geologische Untersuchungen und Beratungen durchführen und eine Auflistung der weiterführenden Literatur, wobei im Bereich allgemeine Geologie sieben Zitate, im Bereich Ingenieur- und Hydrogeologie neun Zitate angeführt werden.

Die sehr gestraffte Form der Darstellung eines so umfassenden Gebietes scheint nur bedingt zur Einführung von Bauingenieuren in die Geologie geeignet zu sein.

D. Leber

HENNINGSEN, D. & KATZUNG, G.: Einführung in die Geologie Deutschlands. – VIII + 228 S. + Farbanhang (20S.); 88 teilweise farbige Abb., 8 Tab. – 4., Neubearb. u. erw. Aufl., Stuttgart (F. Enke Verlag), 1992. – Taschenbuch (19x12cm), öS 178,-; ISBN 3-432-88514-8.

Die Wiedervereinigung Deutschlands hat - drei Jahre danach - auch in der Geologie ihren Niederschlag gefunden. In der vierten Auflage der früheren ‚Einführung in die Geologie der Bundesrepublik Deutschland‘ des Erstautors wurden die geänderten politischen Verhältnisse berücksichtigt, nicht zuletzt im neuen Titel ‚Einführung in die Geologie Deutschlands‘. Damit entstand ein vollkommen neues Buch, für dessen neue Kapitel, das Gebiet der alten DDR abdeckend, der Co-Autor G. Katzung verantwortlich zeichnet; jene der alten BRD wurden von D. Henningsen nur überarbeitet und aktualisiert.

Das prinzipielle Konzept des Buches ist gleich geblieben: In zehn Kapiteln werden - vom ersten, einführenden Kapitel abgesehen - die einzelnen geologischen Landschaften vorgestellt. Im einzelnen lauten die Überschriften: ‚Geologischer Bauplan‘, ‚Kristallingebiete‘, ‚Mittelgebirge aus verfaltetem Paläozoikum‘, ‚Oberkarbonische Steinkohlen-Becken‘, ‚Rotliegend-Landschaften‘, ‚Zechstein-Gebirge‘, ‚Landschaften des Mesozoikums‘, ‚Deutsche Alpen‘, ‚Tertiär-Senken‘, ‚Junge Vulkangebiete‘ und ‚Norddeutsches Tiefland‘.

Anhand detaillierter Beschreibungen kleinerer Gebiete wird versucht, allgemein Gültiges für das jeweilige Großkapitel herauszuarbeiten, um der zu verarbeitenden Datenfülle gerecht zu werden, und nicht den beschränkten Rahmen eines Taschenbuches zu sprengen. Dabei wird bewußt auf Literaturzitate verzichtet, um die Lesbarkeit durch eine Unzahl von Zitaten nicht unnötig einzuschränken. Tabellarische Darstellungen der Entwicklungsgeschichte des jeweiligen Gebietes sowie eine Reihe geologischer Überblickskarten und Schemaprofilen ergänzen die Kapitel und tragen wesentlich zum Verständnis bei. Daß das Buch auch für Nicht-Fachleute verfaßt wurde, erkennt man am sparsamen Umgang mit Fachausdrücken, sowie auf der ausdrücklichen Betonung der (potentiellen) Lagerstätten.

Am Ende des Taschenbuches findet der Leser noch ein eher kurz gehaltenes Literaturverzeichnis (4 Seiten), sowie ein Orts- und Sachregister. Eine farbige geologische Übersichtskarte Deutschlands sowie eine Reihe Farbphotos besonders charakteristischer Aufschlüsse und Landschaften runden das gelungene Werk ab.

Als Einführung für Personen mit geringen bis keinen Kenntnissen der deutschen regionalen Geologie - zu denen sich der Rezensent zählt - ist dieses Buch hervorragend geeignet. Es liest sich leicht, ist bedingt durch die Verwendung des Taschenbuchformats sehr handlich und bietet einen guten Überblick, mehr allerdings nicht. Eingehende Diskussionen und Interpretationen der vorgestellten geologischen Einheiten fehlen, da sie auch nicht den eigentlichen Intentionen dieser Einführung entsprechen. Demnach eignet sich das Buch nicht oder nur sehr eingeschränkt für Personen, die ihr Wissen der regionalen Geologie schnell auf den letzten Stand bringen wollen; dazu ist es wohl zu wenig umfangreich. Die Gebiete der ‚neuen Bundesländer‘, die ehemalige DDR, konnten harmonisch eingegliedert werden und man bemerkt keinen sprunghaften Stilwechsel. Kritikwürdig erscheint manchmal die Qualität der Abbildungen, vor allem Karten, die sich verkleinerungsbedingt manchmal an den Grenzen der Lesbarkeit bewegen.

W. Müller

von KOENIGSWALD, Wighart & WERDELIN, Lars (eds.): Mammalian Migration and Dispersal Events in the European Quaternary. – 221 S., 51 figs., 14 tables, Frankfurt a.M. (Courier Forschungsinstitut Senckenberg 153), 1992. – 30 DM.

Dieses Werk stellt die Ergebnisse dar, die anlässlich der gleichnamigen Tagung in Andernach präsentiert wurden. Diese 1991 stattgefunde Veranstaltung beschäftigte sich mit der Beweisbarkeit von Tierwanderungen während des Pleistozäns. Forscher aus ganz Europa nahmen daran teil und so sind auch die Beiträge in diesem Werk eine überaus interessante Zusammenstellung der bisherigen Forschungen in Europa.

Nach Themenkreisen geordnet, sind hier die wichtigsten Problempunkten zusammengefaßt, mit denen ein Bearbeiter von pleistozänen Faunen und Floren konfrontiert ist. Zum ersten wurde versucht, einen guten Überblick über Faunen aus ganz Europa zu geben, indem die einzelnen Autoren revidierte Faunenlisten wichtiger Fundstellen ihres Landes zusammenstellten. Gerade Fundlücken führen immer wieder zu Mißinterpretationen. Deswegen ist ein „Ausmisten“ von veralteten Faunenlisten und deren stratigraphische Neueinstufung so wichtig.

Ein weiteres Problem ist der rasche Faunen- und Florenaustausch in Europa während des Eiszeitalters. Die Frage, ob Arten in einem bestimmten Gebiet autochthon entstanden, oder in einem nicht mehr nachvollziehbaren Prozess rasch einwanderten, ist an Hand einigen Fallbeispiele erläutert.

In diesem Band haben sich 22 Autoren dieser Fragen angenommen und versucht, Modelle, Beispiele und Anregungen anzuführen. Dieses Werk stellt damit eine Besonderheit dar, in Hinblick auf die Internationalität und die Genauigkeit mit der diese Problemkreise erstmals erläutert werden und ist jedem Interessierten nur zu empfehlen.

D. Nagel

MATTAUER, M.: Strukturgeologie. – 353 S., 459 Abb. Stuttgart (F. Enke Verlag), 1993. – DM 78,-; ISBN 3-432-98111-2

Das Vorwort zu diesem Lehrbuch sagt es überdeutlich - es ist schlicht veraltet. Der Enke-Verlag gibt mit dem vorliegenden Band ein 1970 (!) verfaßtes Lehrbuch heraus, und das, obwohl in der selben Reihe des selben Verlages erst kürzlich ganz ausgezeichnete, moderne Lehrbücher über Strukturgeologie erschienen sind, etwa die Einführung in die Tektonik von Gerhard Eisbacher (davon ist übrigens eine neue, überarbeitete Auflage zu erwarten). Die jüngsten, im Literaturverzeichnis von Maurice Mattauer zitierten Arbeiten sind immerhin schon 20 (!) Jahre alt. Eine detaillierte Kritik des lediglich neu übersetzten, aber in keiner Weise überarbeiteten Bandes erübrigt sich fast. Es fehlen praktisch alle wichtigen, neueren Konzepte der Strukturgeologie: moderne Plattentektonik, der Bereich der experimentellen Deformation, quantitative Methoden der Stress- und Strain-Analyse, die Methoden der ausgeglichenen Profile und so weiter. Historisch versierten Lesern wird dagegen ein Wiedersehen mit dem Begriff Geosynklinale und dem tektonische Phasenkonzept geboten (immerhin wird Stille nicht zitiert).

Maurice Mattauer hat 1970 ein erstklassiges, damals sehr modernes und vor allem reich und sehr gut illustriertes Lehrbuch verfaßt. Dieses Original ist sicher sehr zu empfehlen. Ärgerlicherweise wird bei den bibliographischen Angaben des Enke-Verlages in keiner Weise auf das biblische Alter des Originals verwiesen. Die Empfehlung für die 20 Jahre später erschienene Übersetzung kann daher nur lauten: Keinesfalls kaufen.

K. Decker

MEIER, D.: Abschiebungen – Geometrie und Entwicklung von Störungen im Extensionsregime. – 142 S., 143 Abb., Stuttgart (F. Enke Verlag), 1993. – DM 48,-; ISBN 3-342-25551-9

Das Interesse an Extensionsstrukturen und an deren tektonischer Analyse ist in den letzten Jahren sprunghaft angestiegen. Der wichtigste Grund für diese Entwicklung ist sicherlich die enorme Bedeutung von Extensionsbrüchen und deren korrekter Interpretation in der Exploration auf Kohlenwasserstoffe in Riftbereichen und an Kontinentalrändern. Andererseits wurde erst in jüngster Zeit die Rolle, die Extensionsstrukturen auch in kompressiven Terranen und Orogenen zukommt, erkannt. Der Band von Dietmar Meier bietet eine ausgezeichnete Einführung und einen sehr vollständigen Überblick über dieses, ansonsten meist recht stiefmütterlich behandelte Kapitel der Strukturgeologie. Eine Beschreibung der Geometrie, der Kinematik und der Mechanik von Extensionsstrukturen verschiedener Maßstäbe und tektonischer Environments wird geboten. Tektonische Kleingefüge werden in Aufschlußbildern ebenso gut illustriert wie Großstrukturen in seismischen Schnitten. Die Ergebnisse von Analogmodellen werden zur Illustration der Mechanik und Geometrie von Abschiebungen genauso vorgestellt wie einfache, aber dafür verständliche Schemaskizzen. Eine große Stärke des Buches sind außerdem die genauen Zitate zu allen beschriebenen Details und zu fast allen

Abbildungen. Das 23 Seiten lange Literaturverzeichnis bietet einen ziemlich vollständigen Überblick über alles Lesenswerte über Extensionstektonik und erspart langwierige Recherchen. Fazit: der Abschiebungsband kann einer breiten Leserschaft, Studenten und Lehrern, Wissenschaftlern und Explorationsgeologen bestens empfohlen werden. Wer immer schon etwas (oder auch etwas mehr) über listrische Abschiebungen, Roll-over-Geometrien, Transfer-Störungen im Extensionsbereich oder die dahinter steckende Mechanik wissen wollte, ist mit diesem Band sehr gut bedient.

K. Decker

MURAWSKI, H.: Geologisches Wörterbuch. – 9. erweiterte Aufl., 254 S., 82 Abb., 7 Tab., Stuttgart (Enke-Verlag). – 19 x 12 cm kart.; DM 22,80,-; ISBN 3-432-84109-4.

Die vorliegende 9. völlig überarbeitete und erweiterte Auflage des „Geologischen Wörterbuches“ setzt die Tradition dieser nunmehr seit 55 Jahren bestehenden Serie (1. Auflage 1937 – C.Ch. BERINGER) in altbewährter Form fort.

Neben den Erläuterungen der vor allem in der deutschsprachigen Literatur verwendeten Fachwörter aus der Geologie und ihren Grenzwissenschaften enthält das Buch stratigraphische Tabellen (Allgemeine erdgeschichtliche Tabelle; Stratigraphische Tabelle für das Quartär; Stratigraphische Tabelle für die Weichsel-Kaltzeit und das Holozän in NW-Deutschland; Stratigraphische Tabelle Präkambrium bis Quartär; Gliederung des Präkambriums) und Tabellen der Systematik der magmatischen, sedimentären und metamorphen Gesteine, weiters Auflistungen mit Übersetzungen der wichtigsten, in den Geowissenschaften gebrauchten, lateinischen und griechischen Begriffe und eine knappe Darstellung der wichtigsten weiterführenden Literatur.

Im Vergleich zu den vorhergehenden Auflagen weist die vorliegende folgende Verbesserungen auf: Verstärkter Hinweis auf den jeweiligen Erstautor der einzelnen Begriffe; Verbesserung der erklärenden Texte durch Mitarbeit von Fachkollegen; Erweiterung der Fachbegriffe.

Trotz des zweifellos durch die Taschenbuchform beschränkten Raumes wäre eine Erweiterung der Begriffe vor allem in den Bereichen der Geomorphologie, Bodenkunde, Quartärgeologie und besonders der Umweltgeologie und der Fernerkundung (Luftbild- und Satellitenbildinterpretation), welche ja immer stärker mit der „traditionellen Geologie“ verknüpft werden, sehr wünschenswert.

Obwohl mit dem „Geologischen Wörterbuch“ nur die Beschreibung von in der deutschen Sprache verwendeten Fachbegriffen beabsichtigt ist, wäre es für den Leser, der in allen Fachgebieten immer stärker mit englischsprachiger Literatur konfrontiert wird, sicher zielführend, wenn er auch den in Klammern gesetzten englischen Ausdruck für den Fachbegriff vorfinden könnte.

Störend erscheint, daß in der miozänen Stufengliederung (Tab. III) die Entwicklung des überregional bedeutsamen Wiener Beckens, und damit aller inneralpinen tertiären Einbruchbecken, keinen Eingang findet.

Die äußerst knappe Auflistung der wesentlichen, weiterführenden Literatur ist auch durch den „begrenzten Raum des

Taschenbuches“ nicht zu rechtfertigen.

Insgesamt ist die vorliegende 9. Auflage des „Geologischen Wörterbuches“ jedoch, wie die vorhergegangenen auch, sehr zu empfehlen und sollte in keiner erdwissenschaftlichen Bibliothek fehlen.

D. Leber

STRÜBEL, G. & ZIMMER, S.H.: Mineralfundorte in Europa. – 243 S., 8 Abb., Stuttgart (Enke-Verlag), 1990. – 24 x 17 cm kart., DM 69,-; ISBN 3-432-98611-4.

Das im Enke-Verlag erschienene Buch „Mineralfundorte in Europa“ stellt den Versuch dar, in möglichst kompakter Art und Weise wichtige Mineralfundorte aufzulisten und die Auffindung derselben zu ermöglichen. Der geographische Begriff „Europa“ wurde von den Autoren etwas eingeschränkt verstanden. Länder wie Bulgarien, die Niederlande, Liechtenstein, Monaco und der europäische Anteil der Türkei und der ehemaligen UdSSR sind mit keinem Wort erwähnt. Zusätzlich ist ein starkes West-Ost-Gefälle in der Anzahl der beschriebenen Fundorte zu bemerken. Sind zur Aufzählung der Fundstellen in der BRD noch 45 Seiten notwendig, finden die Autoren bei Griechenland mit zwei Seiten das Auslangen; Polen, Jugoslawien, Ungarn und Rumänien sind auf vier Seiten zusammengefaßt.

Um dem Mineraliensammler, an den sich das Werk vor allem wendet, das Auffinden der Fundorte zu erleichtern, sind im Buch „Spinnen“ abgedruckt, welche auf das jeweilige Faltblatt der zu verwendenden Karten im Maßstab 1:200.000 aufgelegt werden und diese in verschiedene Sektoren untergliedern, um so eine raschere Lokalisierung der Fundpunkte möglich zu machen.

Nach dem Namen des Fundortes findet sich ein Hinweis auf die zu verwendende Karte und Angaben, um welche Art der Fundstätte es sich handelt. Dann erfolgt eine Aufzählung der verschiedenen Mineralien, die an der betreffenden Stelle aufgesammelt werden konnten bzw. können und ein Verweis auf die relevante, weiterführende Literatur zur betreffenden Fundstelle. Um die Beschaffenheit dieser „Primärliteratur“ wird man nicht herumkommen, da die Lagebezeichnungen der Fundorte zu ungenau sind, z.B. „Horn (Nd.-Öst.): In d. Umg. v. H.“ oder Hainzenberg (Tirol): In Ortsnähe verlassene Stollen“.

Obwohl sich das Buch vor allem, wie im Vorwort zum Ausdruck kommt, an den privaten Sammler („den Nichtfachmann“) wendet, wäre sicherlich eine kurze einführende Beschreibung des geologischen Rahmens, in dem das Auftreten der verschiedenen Mineralien in den beschriebenen Ländern zu sehen ist, wünschenswert und ist bei anderen vergleichbaren Fundstellenführern (z.B. Serie der Mineralfundstellenführer aus dem Christian Weise Verlag München) sehr wohl üblich.

Insgesamt ist das Buch geeignet, sich einen raschen Überblick über die Mineralfundstellen in Teilen Europas zu verschaffen.

D. Leber

STRÜBEL, G. & ZIMMER, S.H.: Lexikon der Minerale – 2. Aufl., 385 S., 159 Abb., Stuttgart (Enke-Verlag), 1991. – 19 x 12 cm kart., DM 29,80,-; ISBN 3-432-92722-3.

Wie bereits im Vorwort zur ersten Auflage von den Autoren angesprochen worden ist, kann ein Lexikon der Minerale nie vollständig sein. In die nun vorliegende zweite Auflage des

„Lexikons der Minerale“ sind weitere 350 Stichwörter (nun insgesamt über 10.000) und neue Literaturzitate aufgenommen worden, womit die bereits gute Qualität des Buches noch verbessert wurde.

Neben detaillierten Angaben zu den einzelnen Mineralien, wie den verwendeten Synonymen, chemische Formel, Kristallform, Farbe, Glanz, Strich, Härte, Dichte und anderen wichtigen Merkmalen, sind auch die Bildungsbedingungen und die Fundorte kurz beschrieben. Aufgelockert und ergänzt wird der Text durch Abbildungen verschiedener Mineralstufen, Skizzen der Kristallisationsform und Übersichtstabellen von wichtigen Mineralgruppen (Amphibol-, Feldspat-, Glimmer-, Granat-, Olivin- und Pyroxengruppe).

Das Literaturverzeichnis erlaubt Interessierten ein weiteres Eindringen in das Fachgebiet der Mineralogie.

Der Ankauf des „Lexikon der Minerale“ ist sehr zu empfehlen, es sollte, wie die anderen vergleichbaren lexikalischen Werke aus dem Enke-Verlag, in keiner Bibliothek fehlen.

D. Leber

FITZ, O.: Eine Sammlung erzählt. – Mitteilungen des Instituts für Bodenforschung und Baugeologie, Abteilung Baugeologie, Universität für Bodenkultur Wien, Sh. 1, 80 S., 11 Farbabb., 158 S/W-Abb., Wien 1993. Kart., 29,7 x 21 cm, öS 200,-. ISSN 10 21-7533.

Das von O. FITZ verfaßte und nun vorliegende Sonderheft soll die Mineralien- und Gesteinssammlung an der Abteilung Baugeologie des Instituts für Bodenforschung und Baugeologie der Universität für Bodenkultur in Wien dokumentieren. Dies ist dem Autor, der anhand der vorhandenen originalen Sammlungsetiketten in detektivischer Kleinarbeit der Geschichte der Sammlung, ihrer Objekte und deren verschiedenen Besitzern nachgegangen ist, in beeindruckendem Maße gelungen.

Nach einer kurzen Besprechung der Geschichte der Geowissenschaften an der Universität für Bodenkultur und einem kurzen Abriss über das heutige Forschungs- und Lehrangebot, werden die etwa 3700 Objekte der Sammlung kurz vorgestellt. Das Herzstück der Sammlung bildet die Mineraliensammlung des Kronprinzen Rudolf von Habsburg-Lothringen. Weitere Objekte gehen auf die Sammlungen der k.k. Geologischen Reichsanstalt, deren Vorgängerinstitut, diverse Sammler und Händler zurück. Der größte Teil des Sonderheftes ist der Beschreibung der verschiedenen Sammlungsteile und ausgewählter Objekte, deren bis zu 200-jährige Geschichte FITZ aufgrund von Etikettenfolgen und anderen Archivmaterialien nachvollzieht, gewidmet. Ein Kapitel über die Preise, Bedeutung und Umfang des Mineralienhandels in und außerhalb Wiens – wobei sich der Autor keineswegs scheut einen aktuellen Preisvergleich zu ziehen – rundet das historische Bild der Sammlung ab.

Die zahlreichen Abbildungen von Originaletiketten, historischer Dokumente und Preiskataloge und die Fülle an historischen Querverweisen – nur die Farbabbildungen ausgesuchter Sammlungsstücke kommen aufgrund der Papierwahl leider nicht richtig zur Geltung – machen dieses Sonderheft zu einem interessanten Nachschlagewerk für Historiker, Geowissenschaftler und Sammler.

M. Jung

YARDLEY, B.W.D., MACKENZIE, W.S. & GUILFORD, C.: Atlas metamorpher Gesteine und ihrer Gefüge in Dünnschliffen. – Übersetzt von Leander Franz und Bernhard Böhm. – IV + 120 S., 240 farbige Abb., Stuttgart 1992 (F. Enke Verlag) – kartoniert (28 x 22 cm), öS 609,-; ISBN 3-432-25011-8.

Dieses Buch repräsentiert in der Reihe der Dünnschliff-Photoatlanten den vierten Band des Verlags (nach den gesteinsbildenden Mineralen, den magmatischen Gesteinen und den Sedimentgesteinen). Alle sind sie Übersetzungen aus dem Englischen; im Fall dieses Bandes erschien die Originalversion erstmals 1990 bei Longman Group Ltd., London.

Insbesondere Studenten als eine wesentliche Zielgruppe des Buches, die sich bei den ersten Gehversuchen in der Gesteinsdünnschliffmikroskopie versuchen und voller Hoffnung auf die erwähnten, bisher vorhandenen Atlanten stürzen, mußten oft sehr schnell erkennen, daß die abgebildeten Ideal-Bilder mit der Wirklichkeit in den eigenen Dünnschliffen häufig nichts gemeinsam haben.

Daß der vorliegende Band in diesem Zusammenhang eine sehr positive Ausnahme bildet, ist bereits beim ersten Durchsehen der vielen, nicht in Idealausbildung abgebildeten Gesteine, Minerale und Gefüge zu erkennen. Demnach kann dieses Werk tatsächlich eine wesentliche Hilfestellung bei Dünnschliff-Interpretationen bieten. Als ergänzendes Textbuch wird – nicht weiter verwunderlich, da B. YARDLEY als Erstautor fungiert –, „An Introduction to Metamorphic Petrology“ (1989, Longman Group Ltd., London) des gleichen Autors vorgeschlagen.

Im Detail: Das Buch gliedert sich in 2 Teile: „Die Varietäten metamorpher Gesteine“ nehmen ca. zwei Drittel des Umfangs ein, die „Gefüge metamorpher Gesteine“ den Rest. Um dem Anspruch eines Photoatlanten gerecht zu werden, ist der Text-Teil relativ kurz gehalten und beschreibt generell nur die wirklich gut erkennbaren und charakteristischen Dünnschliffmerkmale; eine typische Seite inkludiert daher meist drei Photos mit kurzer Beschreibung. Längere Diskussionsbemerkungen finden sich zu kontroversiellen Themen, bzw. als Einführung am jeweiligen Kapitelanfang.

Im ersten Teil werden zu Beginn, abgesehen von der sehr kurzen Textführung, die prinzipiellen Arten der Metamorphose in typischen, sehr instruktiven Beispielen vorgestellt, wobei auch die etwas aberrante Impaktmetamorphose nicht fehlt. Danach wird jeweils ein langes Unterkapitel der „Metamorphose von Sedimentgesteinen“ sowie der „Metamorphose magmatischer Gesteine“ gewidmet, in welchen die einzelnen Gesteinstypen der generellen metamorphen Fazies- sowie Zonengliederung entsprechend aufgelistet sind. Beginnend bei der Zeolithfazies werden in sehr vielen Photos die Gesteine bis zur Granulitfazies vorgestellt. Abweichungen der Metamorphosebedingungen vom normalen geothermischen Gradienten, d. h. Hochdruck- bzw. temperaturbetonte Metamorphose, werden natürlich gesondert erwähnt. So finden sich z.B. auch Karpholith-führende Gesteine (niedrigsttemperierte HP-Metamorphose) unter den Abbildungen. Abgesehen von den unterschiedlichen Metamorphosebedingungen werden auch die verschiedenen Gesteinschemismen, namentlich insbesondere Metapelite und Kalk(silikat)e, aber auch Grauwacken, Cherts etc. dokumentiert.

Die Metamorphose magmatischer Gesteine wird im zweiten großen Unterkapitel des ersten Teils abgehandelt. Die einzelnen Gesteinschemismen (Metabasite, Ultrabasite, saure Gesteine) werden wiederum entsprechend dem Metamorphosegrad in typischen Beispielen behandelt, das Hauptgewicht liegt bei den Metabasiten, wohl aufgrund der vielfältigen Mineralreaktionen.

In Teil II „Gefüge metamorpher Gesteine“ findet man jene Abbildungen, die eine Verbindung zwischen moderner Petrologie und Strukturgeologie herstellen und die in den meisten sonstigen Lehrbüchern bzw. Atlanten fehlen. Besonders im kurzen, einleitenden Kapitel wird auf die Bedeutung von Deformation für die Kinetik von Mineralreaktionen hingewiesen, was sehr oft in der „klassischen Petrographie“ vernachlässigt wird.

Ausgehend von den prinzipiellen Gefügetypen metamorpher Gesteine (z.B. grano-, nematoblastisch) werden im ersten Abschnitt vor allem unterschiedlich hoch deformierte Mylonite abgebildet, deren Mikrogefüge eingehend erläutert wird. Ausführlich diskutiert werden danach anhand einer Vielzahl von Photos Porphyroblast-Matrix-Relationen, wie z.B. die „klassischen“ Schneeballgranate. Es werden sowohl Beispiele gebracht, die für eine Rotation der Porphyroblasten relativ zur Matrix als auch umgekehrt (Matrix rotiert relativ zum stabilen Blast) sprechen; ein kurzer Textteil zu dieser Problematik mit den wichtigsten Zitaten rundet diesen Teil ab. Reaktionsgefüge im allgemeinen, wie z.B. die in ihrer Genese umstrittenen Atollgranate, sowie verschiedene Arten von Korona-Strukturen im besonderen werden ebenfalls abgebildet. Den Abschluß dieses zweiten Teiles bilden einige, sehr instruktive Beispiele polymetamorpher Gesteine, sowie eine kurze, nur die wichtigsten Zitate zum Thema enthaltende Literaturliste.

Wie schon kurz am Beginn festgehalten, kann dieser Atlas eine wirkliche Hilfestellung bei der Dünnschliffmikroskopie in erster Linie für Anfänger in diesem Metier bieten. Aber auch „Profis“ werden die eine oder andere Anregung mitnehmen, so vor allem Petrographen, die noch keine Berührungen mit der modereren Strukturgeologie und ihren Interpretationsansätzen hatten. Indem die Dünnschliffe sehr häufig sowohl mit parallelen als auch gekreuzten Polarisatoren und zudem auch unter verschiedenen Vergrößerungen abgebildet sind, erhält man einen guten Eindruck der präsentierten Beispiele, da nicht zuletzt die (Farb-)Qualität der Abbildungen ausgezeichnet ist.

W. Müller

PUHAN, D.: Anleitung zur Dünnschliffmikroskopie. – 172 S., 142 Einzeldarstellungen, 1 Farbtafel, Stuttgart (F. Enke Verlag), 1994, kartoniert, 24 x 17 cm, DM 49,80; ISBN 3-432-2591-0.

Mit dem neu erschienenen Buch „Anleitung zur Dünnschliffmikroskopie“ erweitert der Enke Verlag sein Angebot um ein weiteres Werk, welches durch seine kompakte Form, übersichtliche Gliederung und den gut verständlichen Text einerseits dazu beiträgt, Studierenden den Einstieg in das Gebiet der Dünnschliffmikroskopie zu erleichtern, andererseits aber auch bereits „Fortgeschrittenen“ als wertvolles Nachschlagewerk dienen kann.

Der erste Hauptteil des Buches gibt auf 79 Seiten einen umfassenden Überblick über die in der Dünnschliffmikroskopie verwendeten Meßmethoden. Nach einer Beschreibung des Aufbaues des Polarisationsmikroskops, der Arbeitsschritte zur Anfertigung von Dünnschliffen mit verschiedenen Schnittlagen, der Beobachtungsmethoden (orthoskopische und konoskopische Einstellung) und Anregungen zum Arbeitsgang der Mineralbestimmung (Protokolle usw.) wird im vierten Kapitel schließlich in ausführlicher Form (48 Seiten) auf praktische Messungen am Polarisationsmikroskop eingegangen.

Neben den verschiedenen morphologischen Eigenschaften von Mineralkörnern (Umgrenzung von Kornschnitten; Proportionen von Kornschnitten und deren Raumgestalt; Spaltbarkeit; Zwillingsbildungen; Zonarstrukturen; Einschlüsse und Verwachsungen) werden deren optische Eigenschaften (Brechungsindizes; Eigenfarbe und Pleochroismus; Interferenzfarbe und Doppelbrechung; Lage und Bezeichnung der Schwingungsrichtungen; Optischer Charakter; Achsenwinkel; Achsendispersion und Lagendispersion) und die Beziehungen zwischen optischen und morphologischen Eigenschaften (Auslöschungsschiefe; Lage von optischen Achsen und Achsenebene) ausführlich erläutert. Anschließend werden auf 12 Seiten Methoden zur Abschätzung der Zusammensetzung von Mischkristallen (Olivine; Amphibole; Plagioklase) anhand praktischer Beispiele erklärt.

Der zweite Hauptteil des Werkes ist den optischen Grundlagen der Dünnschliffmikroskopie gewidmet (84 Seiten). Nach einer grundsätzlichen Beschreibung der elektromagnetischen Eigenschaften des Lichtes und der menschlichen Wahrnehmung wird auf das Verhalten des Lichtes in isotropen Stoffen (Lichtübergang zwischen isotropen Stoffen – Absorption und Reflexion, Brechung und Dispersion) und anisotropen Stoffen (Doppelbrechung; Interferenzfarben) eingegangen. Ein eigenes Kapitel ist der relativen Beurteilung und Messung von Brechungsindex und Dispersion gewidmet (Becke-Lichtlinie; Immersionsmethoden). Die abschließenden drei kürzeren Kapitel des Buches beschäftigen sich mit Indikatrixmodellen, Interferenzfiguren und verschiedenen optischen Phänomenen. Die Auflistung weiterführender Literatur (vor allem deutschsprachig) zu den beiden Hauptteilen ist relativ knapp bemessen. Eine wertvolle Ergänzung des Buches stellt eine Farbfalttafel der Interferenzfarben (nach Michel-Levy) und eine Tafel der Strahlenführung im Zeiss Polarisationsmikroskop dar.

Durch den gut verständlichen Text, die anschaulichen Abbildungen und praktischen Beispiele eignet sich das Buch sehr gut für eine nähere Beschäftigung mit dem komplexen Bereich der Dünnschliffmikroskopie und sollte deshalb in keiner Bibliothek fehlen.

D. Leber

EVANS, A.M.: Erzlagerstättenkunde. – XVI + 356 S., 162 Abb., 27 Tab. (F. Enke Verlag), Stuttgart 1992; DM 76,-; ISBN 3-432-99801-5.

Mit dem vorliegenden Band über „Erzlagerstättenkunde“ wird versucht, die Lücke in der deutschsprachigen erdwissenschaftlichen Literatur in bezug einer Einführung zu schließen. Dieses

Lehrbuch von Anthony M. Evans – in einer Übersetzung der 2. Auflage (Übersetzer: U. NEUMANN & G. LARSEN) – wendet sich vor allem an Studenten der Geowissenschaften, des Bergbaues und des Hüttenwesens, die keine oder nur geringe lagerstättenkundliche Vorkenntnisse besitzen.

M. EVANS gliedert sein Buch in drei Abschnitte:

Teil I beschäftigt sich in den Kapiteln 1 bis 6 mit den Grundlagen. Kapitel 1 umfaßt Begriffsbestimmungen und Definitionen, wirtschaftliche und geochemische Betrachtungen, wobei die Begriffsbestimmungen und Definitionen – auf knapp acht Seiten und drei Unterkapitel versteckt – selbst für eine Einführung zu kurz geraten sind. Das 2. Kapitel „Hauptmerkmale der wichtigsten Erzlagerstättentypen“ behandelt Lagerstätten grundsätzlich nach Verbandsverhältnissen zum Nebengestein (Diskordante und Konkordante Vererzungen), obwohl eine Unterscheidung in magmatogen, metamorphogen und sedimentogen vor allem für den Anfänger leichter verständlich wäre. Im vorliegenden Buch wird eine Klassifikation bevorzugt, die sich weitgehendst an den begleitenden Nebengesteinen orientiert (s. Kap. 7), unter Einbeziehung genetischer und morphologischer Aspekte. Im Kapitel 3 werden Gefüge der Erz- und Gangmineralien, Fluideinschlüsse und Nebengesteinsveränderungen auf knappen 12 Seiten behandelt. Theorien zur Erzbildung liefert das 4. Kapitel, das meines Erachtens innerhalb des zweiten Kapitels abgehandelt werden sollte. Kapitel 5 und 6 behandelt Fragen der Geothermobarometrie, paragenetischer Abfolgen, Datierung sowie Metallogenetische Provinzen in bezug auf die Zeit.

Im Teil II werden einige Beispiele für wichtige Erzlagerstättentypen erläutert, gegliedert w.o. erwähnt in bezug auf die begleitenden Nebengesteine. Daß ein Lehrbuch auch auf Nachfrage reagiert, zeigt sich in der Tatsache, daß ein zusätzliches Kapitel über Diamantlagerstätten aufgenommen wurde. Diese zusätzlichen Seiten hätten besser für weitergehende Erläuterungen in anderen Bereichen – v.a. in Abschnitt I – Verwendung gefunden. Ob eine Besprechung nach Elementen und damit einhergehend eine kurze Besprechung der Verwendungen der einzelnen Erze bzw. Elemente übersichtlicher wäre, ist vielleicht Geschmacksache.

Der abschließende III. Teil gibt einen kurzen Überblick über die räumliche und zeitliche Verbreitung von Erzlagerstätten. Die hier vorliegende Übersetzung der 2. Auflage liefert eine Literaturliste, die zwar für die englischsprachige Ausgabe (1987) mit Zitaten bis aus dem Jahr 1986 sehr aktuell war, aber natürlich durch den Zeitraum der Übersetzung und dem Erscheinungstermin (1992), doch einiges an Aktualität einbüßt.

Für eine zweite Auflage der deutschsprachigen Ausgabe sollte englisch/deutsches – deutsch/englisches Wörterbuch im Anhang ins Auge gefaßt werden.

Aufgrund der für einen Anfänger nicht sehr einsichtigen Einteilung der Lagerstätten und der Verwendung von nur angelsächsischer Literatur in einem deutschsprachigen Lehrbuch ist dieses Buch nur sehr beschränkt für Anfänger geeignet.

M. Jung

HANTKE, R.: Flußgeschichte Mitteleuropas. Skizzen zu einer Erd-, Vegetations- und Klimageschichte der letzten 40 Millionen Jahre. – XX + 460 S., 242 Abb., DM 98,-; Stuttgart (F. Enke Verlag), 1993; ISBN 3-432-99781-7.

In seinem 1993 erschienenen Buch beschäftigt sich R. HANTKE mit der Flußgeschichte Mitteleuropas der letzten 40 Millionen Jahre. Es stellt das Ergebnis und die Synthese eigener Arbeiten und Vorlesungen (von Geomorphologie/Morphologie über Quartärgeologie bis Paläobotanik und -ökologie) an der Eidgenössischen Technischen Hochschule und Universität Zürich dar.

Das erste Kapitel (Einleitung) konfrontiert den/die LeserIn mit einem deutlich erweiterten Mitteleuropabegriff und dessen Flußsystemen. Wie der Autor selbst erwähnt, ist der Begriff Mitteleuropa nicht eindeutig definiert, dennoch bleiben Schelde, Maas und Rhone westeuropäische und Po (und seine Alpenzuflüsse), Isonzo und Save südeuropäische Flüsse.

Nach einer kurzen Erläuterung erdwissenschaftlicher Grundlagen (Kapitel 2) wendet sich der Autor der Beschreibung der einzelnen Flüsse bzw. Flußsysteme zu (Kapitel 3–17).

Bei der Besprechung der einzelnen Flüsse werden zuerst Einzugsgebiet und Flußverlauf erläutert. Dem folgt eine Beschreibung tertiärer und quartärer Florenasoziationen und eine Aufzählung der angetroffenen Gattungen, z.T. auch der Arten. Problematisch wird es dann, wenn aus diesen Daten klimatische Rückschlüsse (Jahrestemperaturmittel, Jahresniederschlagsmittel) gezogen werden. Des weiteren scheint der Autor Interpretationen aus der Literatur einfach zu übernehmen. Oder ist dies seine eigene Interpretation? Folgendes Zitat (Kap. 12.5, S. 315, 1. Sp., 2. Abs.) soll dies unterstreichen: „Im Pannon der W-Karpaten fand sich N von *Neutra/Nitra* eine Mikroflora mit *Pinus*, *Cathaya*, *Tsugaepollenites* – Hemlock, *Taxoidaceaepollenites*, *Inaperturopollenites*, *Sequoiapollenites* (hier hätte man mit der gleichen Aussagekraft die letzten drei Genannten als Taxodiaceenpollen bezeichnen können), *Cupressaceae*, *Myricipites*, *Betulaepollenites*, *Alnipollenites*, *Carpinuspollenites*, *Pterocaryapollenites*, *Juglanspollenites* – Walnuß, *Triporopollenites*, *Intratiporopollenites*, *Quercoidites* – Eichen, *Faguspollenites*, *Salicypollenites*, an Kräutern: *Graminidites* – Gräser, *Che-nopodipollenites*, *Compositoipollenites*, *Umbelliferaepollenites*, *Ericipites* und *Typha* – Rohrkolben (PLANDEROVÁ 1984). Sümpfe traten zurück. Die Seen waren planktonreich und von Gras-Steppen mit lockeren Gehölzen umgeben ...“ (woher weiß der Autor dies – nur aus den Gattungsnamen?). Auf Seite 311 behandelt der Autor die Bohrung Záhorská Nizina in der March-Ebene. Hierbei erweckt er den Eindruck, daß es sich bei den zwei tiefsten Torfhorizonten (30% Tertiärformen) und den zwei folgenden quartären Torfhorizonten (Tertiäranteil nimmt ab) um reliktsche tertiäre Florenasoziationen handelt. Es fehlt, neben Teufen- und Sedimentangaben, auch die Überlegung, daß es sich bei den Tertiärformen in den vier Torfhorizonten um aufgearbeitetes und/oder umgelagertes Tertiärmaterial handelt und nicht um einen Reliktstandort!

Die Abbildungsqualität ist leider nur als mittelmäßig anzusehen; obwohl die Fotoabbildungen durchaus gut ausgesucht sind, lassen die Strichzeichnungen einiges zu wünschen übrig. Sie sind qualitätsmäßig sehr unterschiedlich ausgeführt – von übersichtlich und klar bis zum Gegenteil (eine Vereinheitlichung

wäre dringend anzuraten; dies ist natürlich eine Geldfrage). Was besonders negativ auffällt ist die Tatsache, daß der Autor bei seinen eigenen Abbildungen keine Sorge hat walten lassen. Die Abbildungen 9.3–9.7 zeichnen sich durch eine fehlende Legende und fehlende topographische Fixpunkte aus (2–3 Ortsnamen würden die Orientierung wesentlich erleichtern). Obwohl es sich hierbei nicht um eine vollständige und durchgehende Flußgeschichte „Mitteleuropas“ handelt – angedeutet im Untertitel „Skizzen . . .“ – ist es für den/die LeserIn schwer einzusehen, warum die Durchbrüche der Donau, die sicherlich neben dem Rhein der Hauptfluß Mitteleuropas ist, wie z.B. Sauwald, Wachau, Strudengau und Hainburg keine Erwähnung finden. Auch fehlt der genauere Hinweis auf die Bedeutung der Tektonik für die Entstehung bzw. Anlage eines Flußlaufes (z.B. fehlt die Diendorfer Störung völlig!). Weiters erhebt sich die Frage, warum dem nördlichen Alpenvorland westlich der Enns so breiter Raum gewidmet wird, während das östliche keinerlei Erwähnung findet?

Sehr hilfreich wäre auch eine Tabelle, in der lokale Schichtbezeichnungen miteinander zeitlich und faziell gegenübergestellt werden, da nicht jedem/jeder LeserIn alle Bezeichnungen geläufig sind. Auch würde der/die LeserIn gerne erfahren, wo sich der Autor im Widerspruch zu gängigen Lehrmeinungen befindet, wie er selbst in seinem Vorwort erwähnt. Dies hätte z.B. in einem abschließenden (Unter-)Kapitel „Diskussion und Interpretation“ zu jedem Flußsystem oder -abschnitt geschehen können. So muß der/die LeserIn den Eindruck einer reinen Literaturarbeit gewinnen.

Zusammenfassend ist es aber R. HANTKE hoch anzurechnen, daß er sich dieser schwierigen Aufgabe gestellt und dabei versucht hat, bis zum Schluß neueste Literatur mit einzuarbeiten. An dieser ist er gescheitert. Es bewahrheitet sich der Spruch von weniger ist oft mehr.

M. Jung

P.S.: Der Enke-Verlag wäre auch gut beraten, würde er eine einheitliche Linie in bezug auf die Zitierregeln verfolgen!

PICHLER, H. & SCHMITT-RIEGRAP, C.: Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff. – 2. völlig neu bearb. Aufl., X + 233 S., 436 Abb., 16 Farbabb., 22 Tab., 1 Farbtaf., Stuttgart (Enke Verlag), 1993; kart., DM 54,-; ISBN 3-432-95522-7.

Das für Studenten der Erdwissenschaften und Erdwissenschaftler bestimmte Buch liegt jetzt in seiner 2. Auflage vor. An der übersichtlichen Gliederung der einzelnen Kapitel hat sich nichts geändert. Der erste Abschnitt (A Kristalloptischer Teil), der sich mit den Grundlagen des Polarisationsmikroskops und der Polarisationsmikroskopie beschäftigt, wurde unverändert aus der ersten Auflage übernommen, einzig die Verteilung der Abbildungen auf einer Seite hat sich geändert.

Der zweite Abschnitt (B Mineraloptischer Teil) hat sich am meisten verändert. Es wurden viele neue Schwarz-Weiß-Fotografien in das Buch aufgenommen, und einige Abbildungen durch bessere ersetzt. Weiters sind schematische Abbildungen zur Kristallform und -optik hinzu gekommen, und die pol.-opt. Daten wurden auf den neuesten Stand gebracht. Die Kapitel

über oxidierte Amphibole und Titanhornblenden wurden unter dem Kapitel Braune Hornblenden zusammengezogen.

Aufgrund der vielen neuen Abbildungen ist es den Autoren gelungen, ein sehr gutes Buch noch zu verbessern. Daher ist dieses Buch uneingeschränkt für Anfänger und Fortgeschrittene der Mikroskopie zu empfehlen.

M. Jung

GEBERT, H.: Schichtgebundene Manganlagerstätten. – 237 S., 164 Abb., 124 Tab., Stuttgart (Enke Verlag), 1989; kart., 21 x 30 cm, DM 128,-; ISBN 3-432-95881-1.

Mit der im Enke Verlag erschienenen Monographie „Schichtgebundene Manganlagerstätten“ versucht der Autor, der über eine ausgiebige Erfahrung im Bereich der Exploration von Erzen verfügt, einen ausführlichen Überblick sowohl über die lagerstättenkundlichen als auch wirtschaftlichen Aspekte von schichtgebundenen Manganerzen zu geben.

Nach einer detaillierten Beschreibung (130 Seiten) von verschiedenen manganhöflichen Gebieten in Afrika, Asien, Europa, Australien und Südamerika wird im Kapitel „Vergleichende Lagerstättenkunde“ (30 Seiten) auf die paläogeographischen, regional- und strukturgeologischen, mineralogischen und chemischen Rahmenbedingungen der Lagerstätten eingegangen. Der Text wird dabei durch reiche Abbildungen begleitet, wobei es dem/die LeserIn manchmal aufgrund fehlender topographischer Bezeichnungen nicht möglich ist, den „Überblick“ zu wahren.

Ein weiteres Kapitel mit etwa 30 Seiten ist der Genese der Lagerstätten gewidmet, wobei ausführlichst die Herkunft und die Geochemie des Mangans besprochen wird. Die Erklärungen im Text werden durch eine Vielzahl von Tabellen und durch die Auflistung von chemischen Reaktionsgleichungen ergänzt.

Im abschließenden Teil des Buches wird in sehr interessanter Form auf die wirtschaftlichen Aspekte der Exploration und Förderung von schichtgebundenen Manganerzen, der wichtigsten Manganfördergebiete der Erde, hingewiesen. Dabei werden in tabellarischer Form sowohl Erzkonzentrationen als auch Fördermengen angeführt.

Ausführliche Literaturhinweise erlauben dem/die LeserIn eine eingehendere Beschäftigung mit der Materie „schichtgebundene Manganlagerstätten“.

Das Buch richtet sich vor allem an Fachwissenschaftler und an in der Exploration Tätige, die sich – bei entsprechendem finanziellen Hintergrund – auch von dem vergleichsweise hohen Preis nicht vom Kauf abhalten lassen. Finanziell schlechtergestellten Personengruppen (Studenten, etc.) wird der Einstieg in die Lagerstättenkunde der schichtgebundenen Manganerze dadurch nicht gerade erleichtert.

M. Jung & D. Leber