

# Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs



Herausgegeben von der Österreichischen Paläontologischen  
Gesellschaft aus Anlaß ihres 25jährigen Bestehens  
1991

Titelbild:

Oberkarnische Rotkalk-Spaltenfüllung mit geopetal verfüllten Ammoniten in grauem Hallstätter Kalk. Die geopetal gefüllten, offensichtlich frühzeitig lithifizierten Gehäuse wurden vor der endgültigen Einbettung bis zu 90° gegeneinander verstellt; in natürlicher Größe.

Fundort: Rappoltstein bei Berchtesgaden.

Sammlung: Institut für Paläontologie, Universität Wien.

Herausgegeben von: Mag. Doris Nagel und  
Prof. Dr. Gernot Rabeder

**IHREN MITGLIEDERN ÜBERREICHT  
VON DER  
ÖSTERR. PALÄONTOLOGISCHEN GESELLSCHAFT**

Eigentümer und Verleger:  
Österreichische Paläontologische Gesellschaft,  
Universitätsstraße 7, A-1010 Wien.

Offset-Druck: Peter Schindler, Conrathstraße 35a, A-3950 Gmünd

Printed in Austria

ISBN 3-90054 02 2

Weiters erschienen:

Exkursionen im Tertiär von Österreich  
Exkursionen im Pliozän und Pleistozän von Österreich

# Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs

Autoren:

Werner VASICEK,  
Leopold KRYSTYN  
und Reinhard GOLEBIOWSKI

Wir danken:

Am Institut für Paläontologie der Universität Wien  
Herrn Wolfgang Reichmann für das Titelfoto,  
Herrn Norbert Frotzler für graphische Arbeiten,  
Unser besonderer Dank gilt Frau Monika Thöni für die  
mühevollle Arbeit im Rahmen der Herausgabe dieses Bandes.

## Verzeichnis der Autoren

Univ.-Doz. Dr. Leopold KRYSTYN  
Institut für Paläontologie, Univ. Wien  
Universitätsstraße 7/II  
A-1010 Wien, Österreich.

Dr. Reinhard GOLEBIOWSKI  
Institut für Paläontologie, Univ. Wien  
Universitätsstraße 7/II  
A-1010 Wien, Österreich.

Werner VASICEK  
Krahuletz-Museum Eggenburg  
Krahuletzplatz 1  
A-3730 Eggenburg

Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs

Inhalt

**Zum Geleit**

Heinz A. Kollmann

**Das Jungpaläozoikum von Zöbing**

Werner Vasicek

**Die Fossilagerstätten der alpinen Trias**

Leopold Krystyn

**Becken und Riffe der alpinen Obertrias**

Reinhard Golebiowski

### Zum Geleit

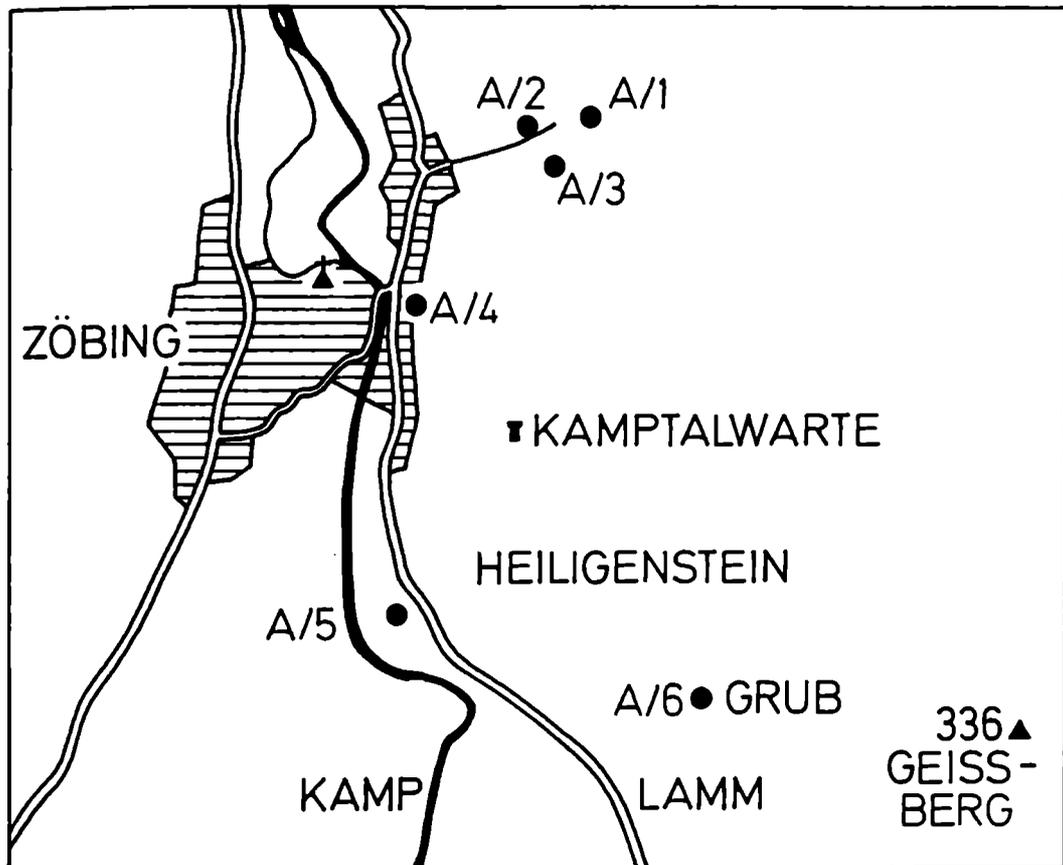
Die Österreichische Paläontologische Gesellschaft wurde vor 25 Jahren gegründet. Sie wendet sich an alle, die sich in Österreich ernsthaft mit Fossilien und dem Leben in der Vorzeit auseinandersetzen. Einerseits ist sie daher gelehrte Gesellschaft im klassischen Sinn, andererseits will sie Forum für das Gespräch zwischen Wissenschaftlern und Liebhaber-Paläontologen sein.

Die Ziele, die sich die Österreichische Paläontologische Gesellschaft von Anfang an gesetzt hat, sind die erdwissenschaftlichen Themen Österreichs und deren wissenschaftliche Aufbereitung. Damit soll eine Grundlage für eine internationale Diskussion geschaffen und zugleich auch der allgemeinen Dokumentation der Paläontologie der einzelnen Bundesländer gedient werden.

Da der Aufschluß aufgrund seines Informationsgehaltes zu den Grundlagen paläontologischer Interpretation gehört, findet hier die wichtigste Form des Dialoges statt. Die österreichische Paläontologische Gesellschaft möchte mit den Führern zu den erdgeschichtlichen Exkursionen in Österreich beitragen, das Wissen um die eigene Heimat zu vermehren und eine Grundlage für eine weitergehende Diskussion zu schaffen.

Heinz A. Kollmann

# Das Jungpaläozoikum von Zöbing



Karte der Exkursionspunkte

Werner Vasicek

Mit 3 Abbildungen

## Inhalt

	Seite
Geologische Grundlagen .....	3
Lithostratigraphie .....	5
Biostratigraphie .....	7
Forschungsgeschichte .....	8
Exkursionspunkte	
A/1: Zöbing, Leopoldacker .....	9
A/2: Zöbing, Rockenbauerkeller .....	12
A/3: Zöbing, Kalterbachgraben .....	13
A/4: Zöbing, Kampbrücke .....	14
A/5: Zöbing, vis à vis Langenloiser Bad .....	16
A/6: Zöbing, Heiligenstein, Lamm .....	18
Empfohlene Exkursionsroute .....	19
Literatur .....	19

Anschrift des Autors:  
Werner VASICEK  
Krahuletz-Museum  
Krahuletzplatz 1  
A-3730 Eggenburg

# Das Jungpaläozoikum von Zöbing

## Geologische Grundlagen

Die Zöbing-Formation stellt den Rest einer ehemals großflächigen, jungpaläozoischen Sedimentbedeckung der Böhmisches Masse dar.

Im geologischen Kartenbild führt die Westgrenze entlang der bergseits gelegenen Häuserzeile im östlichen Ortsteil von Zöbing am Kamp, zieht mit einer Reihe von meist steinbruchartigen Aufschlüssen über die Flanke des Heiligensteins und in der weiteren Folge entlang von kleineren Aufschlüssen von rötlichbraunen und graugrünen Sedimentgesteinen bis auf die halbe Höhe des Geißberges. Morphologisch tritt die Westgrenze sehr deutlich als sockelartige Begrenzung des Heiligensteins zutage, jenes Berges, der von der Hauptmasse der permischen Arkosen aufgebaut wird.

Ausgehend vom Westhang des Geißberges in Richtung NNE werden die Sedimente durch ein Teilstück der Diendorfer Blattverschiebung (= Störung von Falkenberg nach WALDMANN, 1922,183,203) begrenzt. Die Grenze zwischen Sedimentscholle und Kristallin zieht dabei entlang der westlichen Talseite des Strassertales, überquert die Talsohle, zieht in geringem Abstand östlich an der Ruine Falkenberg vorbei und kann mit den am weitesten im Nordosten gelegenen Sedimentgesteinen bis südöstlich von Olbersdorf verfolgt werden.

Die Nordgrenze des Jungpaläozoikums von Zöbing verläuft vom nördlichen Ortsende von Zöbing nach NE, sie schneidet den Lausergraben spitzwinkelig, überquert den Wolfsbachgraben und zieht in der weiteren Folge südöstlich des Pösingerberges bis Diendorf-Olbersdorf.

Innerhalb dieser Grenzen liegt der Sedimentkomplex des Jungpaläozoikums von Zöbing. Er wird von der Granulitscholle von Zöbing-Diendorf (MATURA, 1976,65; syn.: „Scholle von Diendorf am Walde“ nach WALDMANN, 1922,189) unterlagert, die nach Norden hin entlang eines ENE streichenden Bruches, der „Störung von Diendorf am Walde“ (WALDMANN, 1922,183,203), begrenzt wird.

Soweit aufgeschlossen, wird das Jungpaläozoikum von Zöbing von moldanubischen kristallinen Gesteinen umrahmt. Es sind das im E Paragneise und Amphibolit, im N ist es der ebenfalls zum Moldanubikum zählende Granulitspan, auch jenseits der Störung von Diendorf am Walde handelt es sich etwa bis zur Mitte der WE-Erstreckung des Granulitspanes um moldanubische Amphibolite. Im Osten schließen jedoch moravische kristalline Gesteine an (vgl. FUCHS & MATURA, 1976, Taf. 1 – Beil. 3). Vor allem handelt es sich um Rehberger Amphibolit, Glimmerschiefer und die Quarzite bis Serizit-Quarzite, ?Devon-Schiefer, Metavulkanite der Serie Spilit-Quarzkeratophyr der „Serie von Olbersdorf“ (FRASL, 1974, A 38) und in etwas weiterer Entfernung um

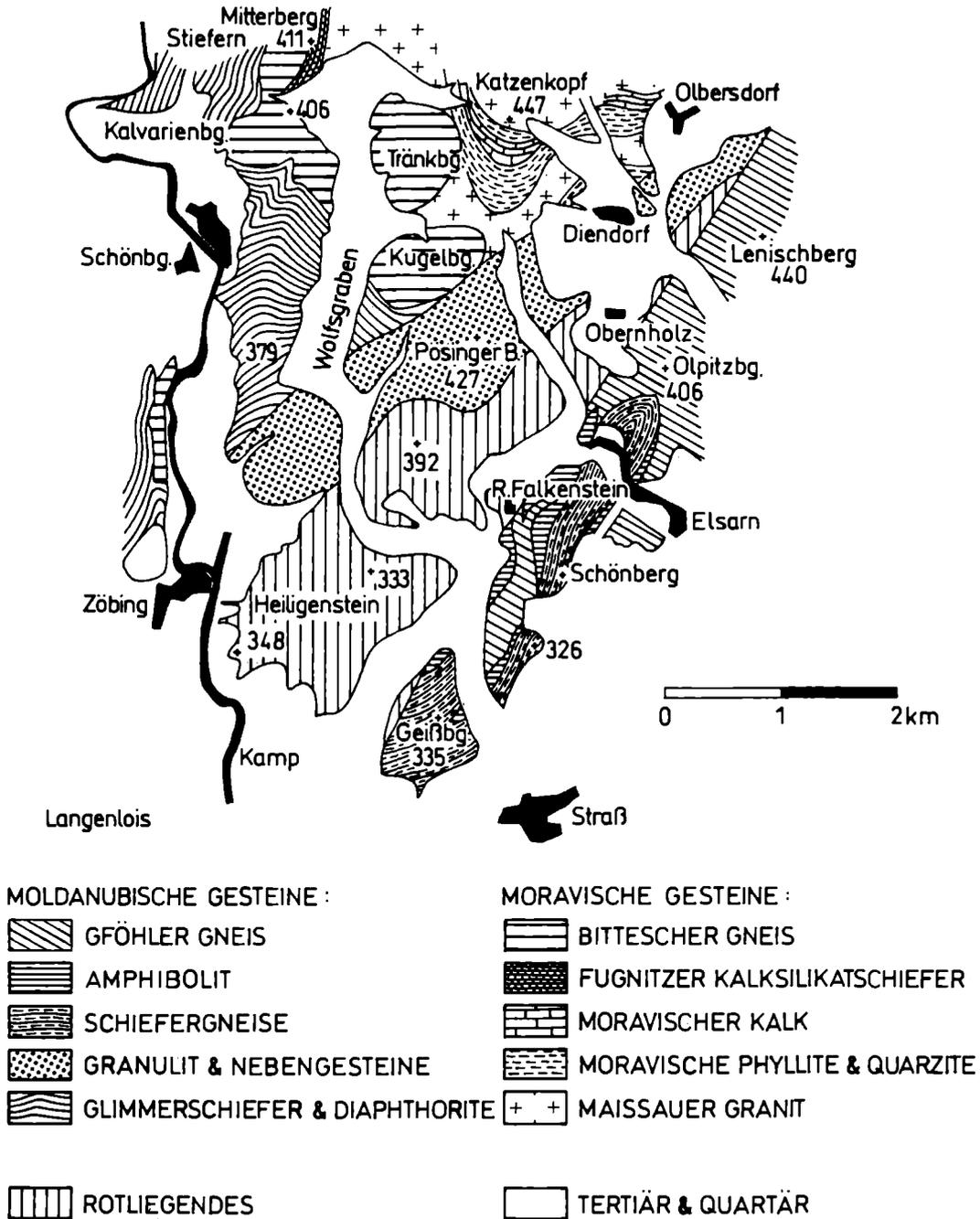


Abb. 1: Geologische Kartenskizze der weiteren Umgebung von Zöbing  
(nach L. WALDMANN, 1922).

den Maissauer Granit der abtauchenden Thaya-Masse (vgl. WALDMANN, 1922, Fig. 1; FRASL et al., 1977,5)(Abb. 1).

Bedingt durch die Einbeziehung in das Bruchsystem im näheren Umfeld der Blattverschiebung der Diendorfer Störung ist der Sedimentkomplex zusammen mit seiner Kristallinunterlage nach SE abgekippt, wo am W-Rand (Westrandprofil VASICEK, 1977,16) der Sedimentscholle ein generelles E-W-Streichen und Einfallen nach SE von durchschnittlich 30°–45° festzustellen ist. Es kann daher über eine 1000 m mächtige Schichtfolge Bescheid gegeben werden.

## Lithostratigraphie

Aus der Gesamtabfolge der ZÖBING-Formation ist eine Dreigliederung ersichtlich (vgl. VASICEK, 1977,17; 1983,26–27)(Abb. 2).

Der etwa 300 m mächtige Liegendabschnitt beginnt auf der Kristallinoberfläche mit dem „Leopoldacker Siltsteine-Member“, das überwiegend aus feinkörnigen dunkelgrauen und gut laminierten bis geschichteten Silt- bis Sandsteinen aufgebaut wird. Vereinzelt kommen in diesem Sediment graue bis schwarzgraue Kalkknollen vor, die Coal-ball-Charakter zeigen. Die dunkelgrauen Siltsteine beinhalten relativ zahlreiche organische Anteile in Form von Kohleflözchen und -schmitzen, aber auch inkohlte Fossilreste und Fusit (siehe Abb. 2–1 und Haltepunkt A/1). Es folgen darüber die geringmächtigen ockerbraunen Silt- bis Sandsteine des „Rockenbauer Sandsteine-Members“, die stellenweise leicht karbonathaltig sind und in warvenartig strukturierte „Brand-schiefer“ übergehen. Häufig finden sich in diesen Sedimenten Tongerölle und resedimentierte Tonschieferplättchen bis Sandsteingerölle; geringfügige organische Reste liegen in Form fossiler Koniferenreste vor (siehe Abb. 2–2 und Haltepunkt A/2). Über diesen Sedimenten setzen an der Basis des „Kalterbachgraben Sandstein/Siltstein Wechselfolge-Members“ unvermutet massive Sandstein- bis Arkosebänke ein (siehe Abb. 2–3 und Haltepunkt A/3). Es stellt dies einen Umschwung zu einer episodenhaft erfolgenden Sedimentation dar. Es kommt zu einem Wechsellagern von Sandstein- bis Arkosebänken, die Schichtflutablagerungen (sheetflood deposits) darstellen. Dunkle Lamellenkalke und eine Lage roter Siltsteine können als Einschaltungen in diese Abfolge betrachtet werden (siehe Abb. 2–3). Zur Oberkante des Liegendabschnittes hin kommt es mit dem „Kampbrücke Siltsteine-Member“ zu Sedimentationsbedingungen, die denen des Leopoldacker Siltsteine-Members ähnlich sind, was mit einem partiellen Zurückbleiben grober Sedimente erklärt werden kann. In gut geschichteten Siltsteinen, die in größeren Abständen durch z. T. schwach verkieselte Arkosebänke gegliedert sind, fanden sich kohlige Substanzen in zwei Fossilhorizonten (siehe Abb. 2–4 und Haltepunkt A/4).

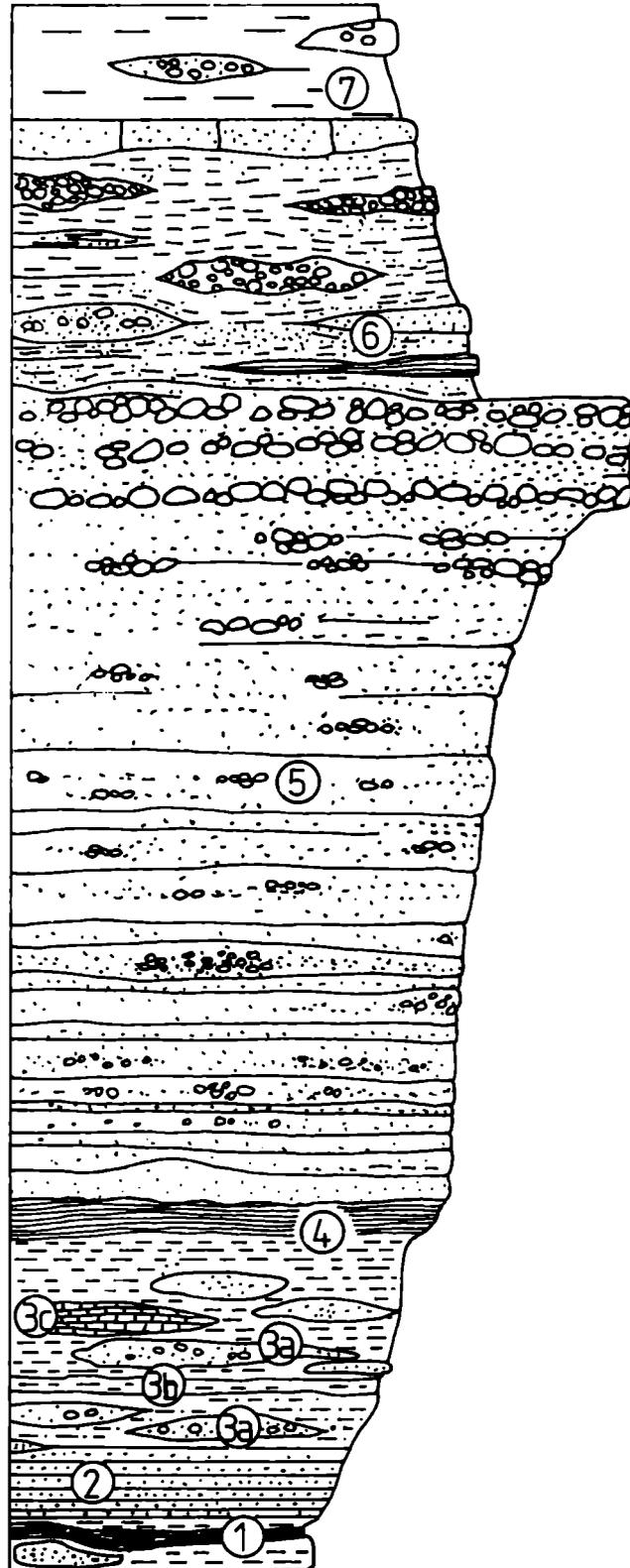


Abb. 2.

Lithologische Abfolge der Zöbing-Formation.

1 Leopoldacker Siltsteine-Member,

2 Rockenbauer Sandsteine-Member,

3 Kalterbachgraben Sandstein/Siltstein Wechselfolge Member

(3a Sandstein- bis Arkosebänke, 3b rote Siltsteine, 3c dunkle Lamellenkalke)

4 Kampbrücke Siltsteine-Member,

5 Heiligenstein Arkosen-Member mit Heiligenstein Konglomerat-Lagen,

6 Lamm Siltsteine/Arkosen-Member,

7 Geißberg Sandstein-Member

Die vereinzelt in diese Siltsteinfolge eingeschalteten Arkosebänke stellen eine Übergangszone zum etwa 780 m mächtigen Mittelabschnitt des Profiles dar. Dieser wird vom „Heiligenstein Arkosen-Member“ eingeleitet und umfaßt etwa 700 m mächtige, durch Bankfugen deutlich voneinander getrennte Arkosebänke, die von unterschiedlicher Mächtigkeit sind, was nahelegt, daß auch sie eine gewisse Linsenschichtigkeit aufweisen (siehe Abb. 2–5). Es fehlen die feineren Sedimente (Tone und Silte), was den Arkosenkomplex bei relativ kurzen Transportstrecken der Sedimente (vgl. WIESENER 1972, 227) als zu einer Randfazies gehörig ausweist. Nahe der Oberkante dieses Members kommt es durch ein Zunehmen in der Führung von Kristallingeröllen (hauptsächlich Granulit, untergeordnet Quarz, Marmor, Vulkanite und auch Gföhler Gneis) zur Bildung der „Heiligenstein Konglomerat-Lagen“ (siehe Abb. 2–5 und Haltepunkt A/5). Die Arkosebänke zeigen im Kern ein wesentlich gröberes Sediment und schichtige bis massive Konglomerateinschaltungen, wobei Durchmesser einzelner Geröllstücke bis zu einem Meter vorkommen. Gleichzeitig treten auch im Bereich der Bankfugen gröbere Sedimente auf, sodaß keine optisch wahrnehmbaren Schichtfugen auftreten und eine Wechselfolge von Konglomeraten und Arkosen zustandekommt.

Ein Zurücktreten der groben Sedimente ist für den etwa 400 m mächtigen Hangendabschnitt charakteristisch. Das „Lamm Siltsteine/Arkosen-Member“ zeigt eine Abfolge von roten Siltsteinen und „reschen“ Arkosen, die nicht verwitterte, rötliche Kalifeldspäte führen und mit rotbraunen Siltsteinen wechselagern (siehe Abb. 2–6 und Haltepunkt A/6). In feineren Sedimenten ist eine Einschaltung von SiO<sub>2</sub>-reichen, dunkelgrauen Kalksteinen festzustellen. Eine abwechslungsreiche Folge von roten und grauen Tönen, in die Sandsteinlinsen und Arkosen eingeschaltet sind, stellt das „Geißberg Sandstein-Member“ dar (siehe Abb. 2–7).

## Biostratigraphie

Im „Leopoldacker Siltsteine-Member“ liegt mit einem Massenvorkommen von *Alethopteris zeilleri* (WAGNER) RAGOT und ähnlicher Formen eine fossile Flora, die in ein sehr wechselvolles Profil eingeschaltet ist und die auch eine Reihe von Pecopteriden beinhaltet, aber nur wenig Koniferen aufweist, sodaß das „Leopoldacker Siltsteine-Member“ ins Oberkarbon gestellt werden kann. Für das „Rockenbauer Sandsteine-Member“ ist *Callipteris conferta* (STERNBERG) BRONGNIART und sehr häufig auch *Ernestiodenron* (al. *Walchia*) *filiciformis* (SCHLOTHEIM) STERNBERG nachgewiesen, was auf ein Autun Alter hinweist. Gleiches gilt auch für die höheren Anteile des „Kampbrücke Siltsteine-Members“, wo neben einer Reihe von Callipteriden ebenfalls *Callipteris conferta* (STERNBERG) BRONGNIART nachgewiesen ist und wei-

ters mit *Samaropsis crampii* (HARTT) H. POTONIÉ und *Calamostachys dumasii* ZELLER für das Autun typische Fossilien vorkommen. Daß hier eine höhere Einstufung kaum in Frage kommt, ergibt sich daraus, daß *Reticulopterus germari* (GIEBEL) GOTHAN auf das Autun beschränkt bleibt (VASICEK, 1977,18).

## Anhang

Mit dem Einsetzen der „Heiligenstein Konglomerat-Lagen“ nahe der Oberkante des „Heiligenstein Arkosen-Members“ kommen auch Vulkanitgerölle vor.

Für die Stratifizierung ist das von Bedeutung, da das Einsetzen der grobklastischen Fazies und das Auftreten von Abtragungsprodukten aus vulkanischen Serien nach FALKE (1972,20) als Auswirkungen der saalischen Phase anzusehen sind, mit der die Grenze zum Oberrotliegenden (Saxon) festgelegt wird (vgl. VASICEK, 1977,18).

## Forschungsgeschichte

Das **Jungpaläozoikum von Zöbing** wurde vom österreichischen Geologen Philipp A. HOLGER entdeckt. Er beschreibt es als „Wiener Sandstein“ in den Erläuterungen zu seiner 1841 erschienenen „**Geognostischen Karte des Kreises ob dem Manhartsberge**“, scheidet das Jungpaläozoikum von Zöbing in der dazugehörigen Karte aber nicht aus. Erst durch Paul PARTSCH scheint es zusammen mit der Boskowitz Furche erstmals in einem geognostischen Kartenwerk auf. PARTSCH stuft es ins „rothe Todtliegende“, ein Synonym für das „Rotliegende“, ein. Genauer begangen und kartiert wurde es dann vor 1849 von Johann CZJZEK. Er wurde auch auf die fossile Flora vom Schacht beim Rockenbauer-Keller aufmerksam, die Constantin von ETTINGSHAUSEN 1852 beschrieb, aber (unrichtig) in die Unterkreide einstuft. Dagegen bestanden anscheinend von Anfang an Vorbehalte, denn 1866 weist Eduard SUESS, ähnlich wie Paul PARTSCH, auf das Jungpaläozoikum von Zöbing als einer Verlängerung des „Rothliegenden der Zwittawa“ hin. Auch einigen Andeutungen CZJZEKs ist zu entnehmen, daß die ursprünglich von Paul PARTSCH vertretene Einstufung damals schon eher glaubhaft erschien, als das Ergebnis der Fossilbearbeitung durch ETTINGSHAUSEN. Vermutlich durch diese gegensätzlichen Meinungen veranlaßt, beschäftigte sich Dionys STUR mit den damals aus Zöbing bekannten Fossilien, gelangte 1870 ebenfalls wieder zur ursprünglichen, richtigen Ansicht PARTSCHs und stuft den damals bekannten Schichtkomplex wiederum ins Perm ein.

Mit der Bearbeitung des Kristallins der Böhmisches Masse durch Franz Eduard SUESS beginnen die Erörterungen um die Diendorfer Störung, deren

Verlauf er 1912 erstmals entwirft und mit dem Boskowitz Hauptbruch in Verbindung bringt. F. E. SUESS erkennt die Lage der Permscholle in diesem Bruchsystem; auf das tektonische Gesamtkonzept wurde aber erst Leo WALDMANN 1922 aufmerksam.

Mit einer, zum heutigen Forschungsstand führenden Neukartierung und der planmäßigen Fossilsuche wurde erst nach dem 2. Weltkrieg begonnen. So konnte im Rahmen der Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1977 in Ottenstein und später (1983) von Werner VASICEK durch den Fund der Callipteris-Flora bei der Zöbinger Kampbrücke und der Vulkanitegerölle vor allem mit der Neuinterpretierung der Konglomerate als Auswirkungen der saalischen Phase eine Gliederung in Autun und Saxon vorgeschlagen werden.

## Exkursionspunkte

### A/1: Zöbing, Leopoldacker

Thema: Am N-Rand des „Leopold-Ackers“ wurden vor Jahren bei Baggararbeiten in der Wasserrinne des Lausergrabens dunkle „Tonschiefer“ aufgeschlossen und einige gut erhaltene Pflanzenfossilien gefunden. Im Rahmen einer im Jahr 1977 durchgeführten Grabung konnten mittels einer vom Kristallinrand zur Fundstelle gezogenen Künette die Schichtfolge über dem Kontakt mit dem Kristallin ermittelt und zahlreiche Pflanzenfossilien geborgen werden.

Lithostratigraphische Einheit: Zöbing-Formation: „Leopoldacker Siltsteine-Member“.

Alter: Oberkarbon, Stephan.

Ortsangabe: Östlicher Ortsteil von Zöbing am Kamp, am rechten Rand des Lauserweges, etwa 200 m oberhalb des letzten Kellers (= A/2 Rockenbauer-keller, Lageskizze Abb. 3).

Beschreibung:

Im oberen Abschnitt des Lausergrabens führt der Weg durch das Kristallin (Granulitspan von Zöbing-Diendorf). Nahe der Fundstelle ist am rechten Wegrand der Kontakt Kristallin/Sedimentgesteine aufgeschlossen. Im Bereich des nur wenige Meter breiten Lausergrabens und des im SE anschließenden Leopoldackers ist folgendes Profil mit der Florenfundstelle beobachtet worden:

Grauer Sandstein (fein- bis mittelkörniger lithischer Arenit), leicht tektonisch beansprucht, etwa 170 cm mächtig.

Graubrauner Sandstein (fein- bis mittelkörniger lithischer Arenit), der dunkle resedimentierte Komponenten führt. Diese Sandsteine sind in etwa 10 cm mächtige Bänken gegliedert, zeigen wellige Schichtober- und Schichtunterseiten, sonst aber keinerlei Schichtung, 70 cm mächtig.

Dunkelgrauer Sandstein (grobkörniger Siltstein bis feinkörniger lithischer Arenit), 240 cm mächtig.

Grauer Sandstein (mittelkörniger Quarzarenit), der in Abstände von 15–20 cm deutlich gegliedert ist, 75 cm mächtig.

Es folgt mit sechs weiteren Schichtgliedern eine gefaltete Zone, deren Intensität aber schon im Bereich des nächsten Schichtgliedes deutlich abnimmt und über die Fossilfundstelle hin ausklingt:

Dunkelgraue Sandsteinbank (mittelkörniger lithischer Arenit), maximal 15 cm mächtig.

Schwarzgraue bis dunkelgraue Tonschiefer (in Abständen von 1–3 mm deutlich laminierte, grobkörnige Siltsteine mit wenigen eingestreuten mittelkörnigen Quarz-Sandkörnern), maximal 10 cm mächtig. In diesem Sediment finden sich basal Kohleakkumulationen, Anhäufungen von inkohlten Cordaitenblättern, zumeist kleine Fiederreste von „Pecopteriden“ und sehr häufig gut erhaltene Reste von *Alethopteris zeilleri* (RAGOT) WAGNER.

Kohleflözchen, maximal 5 cm mächtig.

Dunkelgraue Tonschiefer (grobkörnige Siltsteine, etwas lichter und weiter laminiert ( $\pm 5$  mm) als Schichtglied Nr. 6), maximal 55 cm mächtig. Hier wurden als dominierendes Pflanzenfossil *Alethopteris zeilleri* (RAGOT) WAGNER und untergeordnet *Sphenophyllum oblongifolium* (GERMAR) KAULFUSS gefunden. Die Oberfläche dieses Schichtgliedes ist mit einer Lage von ?Calamitenästen und dünnen Stammstücken bedeckt, die als  $\pm$ stark limonitisierte Fusitreste überliefert sind, andeutungsweise eine Strukturhaltung erkennen lassen und als eingeschwemmte Lage gedeutet werden können.

Bräunlichgraue Tonschiefer (grobkörnige Siltsteine), maximal 40 cm mächtig. Sie sind durch eine Konkretionslage von dem auch Pflanzenfossilien führenden Schichtglied im Hangenden getrennt.

Graue Tonschiefer, maximal 40 cm mächtig.

Den Abschluß bildet eine Sandsteinlinse, die maximal 30 cm Mächtigkeit erreicht und über 3 m im Streichen verfolgt werden kann.

#### Fossilführung:

In den dunkelgrauen bis grauen  $\pm$  gut geschichteten Siltsteinen der Schichtglieder 6 und 8 konnte sehr häufig *Alethopteris zeilleri* (RAGOT) WAGNER und relativ häufig verschiedene Formen der *Alethopteris-grandini-zeilleri*-Gruppe angetroffen werden.

Etwas weniger häufig fanden sich zumeist nur sehr kleine Wedel- und einzelne Fiederfragmente von *Scolecopteris cyathea* (SCHLOTHEIM) STUR, *Scolecopteris candolleana* (BRONGNIART) STUR, *Scolecopteris arborescens* (SCHLOTHEIM) STUR, *Scolecopteris hemitelioides* (BRONGNIART) STUR,

*Scolecopteris* cf. *permica* (NEMEJC) BARTHEL, *Pecopteris dentata* BRONGNIART *Pecopteris plumosa* (ARTIS) BRONGNIART, *Neuropteris cordata* BRONGNIART und *Reticulopteris germari* (GIEBEL) GOTHAN.

Mit einigen guten Exemplaren konnte *Annularia stellata* (SCHLOTHEIM) WOOD, *Calamostachys tuberculata* (STERNBERG) WEISS, *Sphenophyllum oblongifolium* (GERMAR et KAULFUSS) UNGER und *Calamites* sp. nachgewiesen werden.

*Callipteridium gigas* (GUTBIER) WEISS, *Asterophyllites equisetiformis* (STERNBERG) BRONGNIART f. *equisetiformis*, *Alethopteris* cf. *bohemica* FRANKE und *Walchia* (*Ernestiodendron* ?) *arnhardtii* FLORIN konnten bis jetzt nur mit jeweils einem Exemplar belegt werden (vgl. VASICEK, 1983, 31–32, 49–50).

#### Interpretation:

Bei einem Ansatz zur Steinkohlenbildung ist im unteren Abschnitt des „Leopoldacker Siltsteine-Members“ eine reiche fossile Flora überliefert. Obwohl diese Flora kein Megazonenfossil enthält, weiters die genaue Bearbeitung einiger Taxa und vor allem ein Vergleich mit ähnlichen Floren in der CSFR noch ausstehen, kann diese Flora vor allem durch das dominierende Auftreten von *Alethopteris zeileri* (RAGOT) WAGNER und verwandter Formen ins Oberkarbon gestellt werden. Mit der Auffindung dieser Flora konnte in Erfahrung gebracht werden, daß der Schichtkomplex im Raum Zöbing am Kamp – Heiligenstein – Ried am Abhang zur „Grub“ über eine oberkarbonische Basis verfügt, und es wird der Vorschlag gemacht, die Gesamtabfolge als „Jungpaläozoikum von Zöbing“ zu bezeichnen, eine genaue stratigraphische Zuordnung ist in Aussicht genommen (W. VASICEK).

Steinkohlen sind in dieser Sedimentabfolge sehr untergeordnet vorhanden; es zeigen aber auch die „Pecopteriden“ dieser Flora eine flöznahe Fazies an, was unterstreicht, daß Steinkohlenbildung in diesem Milieu möglich gewesen ist. Die Mehrzahl der Pflanzenfossilien (z. B. Alethopteriden) stammt aus dem flözfernen Bereich von etwas höher gelegenen Standorten. Ein wesentlicher Hinweis auf die Vegetation mit trockeneren Standorten ist auch das wiederholt häufige Vorkommen von Fusitstückchen, die ganz besonders in einer Lage in der Mitte der fossilreichen Siltsteine angetroffen wurden. Bei diesen Fusitstückchen handelt es sich um fossile Holzkohle, die in Zusammenhang mit Waldbränden entstanden ist.

## A/2: Zöbing, Rockenbauerkeller

Thema: Die Röhre des Rockenbauerkellers wurde in den jungpaläozoischen Sedimenten angelegt und auch in der näheren Umgebung des Kellers stehen graubraune Sandsteine an, die mit dunkelgrauen Siltsteinen wechsellagern. Etwas weiter im E ist bereits die Kristallinunterlagerung (Granulitspan von Zöbing-Diendorf) der jungpaläozoischen Sedimentgesteine aufgeschlossen.

Lithostratigraphische Einheit: Zöbing-Formation, Rockenbauer Sandsteine-Member.

Alter: Unterperm, Autun.

Ortsangabe: Östlicher Ortsteil von Zöbing am Kamp, letzter Keller am linken Rand des Lauserweges (Lageskizze Abb. 3).

### Beschreibung:

In der nächsten Umgebung des Rockenbauerkellers und der alten Schachtanlage, die vor 163 Jahren an der NE-Ecke des Kellers angelegt wurde, handelt es sich um relativ fossilreiche Schichten, wo bei kleineren Grabungen meist schlecht erhaltene Pflanzenfossilien, hauptsächlich „*Walchia piniformis*“, gefunden wurde. Diese Fundstelle war nie großflächig aufgeschlossen, sodaß kein Profil bekannt ist.

Aus den Tonschiefern wurden schon von ETTINGSHAUSEN (1852) zahlreiche Pflanzenreste beschrieben, die von STUR (1870) als eine unterpermische Flora mit *Hymenophyllites semialatus* GEINITZ (= Synonym von *Callipteris conferta*), *Walchia piniformis* (SCHLOTH.) FLORIN und *Walchia filiciformis* (SCHLOTH.) STERNBERG erkannt wurde. BERGER (1951) fand die Samen *Samaropsis* sp., *Rhabdocarpus* sp. und cf. *Cordaicarpus cordai* GEINITZ.

### Fossilführung:

Zweige und Zapfen von *Lebachia* (al. *Walchia*) *piniformis* (SCHLOTHEIM) FLORIN, *Ernestiodendron* (al. *Walchia*) *filiciformis* (SCHLOTHEIM) STERNBERG, selten *Callipteris conferta* (STERNBERG) BRONGNIART, *Odontopteris lingulata* (GOEPPERT) SCHIMPER, *Odontopteris subcrenulata* (ROST) ZEILER.

Marksteinkerne von *Calamites gigas* BRONGNIART, nach VASICEK (1983: 32,49).

Weiters wurden die nichtmarinen Muscheln *Carbonicola carbonaria* (GOLDFUSS), *Anthraconaia thuringensis* (GEINITZ) und *Anthracosia* cf. *bohemica* FRITSCH von W. VASICEK gefunden und von FLÜGEL (1960) beschrieben.

Aus dem Rockenbauer Sandsteine-Member wurde im unteren Teil des Lauserweges (Künette beim Elektro-Mast) *Odontopteris subcrenulata* ROST (1939)

var. *subcrenulata* DOUBINGER & REMY (1958) beschrieben (siehe VASICEK, 1983,39, Taf. III, Fig. 2).

#### Interpretation:

In den, die Pflanzenfossilien führenden Sedimenten konnten Kohleschmitzen nur mit größter Seltenheit beobachtet werden. Wie die Koniferen so wurde auch *Callipteris conferta* von im Relief höher gelegenen Standorten beobachtet (vgl. GOTHAN & GIMM, 1930). Wie die vielen kleinen Fossilreste und vor allem die nur teilweise benadelten Zweiglein zeigen, sind die Fossilien  $\pm$  weit transportiert und wie die nichtmarinen Muscheln zeigen, in einem limnischen Milieu abgelagert worden.

Literatur: BERGER (1951); v. ETTINGSHAUSEN (1852); THENIUS (1983); VASICEK (1977, 1983).

### A/3: Zöbing, Kalterbachgraben

Thema: Die Abfolge im Kalterbachgraben von dunkelgrauen Siltsteinen beinhaltet ein Kohlenflöz. Im Anschluß an einen Bruch zeigt das Profil eine Wechselfolge von Sandstein- bis Arkosebänken mit siltigen Gesteinen.

Lithostratigraphische Einheit: Zöbing-Formation, Kalterbachgraben Wechselfolge-Member.

Alter: Unterperm, Autun.

Ortsangabe: Östlicher Ortsbereich von Zöbing am Kamp. Von der Ortsstraße folgt man der Heiligenstein Kellergasse („Am Heiligenstein“) nach E, nach 200 m biegt man beim Brunnen links ab, der nach NE führende Feldweg trifft nach 200 m auf den Kalterbachgraben, an dessen Rand man bis zur Wegkehre geht, wo nach SE das Kalterbachprofil im Mittelabschnitt des Grabens aufgeschlossen ist (Lageskizze Abb. 3).

#### Beschreibung:

Im unteren Teil des Kalterbachgrabenprofils sind zum Teil verkieselte, dunkelgraue Tonschiefer aufgeschlossen, die laminiert bis gut geschichtet sind. Im SE eines Bruches, an dem früher eine schmale Scholle mit einer Lage bis etwa 10 cm großen Granulitgeröllen aufgeschlossen war, beginnt eine Wechselfolge von Sandsteinbänken mit laminierten Tonschiefern, die zu unterst bis einen Meter mächtig sind. Zum Hangenden hin nimmt die Mächtigkeit der Sandstein- bis Arkosenbänke zu, während die Tonschiefer geringmächtiger werden, auskeilen und nur mehr die Bankfugen markieren.

**Interpretation:**

Die Kohle dieses Flözes ist tiefgründig verwittert und kann daher nicht mehr hinsichtlich ihres Inkohlungsgrades beurteilt werden.

Die zunehmend stärker werdende Abtragung der Varisziden (Böhmische Masse) im Unterperm wird durch saalische Bewegungen eingeleitet, die mit den Resedimenten des Rockenbauer Sandsteine-Members ihre ersten Auswirkungen zeigen. In der Folge wird Verwitterungsschutt als Schichtflutsediment angelagert, die die Sandstein- bis Arkosebänke dieses Aufschlusses ergeben. Die Granulitgerölle zeigen, daß die sich ausdehnenden Abtragungsräume über einen Beckenrand hinaus das Kristallin erreichten.

**A/4: Zöbing, Kampbrücke**

**Thema:** Beim Bau der Zöbinger Kampbrücke wurden Tonschiefer aufgeschlossen, die in einem Horizont, neben anderen Pflanzenfossilien, eine Callipteris-Flora führten.

**Lithostratigraphische Einheit:** Zöbing-Formation, Kampbrücke Siltsteine-Member.

**Alter:** Unterperm, Autun.

**Ortsangabe:** Kampbrücke im östlichen Ortsgebiet von Zöbing am Kamp (Lage-skizze, Abb. 3).

**Beschreibung:**

Im Rahmen der Grabungs- und Kartierungsarbeiten konnte folgendes Profil aufgenommen werden:

Graue Tonschiefer, 140 cm mächtig.

Dunkelgraue Sandsteinbank (mittelkörnige Siltsteine – mittelkörniger Arenit), 18 cm mächtig.

Graue bis dunkelgraue Tonschiefer (mittel-grobkörnige Siltsteine). 230 cm über der Unterkante wurde in einer 20 cm mächtigen Schicht eine Callipteris-Flora gefunden (ERSTER FLORENHORIZONT, siehe Florenliste), Gesamtmächtigkeit 850 cm.

Arkosebank (fein-mittelkörnige Arenit-Arkose, detritische Feldspäte [20%]), 90 cm mächtig.

Tonschiefer mit Übergängen zu geschichteten Sandsteinen (in unregelmäßigen Abständen laminierte [0,5–4mm], grobkörnige Siltsteine – feinkörnige, lithische Arenite) mit bis 7 cm mächtigen Sandsteinlinsen, 220 cm mächtig.

Arkosebank (mittel- bis grobkörnige Arenit-Arkosen, detritische Feldspäte  $\pm 20\%$ , bis 6 mm Durchmesser), 40 cm mächtig.

Tonschiefer in Sandsteine übergehend (grobkörnige Siltsteine – mittelkörniger Arenit), mit Sandsteinlinsen, die ungefähr 7% detritische Feldspäte führen, 110 cm mächtig.

Arkosebank (mittel-grobkörnige Arenit-Arkosen, detritische Feldspäte 25%), 200 cm mächtig.

Tonschiefer, 550 cm über der Unterkante befindet sich der ZWEITE FLORENHORIZONT, wobei vor allem Walchienreste und Süßwassermuscheln vorkommen (siehe Fossilführung).

#### Fossilinhalt:

Im unteren, ersten Florenhorizont wurden häufig *Calb-lipteris naumanni* (GUTBIER) STERZEL, untergeordnet *Callipteris conferta* (STERNBERG) BRONGNIART, *Callipteris nicklesi* ZEILLER, *Callipteris* sp. und ein Exemplar von *Callipteris bibractensis* ZEILLER gefunden.

Mit gutem Belegmaterial konnte *Reticulopteris germari* (GIEBEL) GOTHAN, *Neuropteris cordata* BRONGNIART, *Odontopteris lingulata* GÖPERT, *Calamites cisti* BRONGNIART, *Annularia carinata* GUTBIER (syn.: *Annularia mucronata* SCHENK), *Annularia stellata* SCHLOTHEIM, *Calamostachys tuberculata* STERNBERG, *Annularia spicata* GUTBIER und *Astrophyllites dumasi* ZEILLER nachgewiesen werden (VASICEK, 1974, 1977:18 und 1983:32).

Am S-Ende des Aufschlusses konnten in erster Linie kleinere Zweiglein von *Ernestiodendron* (al. *Walchia*) *fliciformis* (SCHLOTHEIM) STERNBERG, *Lebachia* (al. *Walchia*) *speciosa* FLORIN und *Gomphostrobus bifidus* GEINITZ in größeren Mengen gefunden werden. Weiters fanden sich zahlreiche Süßwassermuscheln und der Flügelrest des schabenartigen Insektes *Sysciophlebia* sp. (siehe BACHMAYER & VASICEK, 1967).

#### Interpretation:

Durch Zurückbleiben gröberer Schüttungen kommt es zur Ablagerung relativ feiner Siltsteine, die für Pflanzen ein geeignetes Einbettungsmilieu darstellen. Obwohl die Substanz der Pflanzen in inkohlttem Zustand überliefert ist, fehlt jeglicher Hinweis auf Kohlebildung.

Literatur: BACHMAYER & VASICEK (1967); VASICEK (1983).

## A/5: Zöbing, vis à vis Langenloiser Bad

Thema: Konglomerate mit Arkose-Zwischenmittel.

Lithostratigraphische Einheit: Zöbing-Formation, Heiligenstein Konglomerat-Lagen im Heiligenstein Arkosen-Member.

Alter: Unterperm, Saxon.

Ortsangabe: Von der Zöbinger Kampbrücke ausgehend benutzt man die Dr. Hiesingerstraße und ihre Verlängerung außerhalb der Ortschaft, die Straße nach Kammern. Nach etwa 750 m führt auf der rechten Seite ein schmaler Weg zu einem steinbruchähnlichen Aufschluß (Lageskizze Abb. 3).

### Beschreibung:

In einem, in sehr unterschiedlich mächtige Bänke gegliederten Matrixgestein (mittelkörnige Arenit- bis feinkörnige Kies-Arkosen mit einem Feldspatgehalt bis ungefähr 40%) befinden sich in Lagen bis zu 3 m Mächtigkeit zumeist dicht gepackt Kristallingerölle. Letztere erreichen Durchmesser bis zu einem Meter, sind sehr unterschiedlich hinsichtlich ihres Rundungsgrades und bestehen vorwiegend aus Granulit, einer größeren Anzahl kristalliner Gesteine der Böhmisches Masse wie Quarz, Amphibolit, Granitgneis, Gföhler Gneis, Schiefergneis und rote Hornsteine (WALDMANN (1922); SCHERMANN (1971)). Es kommen auch relativ gut gerundete Vulkanit-Gerölle vor (VASICEK, 1977,18). Ausgeprägte Schichtfugen sind selten und werden gelegentlich von feinkörnigeren Arkosen ersetzt, wodurch die Bankgliederung „verschwimmt“ und es zu einer Wechsellagerung von Konglomeraten und Arkosen kommt.

### Interpretation:

Die Konglomerate vertreten im Randfaziesbereich eine maximale Entwicklung, wo die Menge und die Größe der Gerölle zum Ausdruck bringen, daß bedeutsame Reliefunterschiede zwischen Talniederung, Becken- bzw. Furchenrand und Kristallin im Hinterland vorhanden waren. In charakteristischer Weise beinhaltet selbst das Matrixsediment im Bereich der Schichtfugen (zumeist fein- bis grobkörnige ArenitArkopsen mit etwa 20% Feldspat) kaum feine Anteile wie Silte und Tone, da diese beckenwärts transportiert, außerhalb dieses Sedimentationsraumes abgelagert worden sind. Da nun aber die Verbreitungsgebiete einer Vielzahl von Waldviertler Gesteinen innerhalb der Liefergebiete liegen, kann angenommen werden, daß mit einer wesentlichen Vergrößerung der Abtragungsflächen es auch zu einem tieferen erosiven Eingreifen, vor allem an den Bruchrändern gekommen ist und längere Transportwege zustande kamen. Die in den Geröllschüttungen enthaltenen Vulkanit-Gerölle deuten auf eine ±nahe vulkanische Aktivität hin, was zusätzlich Hebungen und Schollenverstellungen im Hinterland vermuten läßt.

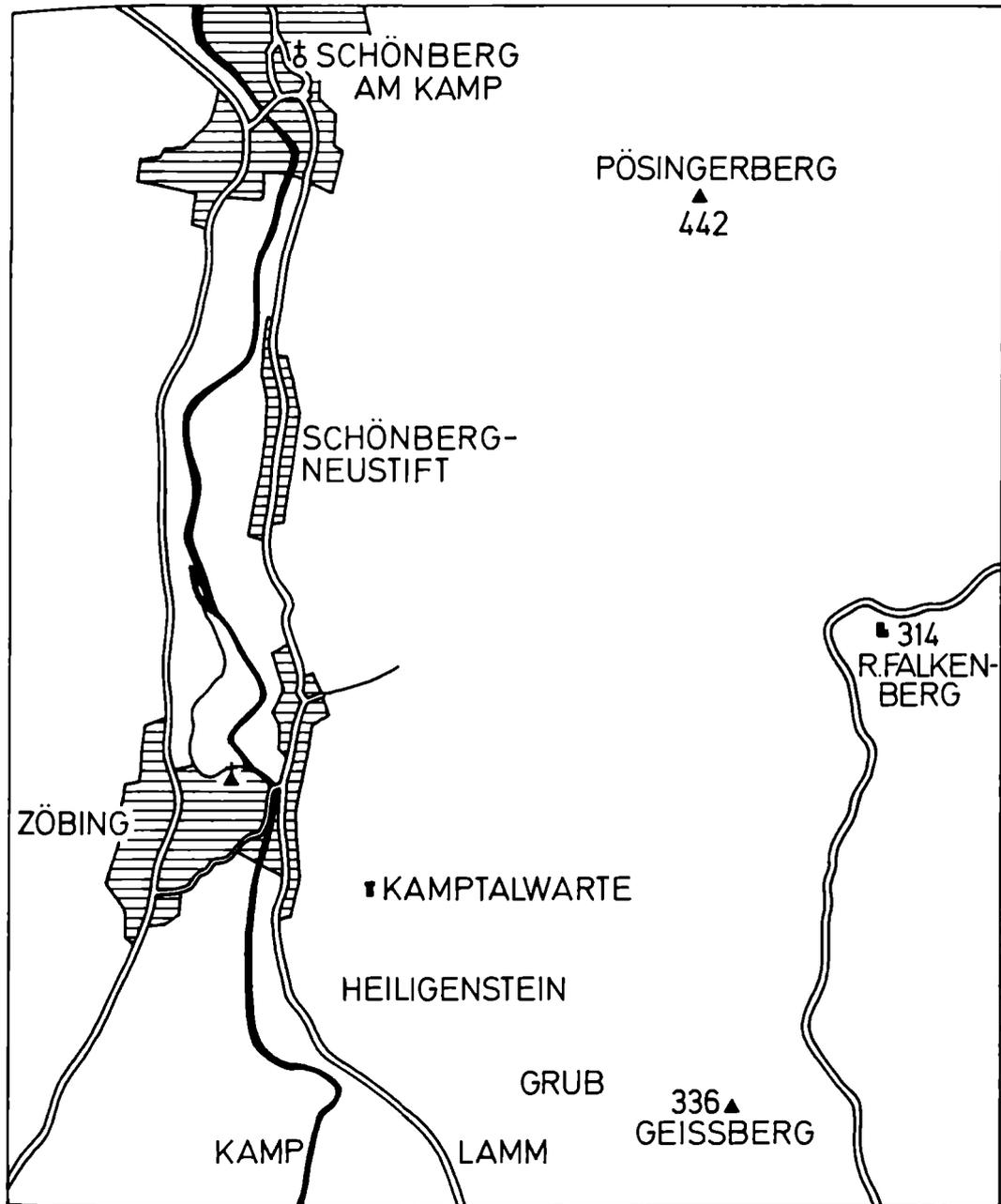


Abb. 3. Kartenskizze der Exkursionspunkte im Jungpaläozoikum von Zöbing.

## A/6: Zöbing, Heiligenstein, Lamm

Thema: In einem aufgelassenen Steinbruch in der Ried „Lamm“ ist eine Wechselfolge von rötlichbraunen Siltsteinen, Arkosen und Konglomeraten aufgeschlossen.

Lithostratigraphische Einheit: Zöbing-Formation, Lamm Siltsteine/Arkosen-Member.

Alter: Saxonien nach VASICEK, 1977 und 1983,47, gut vergleichbar mit Wordin nach paläomagnetischer Untersuchung (H. HEINZ, Leoben; briefliche Mitteilung).

Ortsangabe: 950 m nach der Abzweigung zum Aufschluß A/5 biegt ein Feldweg nach NW ab, der nach 350 m zu einem aufgelassenen Steinbruch führt, der in einer Weggabelung liegt (Lageskizze, Abb. 3).

### Beschreibung:

Die im W-Abschnitt des Steinbruches aufgeschlossenen Arkosen führen in einem beträchtlichen Ausmaß rosa Kalifeldspäte. Die z. t. schichtig aufgebauten Arkosen bilden Bänke bis linsenförmige Bildungen und wechsellagern mit rötlichbraunen Silt- bis Sandsteinen. Eine etwa 75 cm mächtige Arkosenbank kann über den Rand des Steinbruches hinaus verfolgt werden. Den hier angetroffenen Schichten ist eine geringmächtige Einschaltung von verkieselten dunkelgrauen Kalken zuzurechnen.

### Interpretation:

Für das Lamm Siltsteine/Arkosen-Member ist ein partielles Zurückbleiben grobklastischer Sedimente charakteristisch. Linsenförmige Konglomerateinschaltungen lassen auf Erosionsrinnen in schon  $\pm$ verfestigten Sedimenten schließen, in denen Schotter aus dem Hinterland herantransportiert und als zungenförmig-flache Kolke in flachen Arealen abgelagert wurden.

Der hohe Prozentsatz an gut erhaltenen Feldspäten läßt auf ein arides Klima schließen. Durch rasches Zerfallen, möglicherweise granitischer Gesteine, die nur mehr als Gerölle und nicht anstehend bekannt sind, kommt es zur Bildung von „reschen“ Arkosen mit besonders gut erhaltenen rosa Kalifeldspäten. Kalkabsätze und gelegentliche Funde von „fossilen Regentropfen“, kreisrund-dellenförmige Eindrücke, die vom Regen auf einer trockengefallenen Schlammoberfläche hinterlassen wurden, weisen auf die Verbreitung eines aquatischen Milieus hin.

## Empfohlene Exkursionsroute

Von Eggenburg über Kühnring nach Harmannsdorf; von dort über die Bundesstraße B4 nach N bis kurz vor Mörtersdorf, wo man links nach Gars abzweigt. In Gars wiederum nach links – die Kamptalstraße bis Schönberg am Kamp, wo man vor dem Bahnhof über die Kampbrücke, dann geradeaus (!) zur Ortsmitte, entlang einer platzartigen Erweiterung fährt und nach rechts (!) abbiegt. Man verläßt auf einer schmalen Straße an der E-Flanke des Kamptales den Ort und kommt kurz nach Schönberg zu einem Aussichtsplatz, von wo man im südlichen Kamptal an der rechten Uferseite des Kampes den moravischen Bitteschen Gneis und links den aus den jungpaläozoischen Sedimenten aufgebauten Heiligenstein vor Augen hat. Am Ortsbeginn von Schönberg–Neustift sind am linken Straßenrand moldanubische Amphibolite aufgeschlossen. Etwas hinter dem N Ortsrand von Zöbing biegt man links in den Lausergraben ein (Exkursionspunkte A/1 und A/2), fährt zurück, die Ortsstraße nur wenige Meter nach S und biegt in die Heiligenstein Kellerstraße (Straßenbezeichnung „Am Heiligenstein“) ein und sucht den Exkursionspunkt A/3 auf. Zurück durch den Ort bis zur Zöbinger Kampbrücke (Exkursionspunkt A/4), dann entlang der Dr. Hiesinger Straße und auf der Straße nach Kammern zu den Punkten A/5 und A/6.

## Literatur

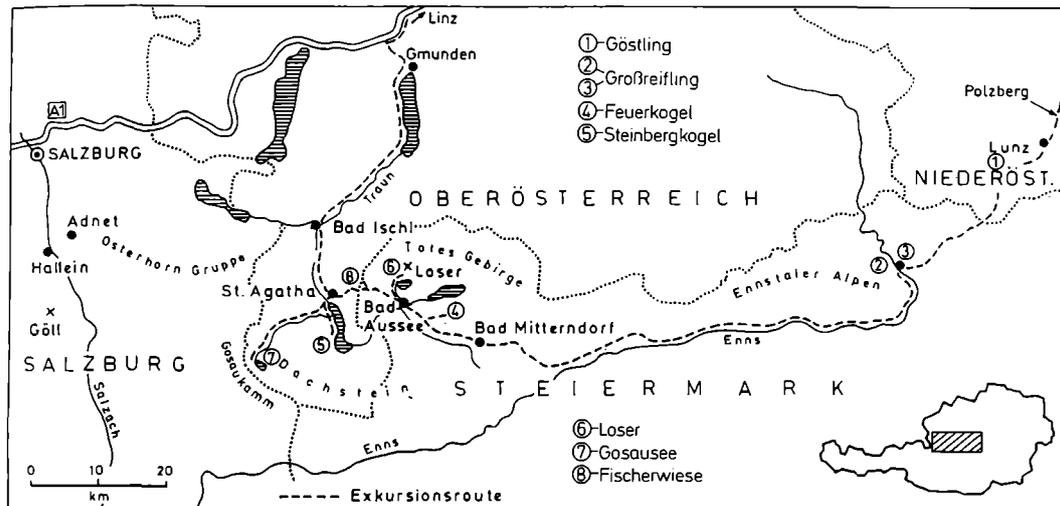
- BACHMAYER, F. & VASICEK, W., 1967. Insektenreste aus dem Perm von Zöbing bei Krems in Niederösterreich. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, **71**:13–18, 2 Abb., 1 Taf., Wien.
- BERGER, W., 1951. Neue Pflanzenfunde aus dem Rotliegenden von Zöbing (Niederösterreich). — Anz. österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **1951/11**:288–295, Wien.
- CZJZEK, J., 1953. Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebungen von Krems und vom Manhartsberg. — Sitz.-ber. k. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **7**:1–77, 4 Abb., Wien.
- ETTINGSHAUSEN, C. von, 1852. Beitrag zur näheren Kenntnis der Flora der Wealdenperiode. — Abh. k. k. Geol. Reichsanst., **1/III**: 1–32, 6 Abb., 5 Taf., Wien.
- FALKE, H. (ed.), 1972. Rotliegend, Essays on European Lower Permian. — Int. Sed. Petrogr. Series, **15**: 1–X, 1–299, 66 fig. (E. J. Brill), Leiden.

- FLÜGEL, E., 1960. Nichtmarine Muscheln aus dem Jungpaläozoikum von Zöbing (Niederösterreich). — Verh. Geol. Bundesanst., 1960/1:78–82, Wien.
- FRASL, G., 1974. Aufnahmen 1973 auf Blatt 21 (Horn), Moravischer Anteil. — Verh. Geol. Bundesanst., 1974/4:A37–A42, Wien.
- FRASL, G., FUCHS, G., MATURA, A. & THIELE, O., 1977. Einführung in die Geologie des Waldviertler Grundgebirges. — Arbeitstagung der Geol. Bundesanst., 1977:5–10, 3 Abb., Wien.
- FUCHS, G., 1976. Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. — Jb. Geol. Bundesanst., 119:45–61, 2 Abb., Wien.
- FUCHS, G. & MATURA, A., 1976. Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. — Jb. Geol. B.-A., 119:1–43, 1 Kt., Wien.
- GOTHAN, W. & GIMM, O., 1930. Neuere Beobachtungen über die Flora des Rotliegenden von Thüringen. — Arb. Inst. Paläobot. Petrogr. Brennst. 2:39–74, 2 Abb., 1 Taf., Berlin.
- HOLGER, P. A., 1842. Geognostische Karte des Kreises ob dem Manhartsberge in Oesterreich unter der Ens, nebst einer kurzen Beschreibung der daselbst vorkommenden Felsarten. nach eigenen Beobachtungen. — S. 1–44, geol. Kt., 1841 mit 4 Fig., Wien (Singer & Goering).
- MATURA, A., 1976. Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. — Jb. Geol. Bundesanst., 119:63–74, 1 Beil. (1 tekton. Kt.), Wien.
- PARTSCH, P., 1844. Erläuternde Bemerkungen zur geognostischen Karte des Beckens von Wien und der Gebirge, die dasselbe umgeben. — S. 1–24, geol. Kt., 1843, Wien.
- SCHERMANN, O., 1971. Bericht über die Neukartierung des Perm von Zöbing (Blätter 21 und 38). — Verh. Geol. Bundesanst., 1971/4:A67–A69, Wien.
- STUR, D., 1870. Beiträge zur Kenntniss der Dyas- und Steinkohlenformation im Banate. — Jb. k. k. Geol. Reichsanst., 20:185–200, Wien.
- SUESS, E., 1866. Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen. I. Über die Gliederung der tertiären Bildungen

- zwischen dem Mannhart, der Donau und dem äusseren Saume des Hochgebirges. — Sitz.-ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **54/6**:87–149, 2 Taf., Wien.
- SUESS, F. E., 1912. Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. — Denkschr. k. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., **88**:1–91, 3 Fig., 3 Taf., Wien.
- THENIUS, E., 1983. Niederösterreich im Wandel der Zeiten. Die Entwicklung der voreiszeitlichen Tier- und Pflanzenwelt von Niederösterreich (zugleich Führer durch die Paläontologische Sammlung des Niederösterreichischen Landesmuseums). — S. 1–156, Abb. 1–63, Taf. I–VIII, Tab. I–IV, Wien.
- VASICEK, W., 1974. Bericht 1973 über Aufnahmen im Perm von Zöbing auf den Kartenblättern Horn (21) und Krems (38). — Verh. Geol. Bundesanst., **1974/4**:A114–A115, Wien.
- VASICEK, W., 1975. Geologische Aufnahme (Paläozoikum). — Verh. Geol. Bundesanst., **1975/1**:A25–A26, Wien.
- VASICEK, W., 1977. Perm von Zöbing. — Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1977 Waldviertel (15.–20. Mai 1977): 16–18, 69–72, Wien.
- VASICEK, W., 1983. Permfossilien. 280 Millionen Jahre alte Spuren der Steinkohlenwälder von Zöbing. — Katalogreihe des Krahuletz-Museums Nr. **4**:15–50, Abb. 1–9, Taf. I–VI, Eggenburg.
- WALDMANN, L., 1922. Das Südende der Thayakuppe. — Jb. Geol. Bundesanst., **72**:183–204, 2 Fig., Wien.
- WIESENEDER, H., 1972. Klassifikation und Entstehung terrigener und karbonatischer Sedimentgesteine. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **64**(1971):219–236, 3 Fig., Wien.



# Die Fossilagerstätten der alpinen Trias



Karte der Exkursionspunkte

Leopold Krystyn

Mit 31 Abbildungen (Abb. 4-34)

## Inhalt

	Seite
Einleitung .....	25
Lagerstätten-Typen .....	27
Exkursionspunkte	
B/1: Das Lunzer Pflanzenlager .....	31
B/2: Das Polzberger Fischlager .....	34
B/3: Das <i>Balatonites</i> -Lager von Großreifling .....	40
B/4: Die Cephalopodenlager des Feuerkogels .....	43
B/5: Das Ammonitenlager des Steinbergkogel-Gipfels .....	52
B/6: Die Megalodonten-Lager des Loser .....	55
B/7: Das Korallenriff vom Gosausee .....	59
B/8: Das Korallenlager der Fischerwiese .....	64
Empfohlene Exkursionsroute .....	68
Literatur .....	68

Anschrift des Autors:  
Ass.-Prof. Doz. Dr. Leopold Krystyn  
Institut für Paläontologie  
Universität Wien  
Universitätsstraße 7/II  
A-1010 Wien

## Einleitung

Viele der nachfolgend beschriebenen Lokalitäten gehören aufgrund ihrer faunistischen und/oder stratigraphischen Bedeutung seit langem zum Standardrepertoire von Fachexkursionen im kalkalpinen Bereich und sind diesbezüglich auch entsprechend dokumentiert (KRYSTYN, SCHÄFFER & SCHLAGER (1971); KRYSTYN & SCHÖLLNBERGER (1972); SUMMESBERGER & WAGNER (1972); KRYSTYN (1973); FLÜGEL (1975); SCHÄFFER (1976); GALL & BLOT (1980); KRYSTYN (1980); TOLLMANN (1980); PILLER (1981); SUMMESBERGER (1984)). Es scheint mir somit nicht sonderlich sinnvoll, einen weiteren, zwar leicht modernisierten aber letztlich wieder gleichartigen Beitrag den bisherigen Abhandlungen anzufügen. Statt dessen beruht die nachfolgend gewählte Betrachtungsweise auf dem Fossilagerstättenprinzip SEILACHERs, dessen Konzept – obwohl nun schon zwanzig Jahre alt (SEILACHER, 1970) – wenig an Originalität eingebüßt hat und das, von kleinen Ergänzungen abgesehen, voll auf unsere Vorkommen übertragbar ist. Im Rahmen der Beschreibung werden daher die ausgetretenen geologisch-stratigraphischen Pfade möglichst gemieden und litho-, chrono- oder biostratigraphische Kapitel bewußt knapp gehalten. Die Hauptbetonung liegt vielmehr 1) auf dem Fauneninhalt und seiner paläoökologischen Aussagekraft und 2) auf den sedimentologischen Parametern als entstehungsgeschichtliche Zeugen der Lagerstätten, und 3) ihrer von Fall zu Fall wechselnder überregionaler Bedeutung.

Fossilagerstätten als Sonderfälle erdgeschichtlicher Überlieferung sind in mehrerlei Hinsicht von besonderem Interesse. Zunächst in ihrer rein paläontologischen Funktion als herausragende Informationsträger der vorzeitigen Flora und Fauna. Daneben aber auch als Ausdruck spezieller Umweltbedingungen erdgeschichtlicher Ablagerungsräume, deren biofazielle und sedimentologische Analyse viel zur Faziesinterpretation der sie umschließenden, nicht so fossilreichen aber weiter verbreiteten, „Normalgesteine“ beiträgt. Und letztlich stratigraphisch als – zumeist klassische – biochronologische Datenbanken, von deren heute erkannten Tücken im Laufe der folgenden Seiten noch die Rede sein wird. Anders als die epikontinentalen Sedimente des Jura- und Kreidemeeres Westeuropas sind die Gesteine der alpinen Trias normalerweise makrofossilarm, wenn nicht leer; viele Abschnitte und Stratotypen der Trias-Gliederung fußen daher notgedrungen auf einem bestimmten Fossilagerstätten-Typ, dessen Fossilreichtum allerdings von seinen bildungsbedingten Begleiterscheinungen (Kondensation, Schichtlücken, Umlagerung) nicht getrennt gesehen werden darf.

Anregungen und konstruktive Kritik verdanke ich R. GOLEBIOWSKI, H. HOHENEGGER, W. PILLER, H. ZAPFE und R. ZETTER, Literaturhin-

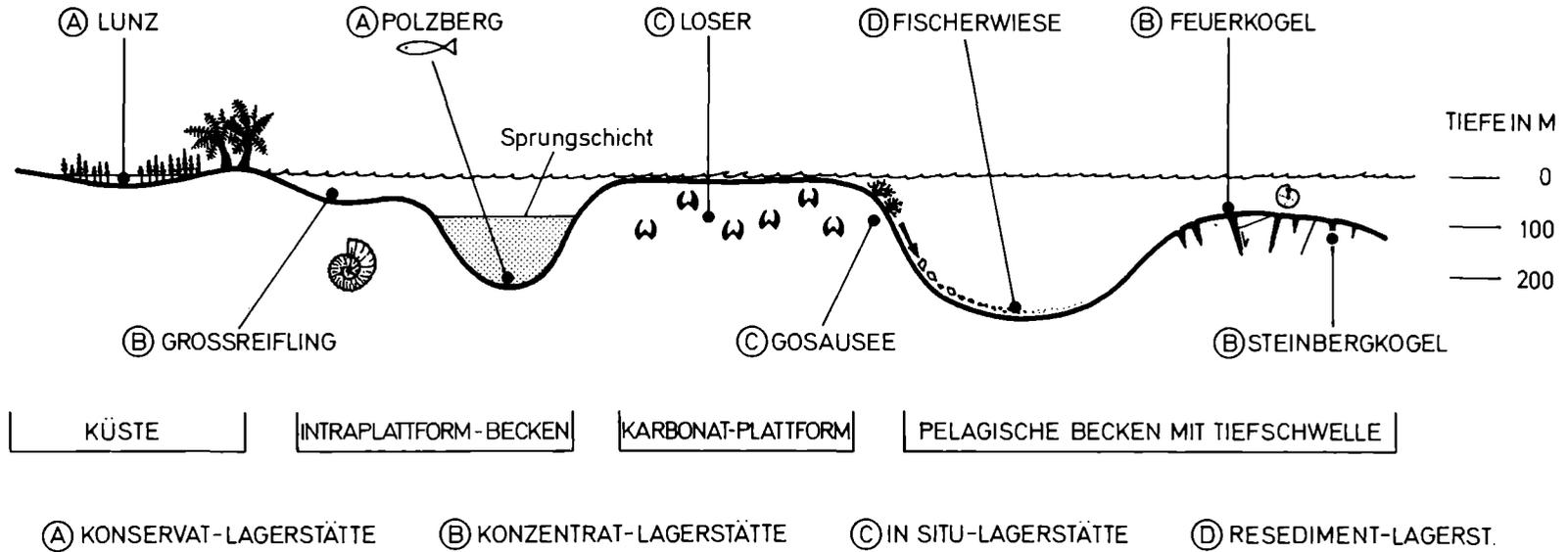


Abb. 4: Fossilagerstättenmodell der kalkalpinen Trias. Man beachte die deutliche paläogeographische Differenzierung zwischen Konservat- und Konzentratlagerstätten (Feuerkogel, Steinbergkogel). Die Lunzer Kohlsümpfe entsprechen nicht wirklich der Küste des alpinen Triasmeeres, sondern entstanden innerhalb der Kalkalpen im Gefolge einer weiträumigen Strandverschiebung ausgelöst durch eine massive Meeresspiegelabsenkung im Unterkarn.

weise steuerte E. THENIUS bei. Die Reinzeichnung der Abbildungsvorlagen besorgte N. FROTZLER.

## Lagerstätten-Typen

„Fossilagerstätten sind Gesteinskörper, die ein nach Qualität und Quantität ungewöhnliches Maß von paläontologischer Information enthalten.“ Nach dieser Definition (SEILACHER 1970, 34) wird auch hier vorgegangen, allerdings auf Basis einer weitergehenden Interpretation und damit einer etwas erweiterten Klassifikation. Den **Konzentrat-Lagerstätten** SEILACHERs werden zwei weitere (Sub-)Typen angefügt: die **Resediment-** und die **In Situ-Lagerstätte**. Charakteristikum letzterer ist eine quantitativ und/oder qualitativ reiche Organismen-Einbettung und Überlieferung im ursprünglichen Lebensverband, also **in situ**. Dieser Lagerstätten-Typ bildet echte Lebensbilder ab, verschafft uns also Einblick in originale Biozöosen. Beispiele aus der alpinen Trias für In situ-Lagerstätten sind viele Riffe (vgl. ZANKL 1969, FLÜGEL 1981), aber auch spezifische Bivalven-Kolonien der Megalodontenfazies (ZAPFE 1957).

Im Gegensatz dazu sind SEILACHERs Konzentrat- und Konservat-Lagerstätten als Thanatozöosen anzusprechen und spiegeln Grabesbilder wider, deren ursprünglicher Lebensraum nur zum Teil durch die Faunenanalyse sowie durch ergänzende geologische sedimentologische Untersuchungen transparent wird. Ebendas gilt auch für den Typ der **Resediment-Lagerstätte**. Darunter verstehe ich Fossil-Konzentrationen, welche als größere Faunenassoziationen im Gefolge von Umlagerungsvorgängen aus dem Ursprungsverband losgelöst und gemeinsam in andere, zumeist tiefere Meeresteile umgelagert werden. Der synsedimentäre Aspekt, also die geologische Synchronität ist dabei besonders wichtig, die Art des Transportes (als Trübestrome bzw. Turbidite, grain flows, debris flows etc.) hingegen sekundär. Je größer die Distanz zwischen Lebens- und Einbettungsort der Organismen, um so wichtiger wird die Erkennung dieses Lagerstättentyps für die Vermeidung einer faziellen und insbesondere bathymetrischen Mißdeutung der Bildungsbedingungen sowohl der Lagerstätte als auch des eindeckenden Sedimentes. In Anbetracht der oft mehrere hundert Meter tiefen alpinen Trias-Becken ist dieser Umstand von einiger Bedeutung, da Umlagerung von Flachwasserorganismen vom Rand der Karbonatplattformen über deren bis zu 35° steilen Hänge – ausgelöst durch Seebeben und/oder Stürme – wohl zum geologischen Alltag gehörte. Zu den bedeutenden, so entstandenen Fossilakkumulationen zählen die Cipit-Kalke der Cassianer Schichten (FÜRSICH & WENDT 1977) aber auch die „Korallenmergel“ der alpinen Zlambach-Schichten (s. u.). In beiden Fällen repräsentieren diese Vorkommen Faziesräume, welche durch Abtragung oder tektoni-

STUFE	UNTER-STUFE	AMMONITENZONE	HAUPTDOLOMITFAZIES	DACHSTEINKALKFAZIES	HALLSTÄTTER BUNTF.	
RHÄT	2	<i>Choristoceras marshi</i>	Oberrhätkalk	(Loser)	⊕ (Fischerwiese)	
	1	<i>Vandaites stuerzenbaumi</i>		⊕	Zlambachschichten	
NOR	SEVAT	2	Kössener Schichten	(Loser)	⊕ (Steinbergkogel)	
		1		Plattenkalk	⊕ (Steinbergkogel) Hangendgrauk.	
	ALAJUN	3	Seefelder Sch. 	Dachsteinkalk [Loferer Typ] [Riff-Typ]	Hangendrotkalk (Fossilager des Sommeraukogels)	
		2				<i>Himavatites hogarti</i>
		1				<i>Cyrtopleurites bicrenatus</i>
	LAC	3	Hauptdolomit	⊕ Konservat-Lagerstätte ⊕ Konzentrat-Lagerstätte ⊕ Insitu-Lagerstätte ⊕ Resediment-Lagerstätte	Massiger Hettk.	
		2				<i>Malayites paulckeii</i>
		1				<i>Guembelites jandianus</i>
KARN	TUVAL	3	Opponitzer Schichten	Dolomite	Roter Bankkalk	
		2				<i>Tropites subbullatus</i>
	1	<i>Tropites dilleri</i>	"Cardita-Schichten"	⊕ Feuerkogels)		
	JUL	<i>Austrotrachyceras austracum</i>			Lunzer Schichten ⊕ Räingrabener Sch. ⊕ Göstlinger Kalk	
<i>Trachyceras aonoides</i>		Reiflinger Kalk	Wettersteinkalk+dol.			

Abb. 5: Die beschriebenen Fossilagerstätten (exklusive des *Balatonites*-Lagers von Großreifling) im litho- und chronostratigraphischen Rahmen der alpinen Obertrias.

sche Zerstörung heute der direkten Beobachtung entzogen sind und nur mehr über den Umweg ihrer Resedimente rekonstruiert werden können.

Abbildung 4 gibt eine genetische Übersicht der beschriebenen Lagerstätten-Beispiele in Anlehnung an SEILACHER & WESTPHAL (1971). Mit Ausnahme des Lunzer Pflanzenlager (Exkursionspunkt B/1) sind alle marinen Ursprünge. Es überwiegt der Konzentrat-Lagerstättentyp, dem neben den weltberühmten Hallstätter Ammoniten- sowie den weniger bekannten pelagischen Bivalvenlagern (in Form von Kondensaten und Konzentrat-Fallen; Exkursionspunkte B/4, B/5) des Salzkammergutes auch das „*Balatonites*-Lager“ von Großreifling (Exkursionspunkt B/3) angehören. Konservat-Lagerstätten liegen einerseits in der schon erwähnten Lunzer Flora, vor allem aber im Fischlager von Polzberg (Exkursionspunkt B/2) vor. Letzteres ist genetisch den hier unberücksichtigten Fischlagern von Seefeld (Tirol, vgl. BRANDTNER & POLESCHINSKI 1986) und Wiestal (Salzburg) verwandt. Ebenfalls altbekannt sind die beiden Gruppen von In situ-Lagerstätten des Dachsteinkalkes, von denen der Bivalvenkolonien-Typ am Loser (Exkursionspunkt B/6) und ein Riff am Gosausee (Exkursionspunkt B/7; beide Salzkammergut) vorgestellt werden. Für den Typus der Resediment-Lagerstätte schließlich steht, ebenfalls in der näheren geographischen Umgebung, das Korallenlager der Zlam-bach-Schichten der Fischerwiese (Exkursionspunkt B/8) Pate.

Die litho- und chronostratigraphische Position der Fossilager ist – mit Ausnahme des mitteltriassischen *Balatonites*-Lagers von Großreifling – Abbildung 5 zu entnehmen. Zur chronostratigraphischen Gliederung der Obertrias zwei Anmerkungen: im Unterkarn wird – KRYSTYN (1978) folgend – nur eine Unterstufe (Jul) verwendet und das Rhät wird als eigenständige, vom Nor sensu KRYSTYN (1990) getrennte, Stufe gehandhabt.

Abschließend sei auf bestimmte paläogeographische Verbreitungstendenzen der verschiedenen Lagerstätten-Typen hingewiesen. So sind am Westende der alpin-mediterranen Trias die Konservat-Lagerstätten auf die randlich gelegenen und landnäheren Intraplattform-Becken (= „Intraschelfbecken“) beschränkt, wo sie im Einzelfall (Grenzbitumenzone der Tessiner Alpen, vgl. RIEBER 1975) durchaus in die Weltbestenliste dieses Lagerstättentypus einzureihen sind. Andererseits konzentrieren sich insbesondere die Cephalopoden-Kondensate (und Konzentratfallen) der Hallstätter Fazies auf landferne, paläogeographisch und hydrographisch wohl ozeanisch beeinflusste Becken, womit vielleicht ihre tethys-weite faziell konstante Verbreitung erklärbar wird.

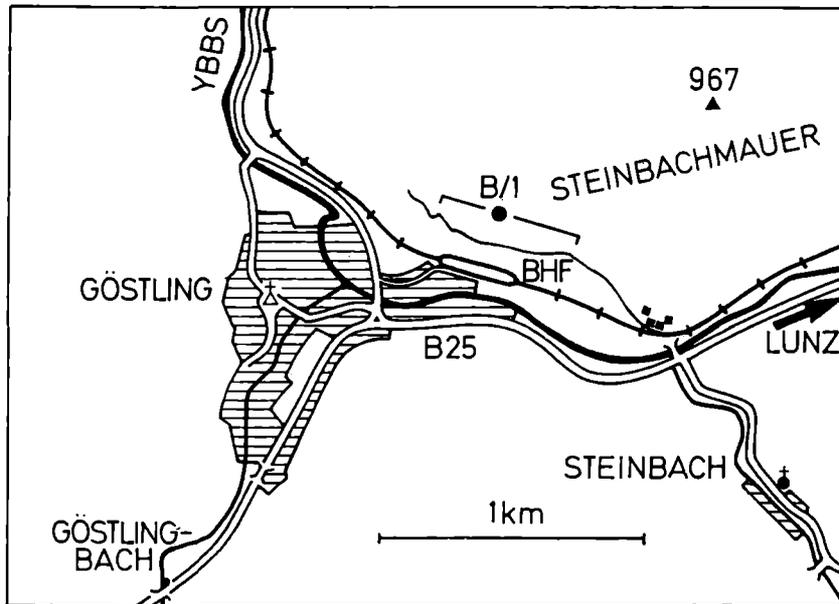


Abb. 6: Lageskizze des Exkursionspunktes B/1 bei Göstling (Niederösterreich).

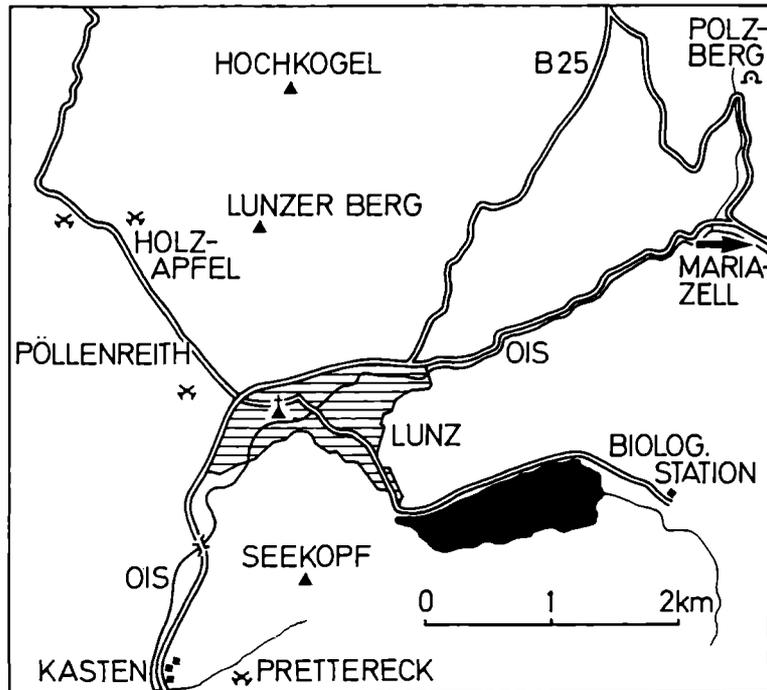


Abb. 7: Lage historischer Kohlebergbaue (Pflanzenfundstellen) bei Lunz sowie der Fischfundstelle (Stollenzeichen) am Polzberg.

## Exkursionspunkte

### B/1: Das Lunzer Pflanzenlager

Thema: Pflanzen-Konservat-Lagerstätte der Lunzer Schichten (Unterkarn)

Ortsangabe: Ca. 600 m E Göstling/Ybbs; Weg von der Bundesstraße 25 (abzweigend bei Steinbach-Einmündung) über die Ybbs nach Norden zum Fuß der Steinbach-Mauer (Abb. 6); Aufschlüsse entlang der Wegfortsetzung gegen Westen, den Hang leicht ansteigend (ÖK 1:50.000, Bl. 71 Ybbsitz).

#### Beschreibung:

Die Lunzer Schichten werden in drei Abschnitte (heute besser Member) gegliedert, in den basalen **H a u p t s a n d s t e i n** (35 – 50 m), den **K o h l e / S c h i e f e r t o n - K o m p l e x** (50–60 m) und den geringmächtigen **H a n g e n d s a n d s t e i n** (bis 5 m). Sie bestehen aus relativ weichen und daher rasch verwitternden Gesteinen, weshalb frische Obertagsaufschlüsse selten und meist nur temporärer Natur sind. Im gesamten Lunzer Verbreitungsgebiet ist heute zumeist nur der verwitterungs-resistentere Hauptsandstein gut aufgeschlossen. Er führt eher vereinzelt und dann schlecht erhalten Pflanzenreste, gibt aber einen guten faziellen Überblick der Sedimentationsverhältnisse im Vorfeld der Pflanzenlager-Bildungen.

Am Weg entlang des Steinbachmauer-Fußes ist ein Großteil des Hauptsandsteins zu sehen. Er besteht aus wechselnd dickbankigen, tonigen, oft gradierten, feldspathaltigen Feinsandstein bzw. Arkosen mit reichlich Strömungsgefügen (humocky cross-stratification, Schrägschichtung, ripplemarks) und Solmarken (flute casts, load casts, gutter casts); einzelne Bänke sind reich an kleinstückigem, inkohltem Pflanzenhäcksel und führen mitunter auch größere, diagenetisch stark überprägte Pflanzenreste in Form von kohligen Abdrücken.

Die reiche und gut erhaltene Lunzer Flora stammt aus dem derzeit nirgends aufgeschlossenen Kohle/Schieferton-Komplex und ist im vorigen Jahrhundert zur Gänze untertage im Rahmen des – längst stillgelegten Kohlebergbaues – gewonnen worden. An wichtigen Fundpunkten sind Pöllenreith, Pramelreith und der Lunzer Seezug (vgl. Abb. 7) zu nennen, wobei ein Großteil des Materials in österreichischen Sammlungen (Geologische Bundesanstalt, Naturhistorisches Museum Wien, Joanneum Graz und verschiedene kleinere Institutionen) liegt. Laut DOBRUSKINA (1988) sind fast 7.000 Abdrücke in zum Teil vorzüglicher Qualität (Kutikular- und in situ-Sporen-Erhaltung) vorhanden.

Nach dem Grubenprofil von Pramelreith bei Lunz (Abb. 8) besteht der Kohle/Schieferton-Komplex aus einer Wechselfolge von vorwiegend tonigen

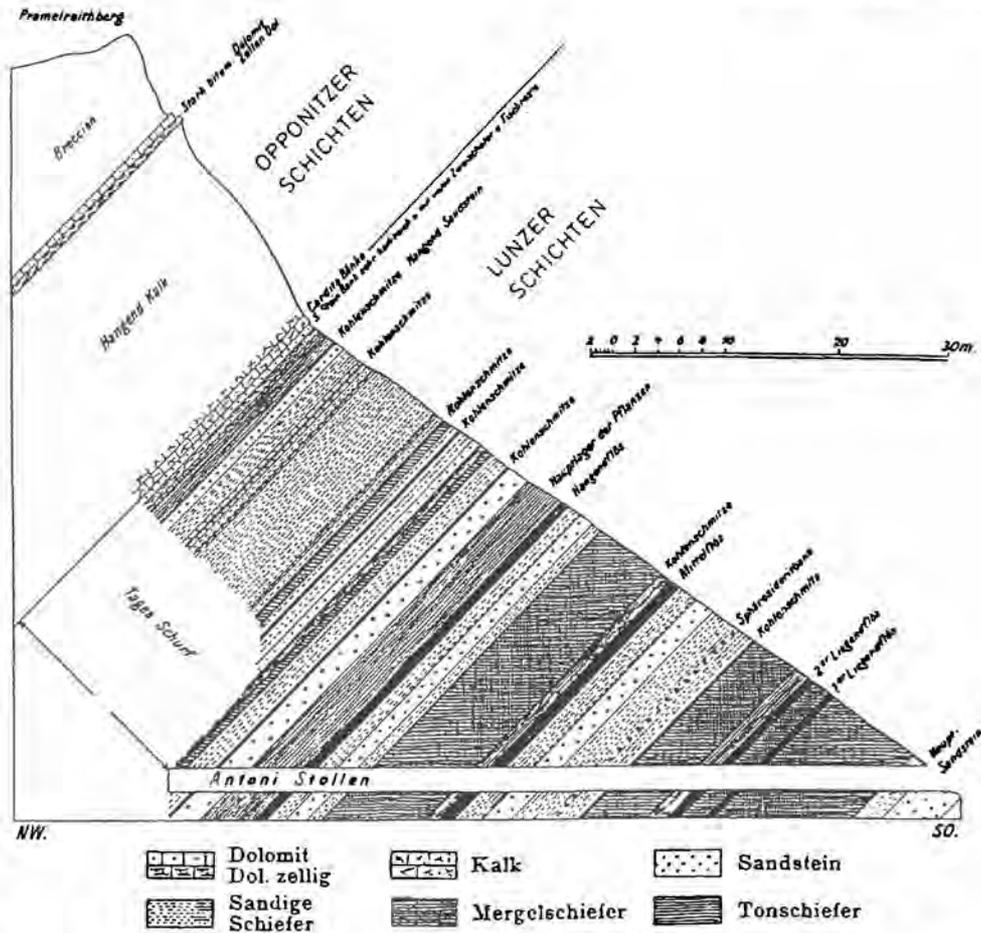


Abb. 8: Grubenprofil durch die kohlenführende Serie der Lunzer Schichten von Pramereith (Holzapfel), nach VERLOOP 1908.

Mergeln und mürben Sandsteinen mit mehreren Steinkohle-Flözen bis max. 2 m Dicke. Die Pflanzen liegen in den Tonschiefer-Einschaltungen oberhalb der Kohle, wobei die oberste als eigentliche „Schatzkammer“ bezeichnet werden kann. Für die Milieudeutung sind die begleitenden Bivalven (*Anaplophora lettica*) und Phyllopoden (*Estheria minuta*) von Bedeutung. Von den ebenfalls aus diesem Niveau genannten Wirbeltieren (TOLLMANN 1976:148) stammt nur der von THENIUS (1955:41) beschriebene *Mastodonsaurus*-Rest tatsächlich aus dem Komplex. Alle anderen Funde, insbesondere die Reptiliengattungen *Notosaurus* und *Francosuchus* sind ihrer Herkunft im basalen Opponitzer Kalk (TRAUTH 1948) nach, deutlich jünger.

Der Analyse von DOBRUSKINA, 1988 zufolge setzt sich die Lunzer Flora (vgl. Abb. 9) zu mehr als zwei Drittel aus Cyacadeen-artigen (*Pterophyllum*, *Taeniopteris*, *Nilssonia* etc.), danach aus Ginkgophyten (*Glossophyllum*),

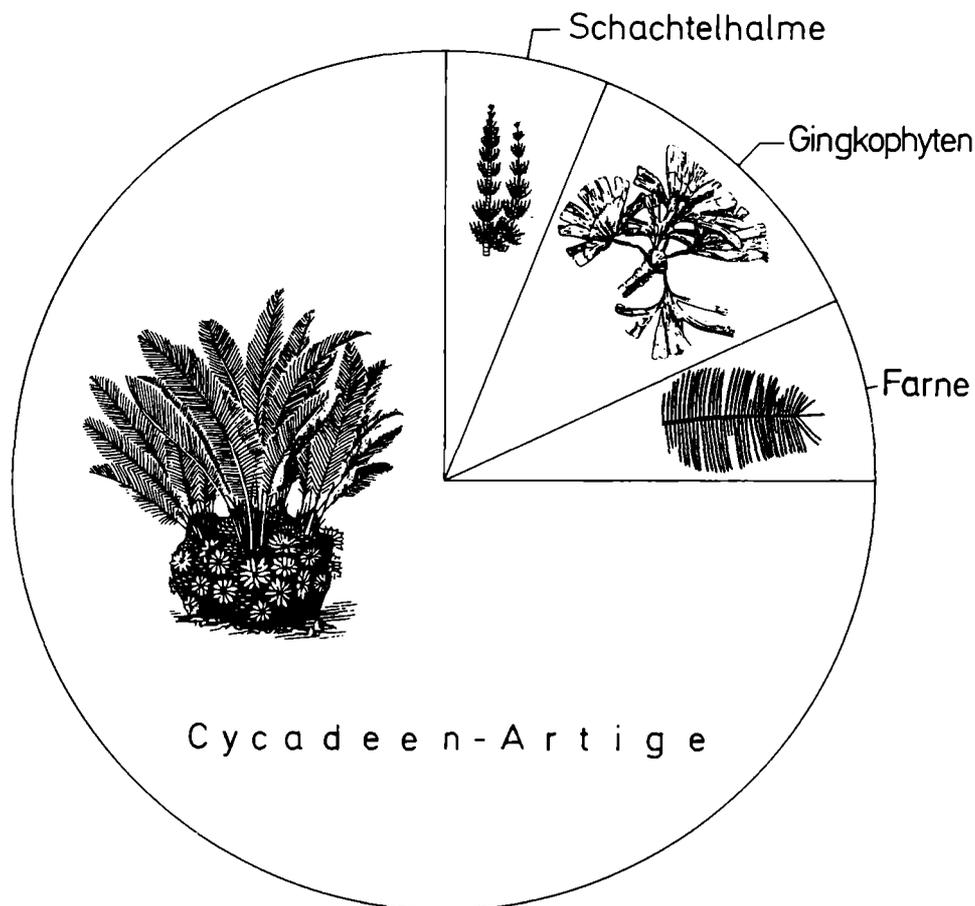


Abb. 9: Florenspektrum des Lunzer Pflanzenlagers nach DOBRUSKINA (1988).

Schachtelhalmen (*Equisetites*, *Neocalamites*) und Farnen (*Asterotheca*, *Bernoullia*, *Danaeopsis*, *Clathropteris*) zusammen; Koniferen fehlen – „*Stachyotaxus*“ *lipoldi*, von DOBRUSKINA (1988:24) darunter eingereiht, gehört nach KLAUS (1966) aufgrund der in situ gefundenen Pollenkörner wahrscheinlich zu den Cycadophytina. Von ihrer Zusammensetzung her ist die Lunzer Flora jener der Lettenkohle ähnlich (MÄGDEFRAU 1968), auch mit der DaqiaodiFlora Südchinas (DUANG SHUYING 1987) bestehen große Ähnlichkeiten. Letztere wird zugleich als chinesische „Süd- oder Küstenprovinz-Flora“ bezeichnet und entstammt einem tropisch-warmen, niederschlagsreichen Klima (DUANG SHUYING 1987:183), das im hohen Unterkarn für einen von China bis Mitteleuropa einheitlichen Floren- und Klimagürtel am Tethys-Nordrand bestimmend gewesen sein könnte. Abweichend davon vertritt allerdings SEFFINGA (1988) die These eines „relativ kalten Klimas“ zur Zeit der Lunzer Flora.

Genese:

Reiche Pflanzenlager und Kohlenbildungen zwischen ansonsten vollmarinen und Siliziklastika-armen Karbonatsedimenten werfen verschiedene Fragen auf, deren Beantwortung von mehr als nur lokalem Interesse sein dürfte. Leider fehlen uns aber für die Erklärung der spezifischen Bildungsbedingungen heute alle wichtigen Voraussetzungen. Mangels Aufschlüsse verfügen wir weder über Spezialkartierungen noch moderne Detailprofile mit biostratinomischen, sedimentologischen und mineralogischen oder palynologischen Analysen. Insbesondere die, sich aus den alten Grubenprofilen abzeichnende, Kleinzyklizität (Abb. 8) könnte bei Vorlage entsprechender Detaildaten Licht in die Entstehungsgeschichte der Lagerstätten bringen. So sind wir in erster Linie auf Spekulationen angewiesen, die im folgenden eher allgemein und vorsichtig formuliert werden.

Paläogeographisch sind die Lunzer Schichten in ihrer kompletten Abfolge auf den Raum des Reiflinger Beckens beschränkt, wo sie im Gefolge eines Meeresspiegeltiefstandes das vorgegebene Beckenrelief mit vorlandstypischen, „außeralpinen“ Sedimenten auffüllen (vgl. SCHLAGER & SCHÖLLNERGER 1974). Der basale Hauptsandstein wurde dabei nach seinen sedimentären Gefügen in einer subaquatischen Delta-Ebene mit Wellengangsbeeinflussung abgelagert (SEFFINGA 1988). Mit fortschreitender Verlandung bildeten sich küstennahe, teilweise brackische Sümpfe aus, in denen Kohle- und Pflanzenlager entstanden. Die mehrfach übereinander auftretenden, geringmächtigen Flöze zeigen rasch wechselnde Faziesbedingungen an, bedingt vielleicht durch episodische Bettverlagerungen eines mäandrierenden Flußsystems. Ein erneuter Meeresspiegelanstieg führte zum Ende der Kohlebildung und zu wieder marinen Flachmeerbedingungen im Hangendsandstein.

Literatur: BEHRENS (1973); DOBRUSKINA (1988); KLAUS (1960); SEFFINGA (1988); TRAUTH (1948); VERLOOP (1908).

## **B/2: Das Polzberger Fischlager**

Thema: Konservat-Lagerstätte der Raingrabener Schichten<sup>1</sup> (Unterkarn).

Ortsangabe: Scheiblinggraben, am westlichen Ortsende von Großreifling auf Blatt 100 (Hieflau) der ÖK 1:50.000 gelegen; Aufschluß an einer Forststraße, ca. 100 m nach der Brücke über den Bach (Abb. 13).

---

<sup>1</sup>Die Typlokalität Raingraben südöstlich Rohr am Gebirge (NÖ) schreibt sich laut ÖK 50.000 (Blatt 73) mit „a“ und nicht mit „e“!

## Beschreibung:

Die Polzberger Fischlage ist als beständiges, geringmächtiges Niveau im Südteil des Reiflinger Beckens von Polzberg bis Großreifling verbreitet. Fischreste sind von vielen Stellen bekannt (TRAUTH 1948; MOSTLER et al. 1974), zumeist aber schlecht erhalten. Grund dafür ist die Weichheit und der unter Feuchtigkeitseinfluß rasche Zerfall der Mergel, weshalb die Raingrabener Schichten durch tiefgründig verwitterte Böden und nur seltene Obertagsaufschlüsse auffallen. Dementsprechend stammen auch die Fische vom Polzberg aus einem künstlich angelegten Schurf. HABERFELNER, bekannt als Kohlebergbau-Direktor in Lunz, ließ über Auftrag der Geologischen Reichsanstalt und des Wiener Naturhistorischen Museums 1885 bzw. 1909 am Polzberg Stollen ausschließlich zur Fossilgewinnung in den Basisteil der Raingrabener Schichten (Abb. 10) schlagen. Die Ausbeute, knapp 100 Fischreste, verschiedene Krebse und hunderte flachgedrückte weiße kreideschalige Ammoniten der Gattung *Austrotrachyceras* liegen heute in den Sammlungen dieser beiden Institutionen.

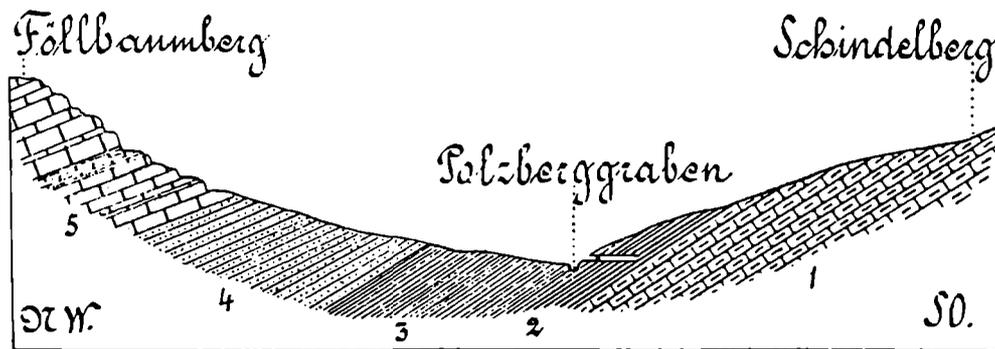


Abb. 10: Profil des Polzberger Fischlagers nach TELLER 1891; 1) Reiflinger Kalk, 2-3) Raingrabener Schichten (2: Fischlager), 4) Lunzer Schichten, 5) Opponitzer Schichten.

Übereinstimmend zeigen die Beschreibung TELLERs (1891) vom Polzberg (Abb. 10) und eigene Detailprofile von Steinbach bei Göstling und vom Scheiblinggraben, daß der fossilführende Bereich sehr geringmächtig ist. Die begleitende Invertebratenfauna (Ammoniten) verteilt sich im Scheiblinggraben auf mehrere dünne Lagen, die zusammen etwa einen halben Meter umfassen (Abb. 11). Auf Grund der viel selteneren Fischfunde kann im Scheiblinggraben über deren vertikale Verteilung kaum näheres ausgesagt werden. Aus den von GLAESSNER (1931) veröffentlichten Grabungsprotokollen vom Polzberg geht aber hervor, daß sie dort aus verschiedenen Lagen stammen, wobei die

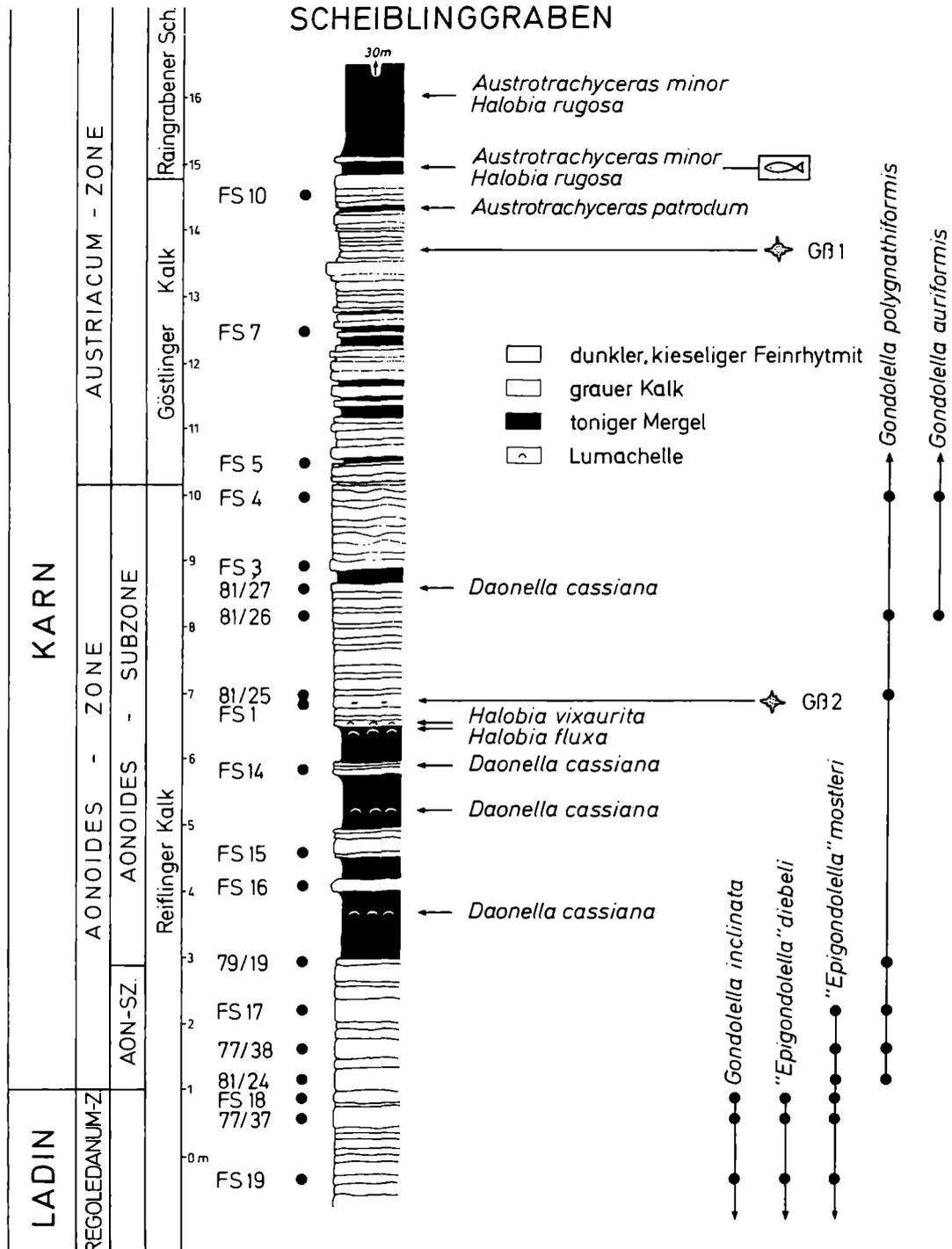


Abb. 11: Detailstratigraphie des hangenden Reiflinger Kalkes, des Göstlinger Kalkes und der basalen Raingrabener Schichten im Scheiblinggraben mit Position des Fischlagers; Gβ1 + Gβ2: „cordevolische“ Radiolarienfaunen von LAHM 1984. Ergänzt und verändert nach KRYSZYN 1978.

tiefste zugleich die besterhaltenen Exemplare geliefert hat. Mit den Fischen zusammen finden sich vor allem Ammoniten aber auch Krebse. Das umgebende Sediment ist ein mm-laminierter, dunkelgrauer, bräunlich anwitternder, etwas bituminöser, plattiger und nur im frischen Zustand fester Mergel mit zum Teil deutlicher feiner Hell/Dunkel-Wechselagerung („Ildefonso-Typ“). Dieser geringmächtige Basalanteil der Raingrabener Schichten, nach der dominierenden Ammonitengattung oft auch als *Trachyceras*-Schichten bezeichnet, ist dem unterlagernden, aber tonärmeren und als Plattenkalk anzusprechenden Göstlingerkalk (= Aon-Schichten) ähnlich, weshalb es oft zu Verwechslungen kommt (TOLLMANN 1976:136). Auch wenn beide Formationen Erhaltungsbedingungen für Weichkörperfossilien aufgewiesen haben (z. B. Quallen im Göstlingerkalk, vgl. KIESLINGER 1925), dürfte das Fossilisationspotential insgesamt doch unterschiedlich gewesen sein – so sind komplette Fische aus dem Göstlingerkalk unbekannt.

GLAESSNER (1931) gibt vom Polzberg bereits eine komplette Faunenaufzählung (Abb. 12), der sich seither nichts mehr zugesellt hat. An Nektonten sind Fische, Cephalopoden (Ammoniten, Phragmoteuthiden) und bestimmte Krebse (Phyllocariden) vertreten; das Benthos ist fast ausschließlich durch Massenvorkommen von doppelklappigen juvenilen Halobien in „Schmetterlingsstellung“ und einigen seltenen dekapoden Krebsen (*Platycheila* und *Clytiela*), deren Lebensweise aber nicht wirklich geklärt ist, repräsentiert. Für die dem *Posidonia*-Typus verwandten Halobien wurde immer eine pseudoplanktonische Lebensweise indiziert. Schalenmorphologische Vergleiche weisen aber nach GRUBER (1976) zwingend auf ein bodenbezogenes Leben hin. Zum gleichen Schluß ist auch SEILACHER (1982, 1990) für die Gattung *Posidonia* an Hand biostratinomischer Untersuchungen von Schalen-Anreicherungen im Holzmadener Posidonien-Schiefer gelangt. Während die dekapoden Krebse ausnehmend komplett erhalten sind, somit unter Bedachtnahme auf ihre zierlichen Extremitäten kaum weiter transportiert sein sollten, sind die nekto-planktonischen (?) Phyllocariden durchwegs auf ihren Carapax reduziert (GLAESSNER 1931:481 f.). Die häufigen Ammoniten vermitteln große Eintönigkeit, da eine Art, *Austrotrachyceras minor* MOJSISOVICS, 1896, mit über 90% dominiert, begleitet nur von einzelnen Vertretern der Gattung *Neoprotrachyceras* (*N. haberfelneri*). Die Ammoniten dürften noch mit dem Weichkörper am Boden angekommen sein, da ihre Anaptychen nicht selten neben den Gehäusen liegen (GLAESSNER 1931). Unter den Fischen herrschen die ganoidschuppigen bei weitem vor (*Saurichthys*, *Polzbergia*, *Peltopterus*, *Nannolepis*, *Habroichthys*), zu denen auch die bekannten Lunzer Flugfische (*Thoracopterus*, *Gigantopterus*) gehören. Haie (*Acrodus*), Strahlenflosser (vgl. GRIFFITH 1977) und Crossopterygier („*Coelacanthus*“lunzensis) sind auf Einzelexemplare beschränkt.

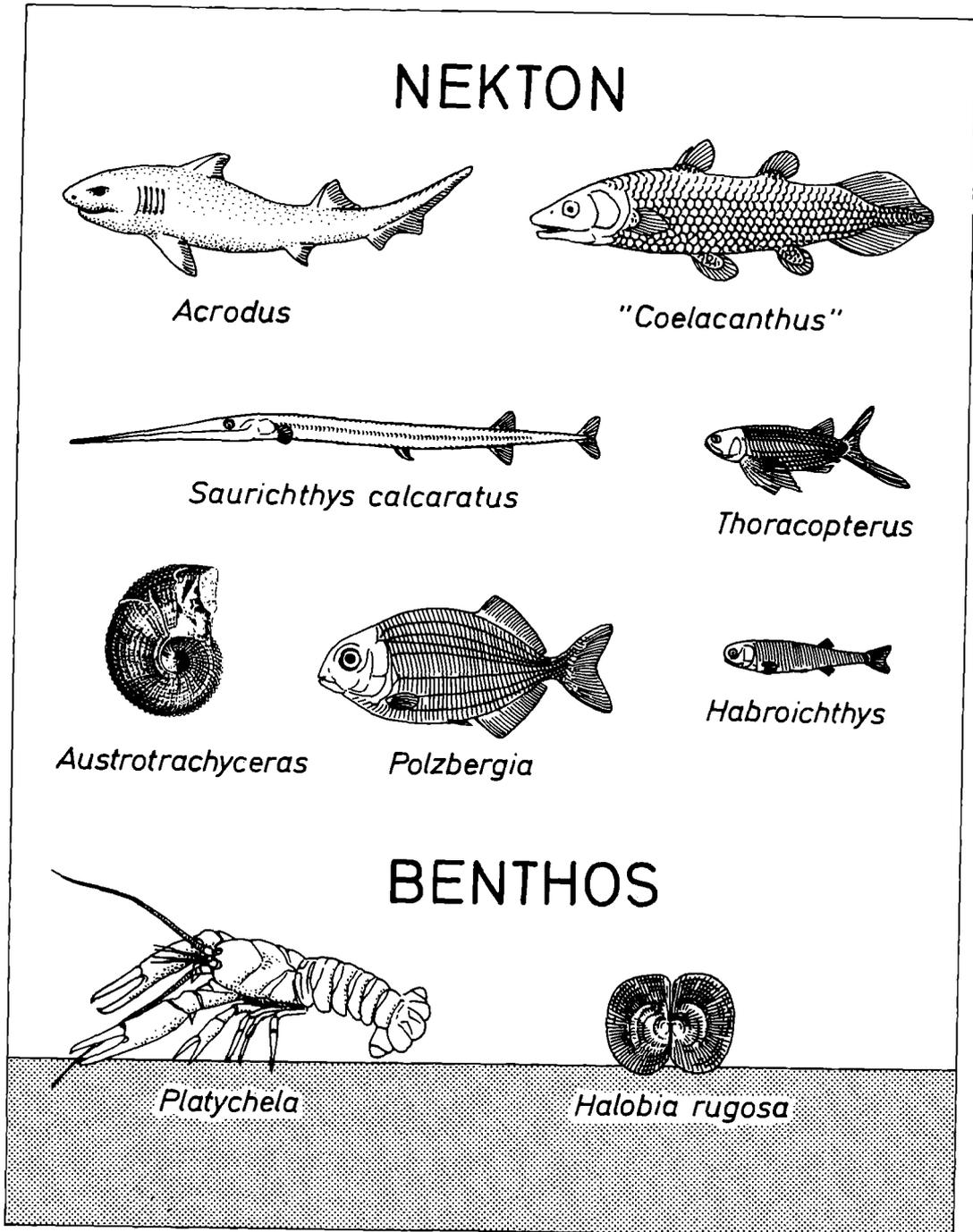


Abb. 12: Fauna des Polzberger Fischlagers; Organismen nicht im gleichen Maßstab.

Rezente Flugfische sind Bewohner des offenen Meeres, auch der heute lebende Quastenflosser bevorzugt tiefere Küstengewässer. In ziemlichem Widerspruch dazu steht nun ein zumeist ebenfalls der Polzberger Fischfauna zugerechneter Lungenfisch, heute nach LEHMANN (1976) als *Tellerodus sturi* (TELLER) zu bezeichnen, dessen triassische Verwandte generell als Süß- (bis Brackwasser-?)formen gedeutet werden. Das Lunzer Exemplar stammt aber nicht aus dem Fischeschiefer sondern aus den darüber folgenden kompakten Mergeln der Raingrabener Schichten (vgl. Abb. 10) und liegt als isolierter Schädelrest vor, was eine weitere Verfrachtung (eventuell einen Fraßrest ?) nicht ausschließt.

#### Genese:

Eine erste Deutung geht auf ABEL (1906) zurück, der von ruhigen, seichten Buchten mit zum Teil trockenfallenden Sedimenten spricht, wo die Fische strandeten und eingebettet wurden. Eine bereits von GLAESSNER (1931:472) angezweifelte Interpretation, der seinerseits das Polzberger Fischlager als „Ablagerungen einer unbelebten, mit Faulschlamm erfüllten Bucht“ auffaßt und zugleich auf die Analogien zum Posidonienschiefer verweist. Die lithologische und fazielle Ähnlichkeit mit Teilen des Posidonienschiefers ist sicherlich keine zufällige, obwohl gewisse Faunenunterschiede, insbesondere beim Benthos und bei den Wirbeltieren nicht wegzuleugnen sind (vgl. SEILACHER 1990). Dabei ist aber zu bedenken, daß durch die größere Mächtigkeit des Posidonienschiefers auch eine entsprechende größere Faziesvielfalt möglich wird. Diese reduziert sich im Polzberger Fischeschiefer beim Muschel-Benthos auf die eigentliche Posidonienfazies, welche als Halobienbrutlagen von *Halobia rugosa* ausgebildet sind. Warum die großen aquatischen Reptilien fehlen, obwohl etwa Ichthyosaurier in der Trias keineswegs selten sind (CALLAWAY & MASSARO 1989) ist nicht ganz einsichtig. Auch das Fehlen von Treibhölzern mit ihrem charakteristischen Invertebraten-Bewuchs (SEILACHER 1990) stellt einen deutlichen Unterschied zum Posidonienschiefer dar. Erklärungen in beiden Fällen lassen sich eventuell in größerer Küstenentfernung und einer höheren Beckentiefe finden. Letztere lag nach geometrischen Vergleichen mit der anhängenden Wetterstein-Karbonatplattform bei ca. 300–400 m. Dieser Wert steht in krassem Widerspruch zu ABELs (1906) Seichtwasser-These, wird aber durch übereinstimmende Tiefenangaben für den unterlagernden Reiflinger Kalk (BECHSTÄDT & MOSTLER 1974:53) gestützt.

Wodurch es letztlich zu Wasserschichtung und damit weiträumigem Sauerstoffentzug in Teilen dieses Beckens kam, kann nur vermutet werden. Sicherlich ging dem Ereignis ein (teilweiser) Zusammenbruch des vorher vorhandenen Wasserzirkulationssystems voraus. Ob dies aber durch eine Klimaumstellung

(Lunzer Phase !) nach dem Wasserschichtungsmodell (z. B. EICHER & DINER 1985) oder durch eine zunehmende paläogeographische Abschnürung des Reiflinger Beckens oder durch ganz andere Faktoren ausgelöst wurde, sollen ruhig künftige Untersuchungen beantworten.

Literatur: ABEL (1906); GLAESSNER (1931); GRIFFITH (1977); KRYSZYN (1978); LEHMANN (1979); MOSTLER & SCHEURING (1974); TELLER (1891).

### **B/3: Das *Balatonites*-Lager von Großreifling**

Thema: Ammoniten-Konzentratlagerstätte im obersten Gutensteiner Kalk (Mittelanis).

Ortsangabe: Am Rahnbauerkogel knapp südlich des Gipfels, ca. 500 m Luftlinie östlich der Ennsbrücke bei Großreifling (Abb. 13) auf Blatt 100 (Hief-lau) der ÖK 1:50.000 gelegen; von dort zuerst der Zufahrtsstraße zum „Rahn-bauer“ entlang und dann über die noch heute erkennbare – klassische – Holz-rutsche (ARTHABER 1896) steil aufwärts zur Fundstelle.

#### Beschreibung:

Das Fossilager des Rahnbauerkogels wurde 1895 entdeckt und faunistisch zuerst von ARTHABER (1896) monographisch dokumentiert. Stratigraphische Fragen standen damals wie auch bei späteren Untersuchungen (ASSETTO 1971; SUMMESBERGER & WAGNER 1972) im Vordergrund. Derzeit wird die Ammonitenfauna von TATZREITER neu untersucht, wobei die Revision der häufigsten Ammonitengruppe, jene der Balatoniten, bereits abgeschlossen ist (HOHENEGGER & TATZREITER, im Druck). Nach HOHENEGGER & TATZREITER verteilen sich die Fossilien auf einen Schichtstoß von rund 1 m Dicke, mit einer 25–30 cm starken Hauptfossilbank in der Mitte. Diese Bank wird bereits von SUMMESBERGER & WAGNER (1972:526) ausführlich beschrieben und erinnert in ihrem Ammonitenreichtum („... auf 0,25m<sup>2</sup> etwa 50 Ammoniten“) an manche süddeutschen Jura-Fundstellen. Die Gehäuse sind streng schichtparallel geregelt, der Phragmokon ist oft unverdrückt und mit honigbraunem, klaren Calcit gefüllt, die Wohnkammer enthält das Umgebungssediment. Das Gestein ist bräunlich-grau, deutlich bituminös, Kluftflächen und Hohlräume (z. B. teilverfüllte Kammern) können auch flüssiges Bitumen enthalten. Die Bänke sind ebenschichtig bis plattig mit dünnen, siltigen Mergelfugen. Sie sind weitgehend homogenisiert, mit nur seltenen Wühlgefügen. Mikrofaziell sind sie als Biomikrite bzw. als peloidal wackestones mit diffus verteilten Filamenten und Schwammnadeln anzusprechen.

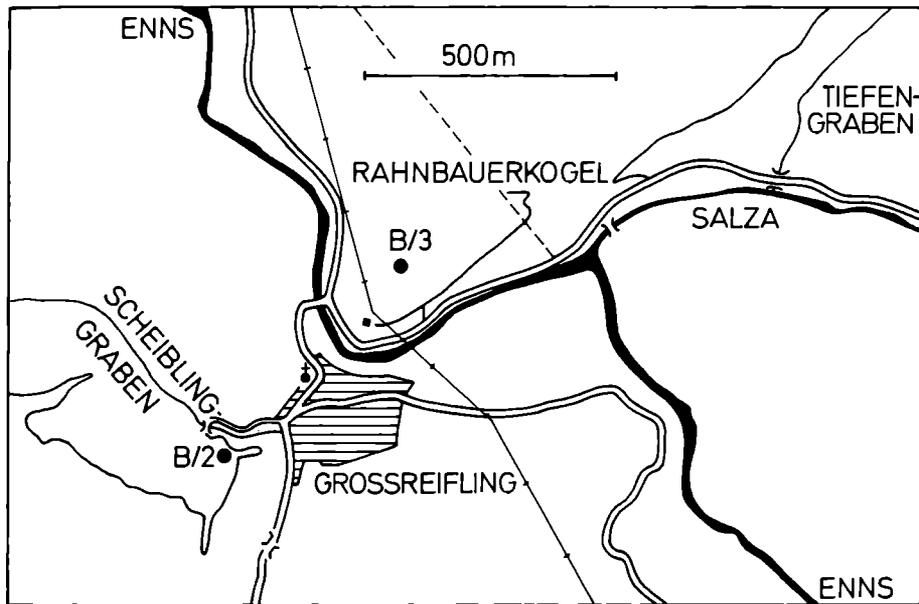


Abb. 13: Umgebungskarte von Großreifling mit den Exkursionspunkten B/2 (Scheiblinggraben) und B/3 (Rahnbauerkogel).

Auf die laterale Konstanz der Fossilagen am Rahnbauerkogel weisen SUMMESBERGER & WAGNER (1972) ausdrücklich hin, ebenso auf jedwedes Fehlen von Strömungsanzeichen im Einbettungssediment. Lithostratigraphisch bildet das Rahnbauerkogel-Niveau den Hangenteil des Gutensteiner Kalkes, faziell weicht es von ihm aber bereits deutlich ab. Der eigentliche Gutensteiner Kalk ist dünnplattig und entspricht einem eingeschränkten Flachwasser- bis Lagunenmilieu, in dem Ammoniten nichts verloren haben.

In den rein aus Evertebraten bestehenden Faunen dominieren Ammoniten, gefolgt von zumeist einklappigen Schalen von *Enteropleura bittneri*, einer im Umriß rundlichen, flachen Bivalve vom *Posidonia*-Typ. Ihre Juvenilstadien sind im Dünnschliff häufig, ebenso die Nadeln von Kieselschwämmen. Conodonten sind selten, Brachiopoden oder Gastropoden konnte ich keine finden, sie werden aber von SUMMESBERGER & WAGNER (1972:525) als Dünnschliff-Querschnitte zitiert. Mehr als 90% der von mir 1968 gesammelten Ammoniten (Abb. 14) entfallen auf eine Gattung, innerhalb der ARTHABER (1896) zahlreiche Arten unterschieden hat, die nunmehr mittels morphometrischer Analyse ("weighed standardization method") durch HOHENEGGER & TATZREITER (im Druck) zu 99% wieder auf eine Art (*Balatonites egre-*

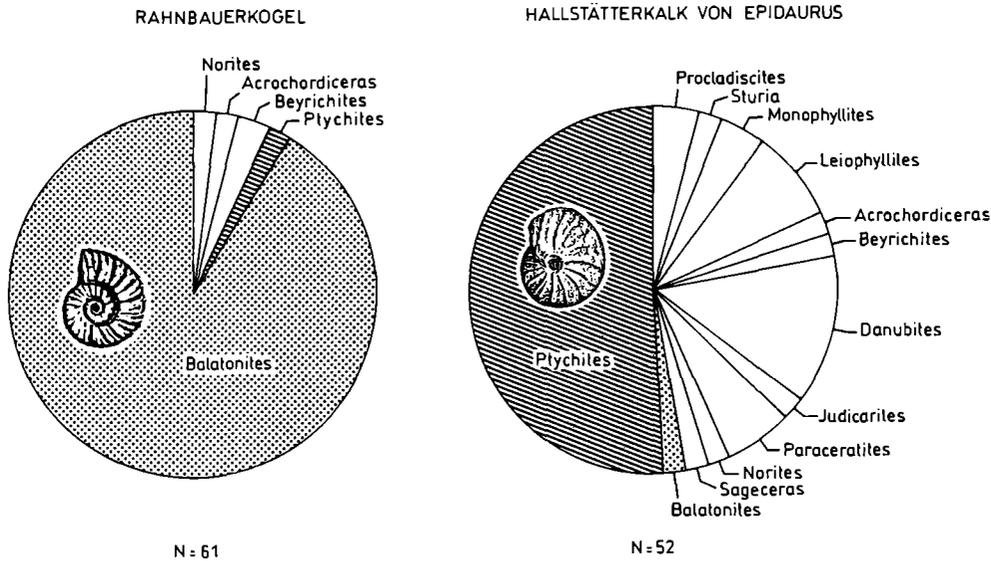


Abb. 14: Mittelanisische Ammonitenfaunenspektren im Vergleich: Epidaurus (Griechenland) hoch divers, Rahnbauerkogel deutlich eingeschränkt.

gius) reduziert werden. Den bescheidenen Rest (9 %) teilen sich vier ebenfalls monotypisch vertretene Gattungen (*Norites*, „*Beyrichites*“, *Silesiacrochordiceras*, *Ptychites*). Es liegt also eine ökologische Spezialfauna vor, in der sich mangelnde Diversität mit ausufernder Variationsbreite (HOHENEGGER & TATZREITER, im Druck) paart.

#### Genese:

Trotz Bitumenanreicherung und weitgehend reduziertem „Normal-Benthos“ (Brachiopoden, Gastropoden, grabende Bivalven), das sonst in stratigraphisch vergleichbaren Faunen durchaus häufig ist (vgl. VÖRÖS 1988), liegen keine direkten Anzeichen stagnierender Bedingungen vor. Wohl aber deutet die bevorzugte Präsenz Sauerstoff-toleranter (?) Spezialisten (posidoniide Bivalven; Kieselschwämme) auf eine Tendenz in diese Richtung (MOSTLER, mündl. Mitt.) hin. Obwohl das Niveau des Fossilagers in der näheren und weiteren Umgebung von Großreifling öfter zutage tritt, ist es nirgendwo vergleichbar fossilreich. Für die Konzentration am Rahnbauerkogel sollten daher lokale (Strömungs-?) Faktoren bestimmend gewesen sein, die aber nicht den Boden, respektive das Sediment erreichten (s. o.).

Wie bereits erwähnt, bilden die Fossilbänke des Rahnbauerkogels die ersten Beckensedimente oberhalb der weiträumigen Plattform des Gutensteiner Kal-

kes. In seiner Frühphase wird dieses Becken wohl noch geringe Ausdehnung und Wassertiefe besessen haben, was vielleicht das eigenartige Ammonitenfaunenspektrum erklärt, das sich diametral (Abb. 14) von jenen gleichaltrigen pelagischer Sedimente (z. B. Hallstätter Kalk) mit ihrer hochseebezogenen Leiostraken-Dominanz (darunter werden in der Trias die glattschaligen Ammoniten verstanden) unterscheidet.

Kurzzeitige, kleinräumige Unterbrechungen der Wasserzirkulation und damit der Sauerstoffzufuhr könnten somit das lokale Ammoniten-Massensterben ausgelöst haben, mit einer – mangels entsprechender Driftvoraussetzungen – nachfolgenden Einbettung vor Ort.

Bedeutung:

1) als Stratotypus des Anis (vgl. SUMMESBERGER & WAGNER 1972);  
2) als Warnung vor der stratigraphischen Überinterpretation von triassischen Ammonitenfaunen (vgl. ASSERETO 1971).

Literatur: ARTHABER (1896); ASSERETO (1971); HOHENEGER & TATZREITER (im Druck); SUMMESBERGER (1984); SUMMESBERGER & WAGNER (1972); ZAPFE (1971).

## **B/4: Die Cephalopoden-Lager des Feuerkogels**

Thema: Cephalopoden- und Halobien-Konzentrat-Lagerstätten im Hallstätterkalk (Oberladin-Unternor) des Steinbruches F1 = Austriacum-Lager.

Ortsangabe: Ca. 6 km nordwestlich von Bad Mitterndorf auf dem gleichnamigen Blatt 97 der ÖK 1:50.000 gelegene, 1632 m hohe Kuppe, die früher nach dem westlich angrenzenden Bergmassiv auch als Rötelstein (1641 m) bezeichnet wurde. Der Zugang erfolgt heute über eine – nicht öffentliche – Forststraße, die vom Radlingpaß 1 km NNW Kainisch (Abb. 15) in östliche Richtung abzweigt und nach rund 6 km ca. 300 m östlich der Thalalm (1459 m) endet. Von dort, zu Fuß den Hang genau nach Norden querend, ist der Feuerkogel in maximal 20 Minuten erreicht.

Bemerkungen:

Am Feuerkogel (Abb. 16) konzentrieren sich auf einer Fläche von 200 m in E/W- mal 150 m in N/S-Richtung zahlreiche Fossilager, die im Verlaufe ihrer nunmehr 150-jährigen Ausbeutungsgeschichte zu regelrechten Steinbrüchen gewachsen sind und die sicherlich bereits mehr als 10.000 Exemplare von Cephalopoden, aber auch eine beträchtliche Bivalven-, Gastropoden- und Brachiopodenfauna geliefert haben. Von diesen bereits früher ausführlich beschriebe-

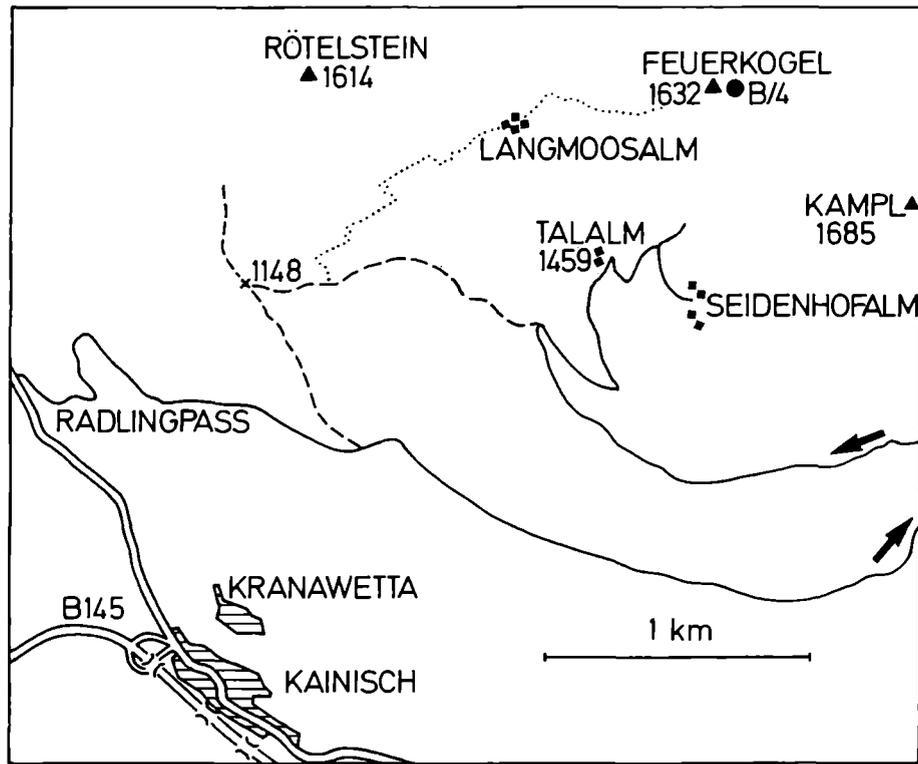


Abb. 15: Lageskizze des Feuerkogels bei Kainisch (Steiermark).

nen Fundpunkten (KRYSTYN & SCHLAGER 1971; KRYSTYN, SCHÄFFER & SCHLAGER 1971a; KRYSTYN 1973, 1978, 1980) soll stellvertretend einer, der Steinbruch F1 hier nochmals – mit Betonung der entstehungsgeschichtlichen Seite – vorgestellt werden. Alle anderen Lokalitäten, insbesondere jene auf der Nordseite des Feuerkogels, sind zum Teil meterhoch von Schutt bedeckt und präsentieren sich derzeit in einem ausgesprochen unattraktiven Zustand.

Vor nunmehr 10 Jahren wurde als Reaktion auf die wachsende Sammel Leidenschaft die oben erwähnte Fläche unter Naturschutz gestellt, um einen weiteren Abbau der Fossilager zu verhindern. Fortgesetzte Aufsammlungen, die, obwohl wissenschaftlich assistiert, eher raubgräberartigen Charakter hatten, haben inzwischen zu einer ausgeprägten Grabungs- und Sammlerphobie seitens der lokalen Behörden geführt. Da jede Fossilentnahme unter Strafe steht, wird empfohlen, generell von Hammer- und Werkzeugeinsatz im anstehenden Fels abzusehen.

Die Fossilager des Feuerkogels entstanden auf einem Tiefschwellen-Bereich vom Oberladin bis zum untersten Nor. Aufgrund des stratigraphisch kompletten Faunennachweises müssen während dieses Zeitraumes von rund 10 Mill. J.

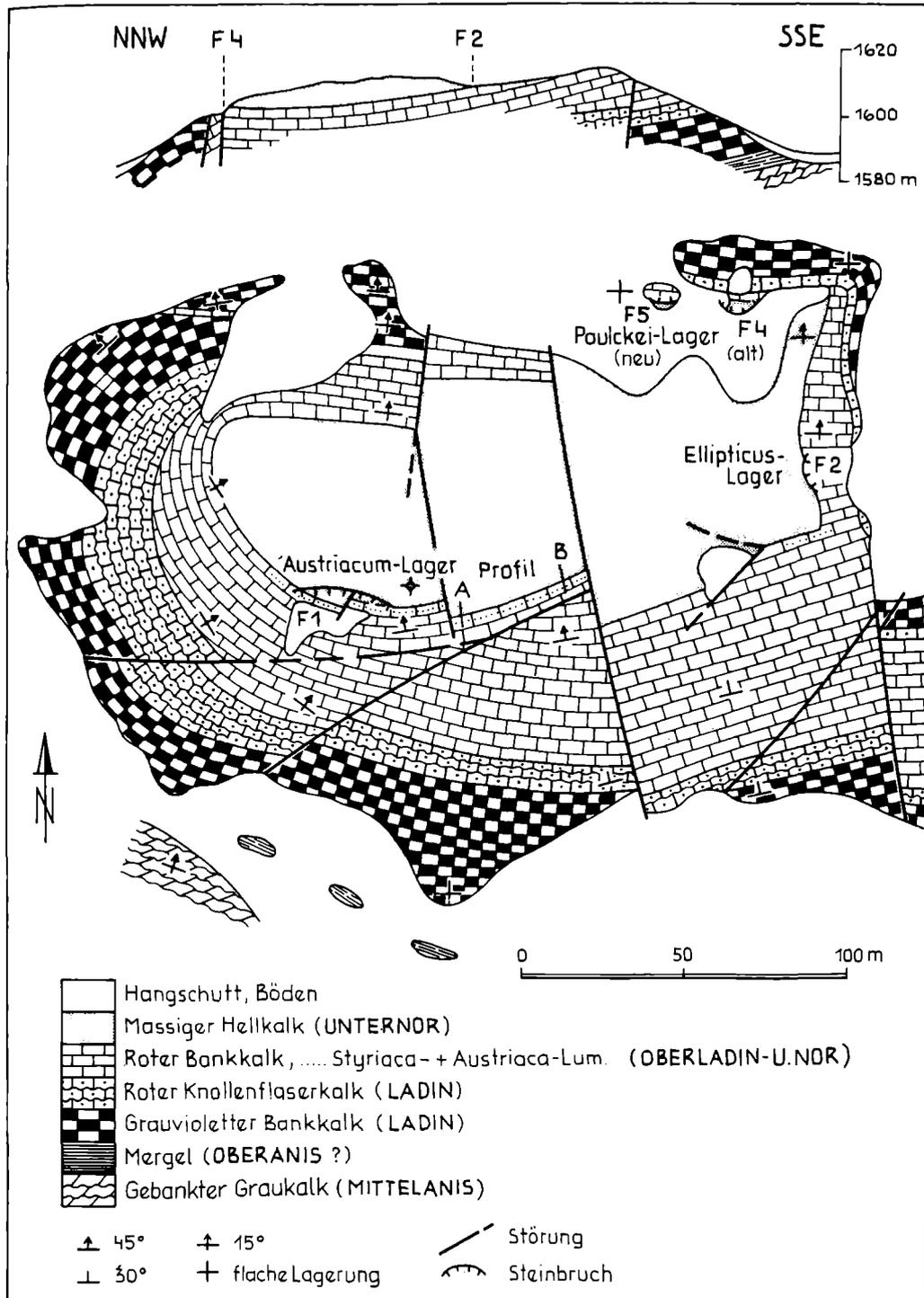


Abb. 16: Geologische Karte des Feuerkogels mit den Steinbrüchen F1 (Austriacum-Lager; Exkursionspunkt B/4), F2 (Ellipticus-Lager) sowie F4/F5 (Paulckeilager).

		F 1	F 4 / F 5
NOR	Lac	1 (70/50) 20-150cm	Spalte mit syndementärer Kippung (F5/II - F5/VII)  70-220cm
KARN	Tuval	3 (70/78) 0-5cm	
		2 	
	1 (88/254) 25-60cm		
	Jul	2 AUSTRIACUM-LINSE 0-70cm	
		1 3-15cm FORAMINIFERENRIFF-BANK 10-20	
LADIN	Longobard	2 ELLIPTICUS - LINSEN (76/2)	(F5/X)
		1 0-10cm	15-25cm
		gesamt: 50-315cm	gesamt: 95-265cm

Abb. 17: Netto-Sedimentakkumulation in den Steinbrüchen F1 und F4/F5 während der Lagerstätten-Bildungsphase (Zeitdauer: 10 My).

relativ konstante Voraussetzungen für die Anlage der Lagerstätte geherrscht haben. Dazu gehörten in erster Linie stark reduzierte Sedimentation (vgl. Abb. 17) und ein durch syndementäre Tektonik induziertes, ausgeprägtes Kleinrelief.

#### Beschreibung:

Plattige, makrofossilfreie Rotkalk, die nach Conodonten ins basale Oberladin einzustufen sind, bilden überall am Feuerkogel die Unterlage der Fossilager. Darüber liegt im Steinbruch F1 die erste Lagerstätte in Form relativ kleiner, nur lokal (F1-W) entwickelter Fe/Mn-Oxid-reicher Rotkalklinsen bis maximal 1 m<sup>2</sup> Fläche und 10 cm Dicke (Abb. 18). Von der basalen Diskontinuitätsfläche führen Spalten bis zu 1 m tief in den unterlagernden Rotkalk, wo sie schichtparallel mit dem gleichen Sediment verfüllt sind. Sie enthalten eine kondensierte Oberladin/Jul1-Fauna (KRYSTYN 1978) und sind altersmäßig

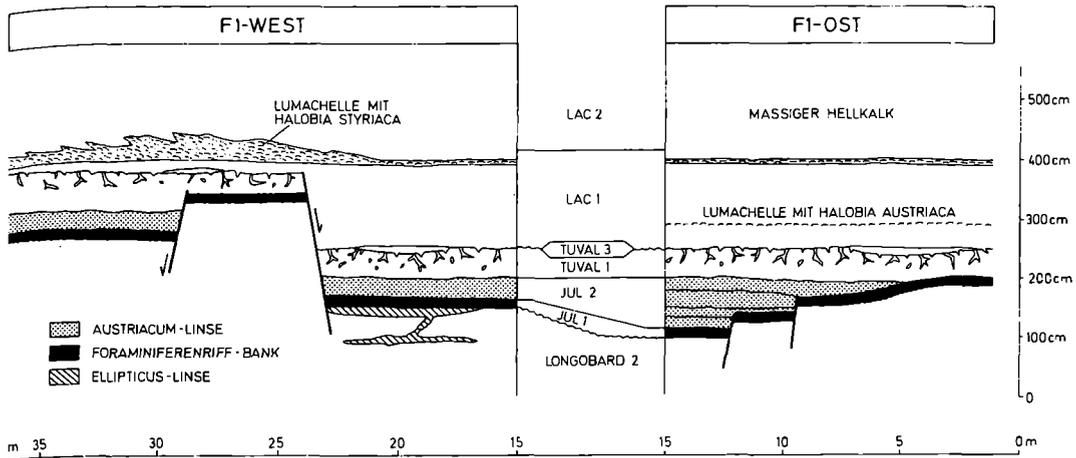


Abb. 18: Lagerstätten-Abfolge im Steinbruch F1 des Feuerkogels (Ost/West-Schnitt).

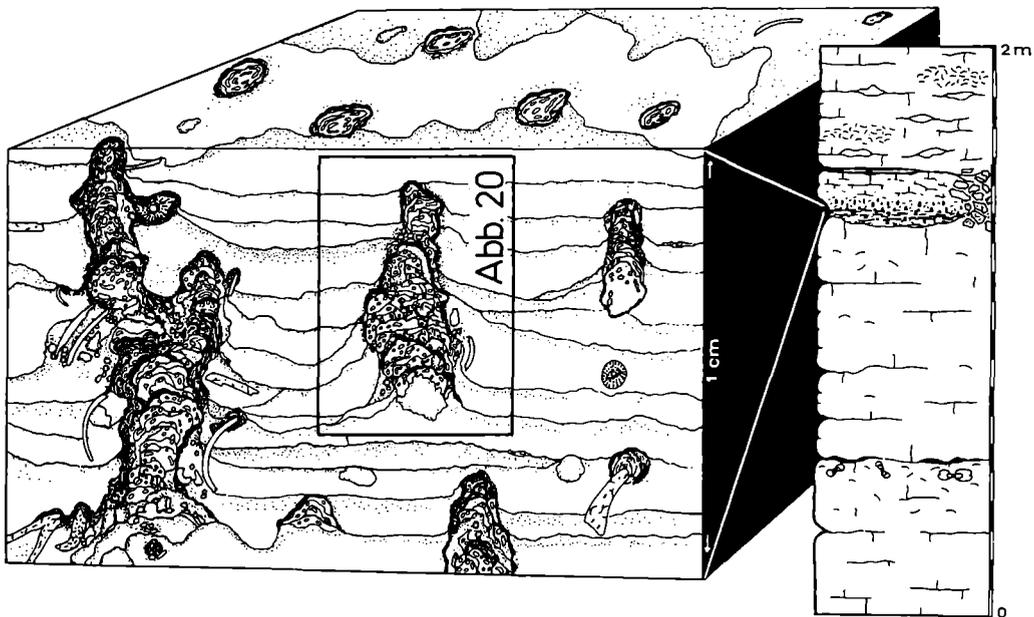


Abb. 19: Querschnitt durch die „schwarze Bank“ mit Foraminiferenriffchen (nach WENDT 1969b).

der „Linse mit *Lobites ellipticus*“ im Sinne von MOJSISOVICS (1873–1902) gleichzusetzen.

Über der ersten Kondensat-Lagerstätte folgt ein auffälliger, konstant verbreiteter, geringmächtiger, schwarz gefärbter Horizont. Darin verbergen sich

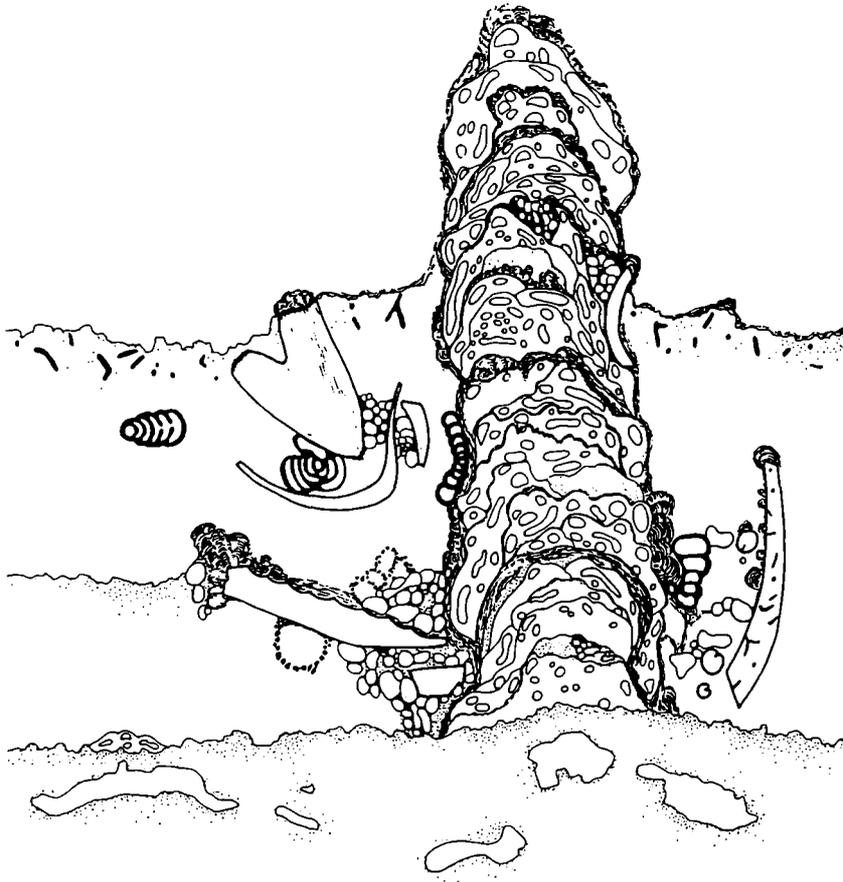


Abb. 20: Schnitt durch ein Foraminiferenriff, das im Zentrum vor allem von *Tolypammina gregaria* (dünne Kammerlumina) aufgebaut wird. *Planinvoluta* (dicke Röhrenquerschnitte) siedelt dagegen auf den Riff flanken (x 20), nach WENDT (1969).

die Foraminiferen-„Riffe“ WENDTs (1969b), eine In situ-Lagerstätte des Mikrokosmos-Bereiches. In einer Folge dicht gestapelter Limonit-imprägnierter Hartgründe sind zahlreiche maximal 1 cm hohe „Pfeilriffe“ eingebaut (Abb. 19, 20). Sie bestehen aus sessilen Foraminiferen (*Tolypammina gregaria*, *Planinvoluta*), bohrenden Algen, Crinoidenwurzeln und – seltenen – Serpel). Das umgebende Sediment ist reich an zerbrochenen Ammonitengehäusen, die teils als cm-kleiner, dicht gepackter und ebenfalls schwarz imprägnierter Schalen-schill vorliegen. Ganze Exemplare sind selten, was insoferne bedauerlich ist, als es sich um eine großteils unbeschriebene und neue Fauna (*Trachyceras* div. n. sp., *Trachyceras* cf. *aonoides*, *Diplosirenites* n. sp.) der höchsten Aonoides-Zone (Jul 1) handeln dürfte.

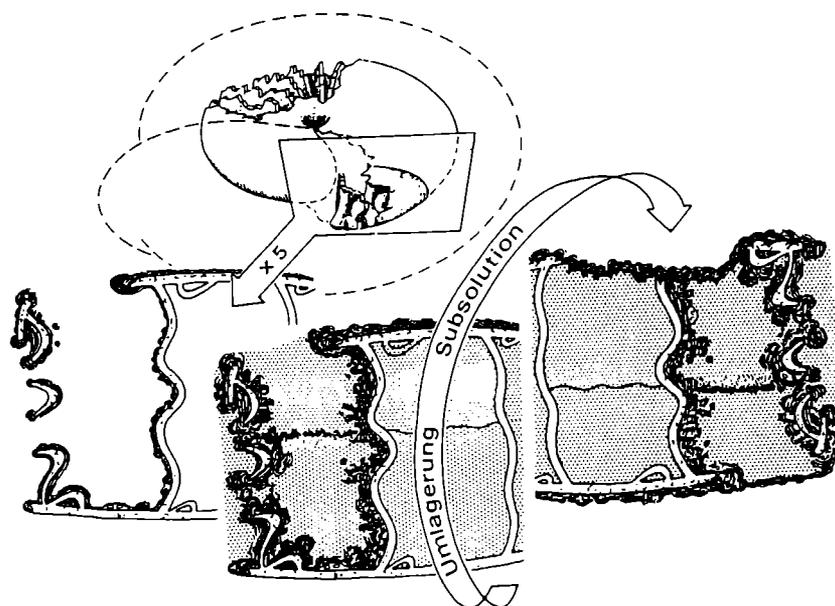


Abb. 21: Taphonomie eines Ammonitengehäuses mit mehrphasiger Einbettungsgeschichte in einem Kondensationslager; nach WENDT (1970).

Über der „schwarzen Bank“ verbreitet sich muldenförmig das für den Steinbruch namensgebende Fossilager der Austriacum-Linse. Es besteht aus bis zu vier Bänken unterschiedlicher Färbung, die alle extrem cephalopodenreich sind, und erreicht seine größte Dicke im Westteil von F1-E mit 60–70 cm (Abb. 18). Von dort nimmt es entlang der E/W-Achse teils kontinuierlich, zum Teil auch sprunghaft entlang synsedimentärer Störungen an Mächtigkeit ab, um schließlich ganz auszukeilen: im Osten nach 15 m, im Westen nach 20 m. Somit besitzt das Fossilager zumindest in seiner E/W-Erstreckung eine klassische Linsenform mit einer maximalen Dicke von mehr als einem halben Meter und einer, nur kurz in F1-W durch eine synsedimentäre Hochzone unterbrochene, Längserstreckung von fast 40 m. Eine ähnliche Form ist auch für die N/S-Achse anzunehmen, da das Fossilager in einer tiefen Bergzerreissungskluft am Feuerkogel-Gipfel noch ansteht, am Nordhang in ca. 100 m Distanz aber nicht mehr ausstreicht und auch im Bereich der Steinbrüche F4+F5 fehlt (Abb. 17). Die Fauna besteht zu mehr als 95% aus Cephalopoden, die sich zumeist durch deutliche Umlagerungsspuren (vgl. Abb. 21) und – besonders im basalen Bereich (Bänke 76/81, 70/43) – durch eine gute Erhaltung auszeichnen. Es dominieren orthocone Nautiloideen (*Micheltinoceras*) und unter den Ammonoideen leiostroke Gattungen (*Joannites*, *Proarcestes*, *Megaphyllites*, *Pompeckjites*), während die feinstratigraphisch wichtigen trachyostraken Formen (*Austrotrachyceras*, *Neoprotrachyceras*, *Sirenites*) zurücktreten. Ma-

krobenthos ist äußerst selten und nur durch wenige Brachiopoden (*Cruratula*), Gastropoden (pleurotomariide Formen) und Bivalven (v. a. *Halobia rugosa*) repräsentiert.

Nach einem lückenhaft und sehr geringmächtig abgelagerten Oberkarn (max. 60 cm) stellt sich im untersten Nor (Lac 1) ein Wechsel zu gleichmäßigere Sedimentation verbunden mit einem Reliefausgleich ein. Es werden zwei Halobiiden-Lumachellen gebildet – eine untere dünne mit *Halobia austriaca* und eine obere mit *Halobia styriaca*. Diese schwillt im Westteil (F1-W) des Austriacum-Lagers zu einer mehr als 30 cm dicken Masse dichtgepackter, sparrig zementierter, isolierter Halobienschalen an, die den Titel (Halobien-)Konzentrat-Lagerstätte zu Recht verdient. Die durchwegs adulten (4–6 cm großen) Schalen sind dabei nicht s-parallel sondern zumeist schräg zur Schichtung – seltener wirr (Spreitzgefüge), bevorzugt dachziegelartig – geschichtet. Vom Oberrand dringt untergeordnet feiner Rotkalk ein und führt dann zu Geopetalgefüge-Bildung, auch kleine Rotkalkspalten durchsetzen die Lumachelle. Damit endet die Kondensationsfazies im Steinbruch F1 und geht in Form des hellrosa gefärbten „Massigen Hellkalkes“ in die kondensationslose, makrofosilarme Normalfazies des unternorischen Hallstätterkalkes über.

#### Genese:

Ellipticus- und Austriacum-Linse stellen klassische Kondensate im Sinne SEILACHERs (1970) dar. Ihre Entstehungsgeschichte ist geprägt durch Mangel-sedimentation, frühzeitige Lithifikation, strömungsbedingte Aufarbeitung, Umlagerung und Resedimentation im Bereich einer lokalen, submarinen Aufragung (Tiefschwelle). Die andriftenden Cephalopodengehäuse werden durch die genannten Vorgänge konzentriert und bleiben als deren Zeugen (Abb. 21) linsenförmig angereichert über. Im Streßfeld lokal stark wechselnder Subsidenzen wird die Ausbildung von Dehnungsspalten begünstigt, die primär quer (Q-Spalten) nachfolgend auch schichtparallel (S-Spalten sensu WENDT) durch das Öffnen von Schichtfugen in der Unterlage entstehen. Im Austriacum-Lager sind beide Typen vertreten, der S-Spalentyp in der Unterlage der Ellipticus-Linse in F1-W, Q-Spalten von kleinerer Dimension (max. 10 cm breit und 1 m tief) in F1-E. Während sich die S-Spalte der Ellipticus-Linse durch große, „normalwüchsige“, Fe/Mn-inkrustierte, umgelagerte Gehäuse auszeichnet, enthalten die Q-Spalten übereinstimmend kleinwüchsige (durchschnittlich 1–2 cm), rasch eingebettete Exemplare, die eine autochthone Fauna (vgl. FISCHER 1967:176; WENDT 1971) darstellen könnten. Dafür sprechen auch die mitunter häufig auftretenden Gastropoden, unter denen Hartsubstrat-abweidende (Algenbewuchs?) Raspler (mündl. Mitteilung G. TICHY) dominieren. Weil allerdings indirekte und – via Stromatolithen – auch direkte Algenpräsenz in

UNTERKARN	OBERKARN
JUL 2 (AUSTRIACUM-ZONE)	TUVAL 1 (DILLERI-ZONE)
	<i>Austrotrachyceras</i>
	<i>Neoprotrachyceras</i>
	<i>Sirenites s.l.</i>
<i>Coroceras</i>	
	<i>Sibyllites</i>
	<i>Sirenitide (n.gen.)</i>
	<i>Carnites</i>
<i>Sirenitide (n.gen.)</i>	
<i>"Clydonites" (n.gen.)</i>	
<i>Sandlingites</i>	
<i>Traskites</i>	
<i>Hannaoceras</i>	
<i>Celtitide (n.gen.)</i>	
<i>Tardeceras</i>	
<i>Tropites</i>	
<i>Tropitide (n.gen.)</i>	
<i>Gymnotropites</i>	
<i>Discotropites</i>	
<i>Paratropites</i>	
<i>Spirogmoceras</i>	
<i>Trachysagenites</i>	
<i>Eusagenites (cf.)</i>	
	<i>Proarcestes</i>
	<i>Arcestes</i>
	<i>Hypocladiscites</i>
	<i>Pompeckjites</i>
<i>Eupinacoceras</i>	
	<i>Monophyllites</i>
	<i>Mojsvarites</i>
<i>Discophyllites</i>	

Abb. 22:

Ammoniten-Faunenschnitt  
(extinction event) zwischen  
Unter- und Oberkarn am  
Feuerkogel.

vielen kondensierten Rotkalken als Beweis für deren photischen Entstehungstiefe (WENDT 1973; vgl. weiters auch JENKYNS 1986) gewertet wurde, sei hier als Relativierung auch auf ein fossiles Gegenbeispiel (PLAYFORD & al. 1976) hingewiesen.

Am Beispiel der Styriaca-Lumachelle kann sehr anschaulich der Übergang von einer fossilführenden Normalfazies in eine Konzentrat-Lagerstätte dargestellt werden. Erstere ist als lateral gleichmäßige, maximal 5 mm dicke Anreicherung schichtparalleler Einzelklappen von wechselnder Größe in F1-E ziemlich unauffällig. Im Westteil von F1-W schwillt sie dann rasch und unregelmäßig linsenförmig auf mehr als 30 cm Dicke an, wobei nun große Schalen schräg zur Schichtung oder überhaupt ungerichtet (Spreitzgefüge) liegen. Hier spielen strömungsbedingte Frachtsonderung und anschließende Konzentration im lokalen Strömungsschatten (Schwellenrand oder -wanne) eine

wichtige Rolle. Nachfolgende, vom Kleinrelief ausgelöste Stauchungen können schließlich eine weitere Verdichtung und Verdickung der Lagerstätte bewirken und die Bildung der Spreitzgefüge erklären (RIECHE 1971:45).

Bedeutung:

1) Als paläontologische Informationsträger: gut drei Viertel der unterkarnischen Ammoniten-Arten und Gattungen sind aus diesen Lagerstätten erstbeschrieben (MOJSISOVICS 1873–1902); 2) Stratigraphisch: Die Austriacum-Linse bildet einerseits die Typlokalität der Zone des *Austrotrachyceras austriacum* (KRYSTYN 1978) und beinhaltet andererseits den reichsten und komplettesten Faunennachweis im hohen Unterkarn. Zusammen mit der untertuvalischen Fauna der Feuerkogel-Nordseite (Steinbrüche F4/F5) dokumentiert sie in weltweit einzigartiger Form den Faunen-Turnover an diesem mass extinction event (Abb. 22).

Literatur: MOJSISOVIS (1873–1902); DIENER (1921, 1926); HUCKRIEDE (1958); TOLLMANN (1960); MOSHER (1968); WENDT (1969b); KRYSTYN (1973, 1978, 1980); KRYSTYN & SCHLAGER (1971).

## **B/5: Das Ammonitenlager des Steinbergkogel-Gipfels.**

Thema: Rhätische Konzentrat-Lagerstätte als Q-Spalte im norischen Hallstätterkalk.

Ortsangabe: Knapp 2 km Luftlinie westlich von Hallstatt, am Gipfel des Steinbergkogels in 1200 m Seehöhe auf Blatt 96 (Bad Ischl) der ÖK 1:50.000 gelegen. Der Steinbergkogel bildet eine auf der Karte nicht benannte Kuppe südlich des Ferdinandstollen-Mundloches (1150 m) des Hallstätter Salzbergwerkes (Abb. 23). Weitere 200 m südlich liegen entlang des Nordfusses des Sommeraukogels – eines Ausläufers des Solingerkogels (1406 m) – die bekannten norischen Ammonitenlager des Salzkammergutes (KRYSTYN 1980; KRYSTYN, SCHÄFFER & SCHLAGER 1971a, b).

Beschreibung:

Südrand und Gipfel des Steinbergkogels werden von dickbankigem, mittelsteil nordfallendem Hallstätterkalk im Übergang von Hangendrot- zu Hangendgraukalk (sensu SCHLAGER 1969) aufgebaut. Von dort stammt das auf Abb. 24 wiedergegebene Detailprofil mit den fossilreichen Spaltenfüllungen. Die Normalfazies ist ein – bis auf Einzelfunde von Ammoniten und Heterastridien – makrofossilleerer Biomikrit (bioklastischer wackestone), der von zwei altersverschiedenen Spaltengenerationen durchschlagen wird. Einer kleinen älteren,

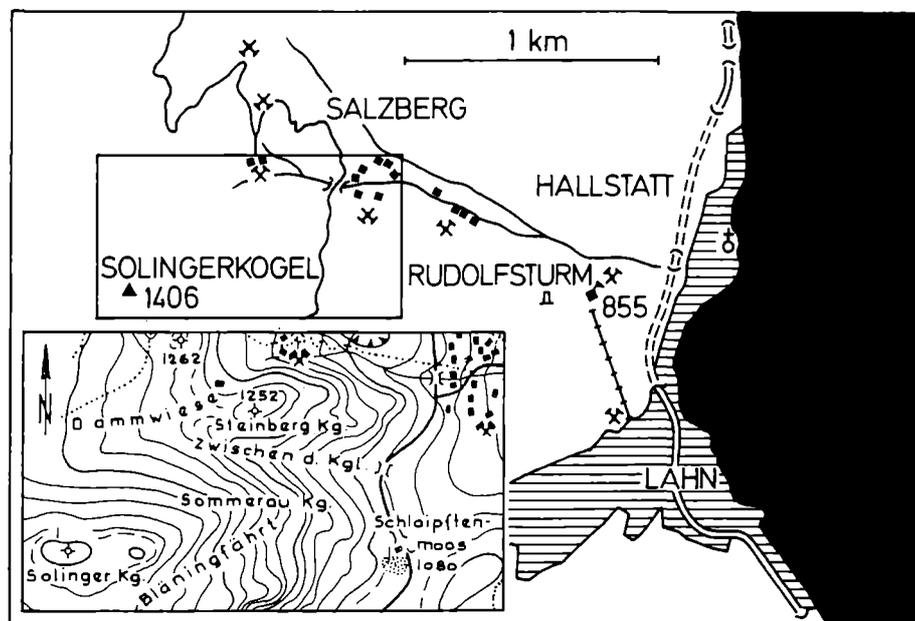


Abb. 23: Lageskizze des Steinbergkogels (Exkursionspunkt B/5) am Hallstätter Salzberg.

auf den Basalteil des Profiles beschränkten Querspalte mit juvenilen, sparitischen Schalenkonzentrationen von *Monotis salinaria* untersevatischen Alters. Die zweite ist lateral und vertikal weiter verbreitet und beginnt im Gipfelbereich, von wo sie sich 2–3 m ins Liegende fortsetzt. Sie besteht aus einem lockeren Netzwerk von bis zu 50 cm breiten Querspalten, die über eine Fläche von mehr als 50 m<sup>2</sup> verteilt sind und sich durch Matrix, Farbe und Fossilführung deutlich vom Umgebungsgestein abheben. Erstere ist entweder bunt (gelblich-violett) und mikritisch oder weiß und sparitisch mit wechselndem Gehalt an schichtparallel eingeregelt und geopetal verfüllten Ammonitengehäusen bzw. Ammonitenschill. Häufig sind ferner isolierte Crinoidenstielglieder, die sich lokal zu Crinoidenspat verdichten, weshalb MOJSISOVICS (1893:808) den Fundpunkt als „weiße Crinoidenkalk-Linse des Steinbergkogels“ bezeichnet hat.

Die Ammonitenfauna (KRYSTYN 1988:29) ist gekennzeichnet durch die Dominanz leiostraker (*Arcestes*, *Megaphyllites*, *Rhacophyllites*) und die Präsenz heteromorpher Formen (*Rhabdoceras*, *Vandaites*), von denen letzterer das unterrhätische Alter bestätigt. Obwohl quantitativ sehr reich, läßt sich wegen fehlender Fe-Oxid-Umkrustung nur ein Bruchteil der Fauna bergen. Weitere Begleiter sind Crinoiden (s. o.), kleinwüchsige, oft einklappige Brachiopoden sowie seltene Gastropoden (vgl. SPENGLER 1919:361).

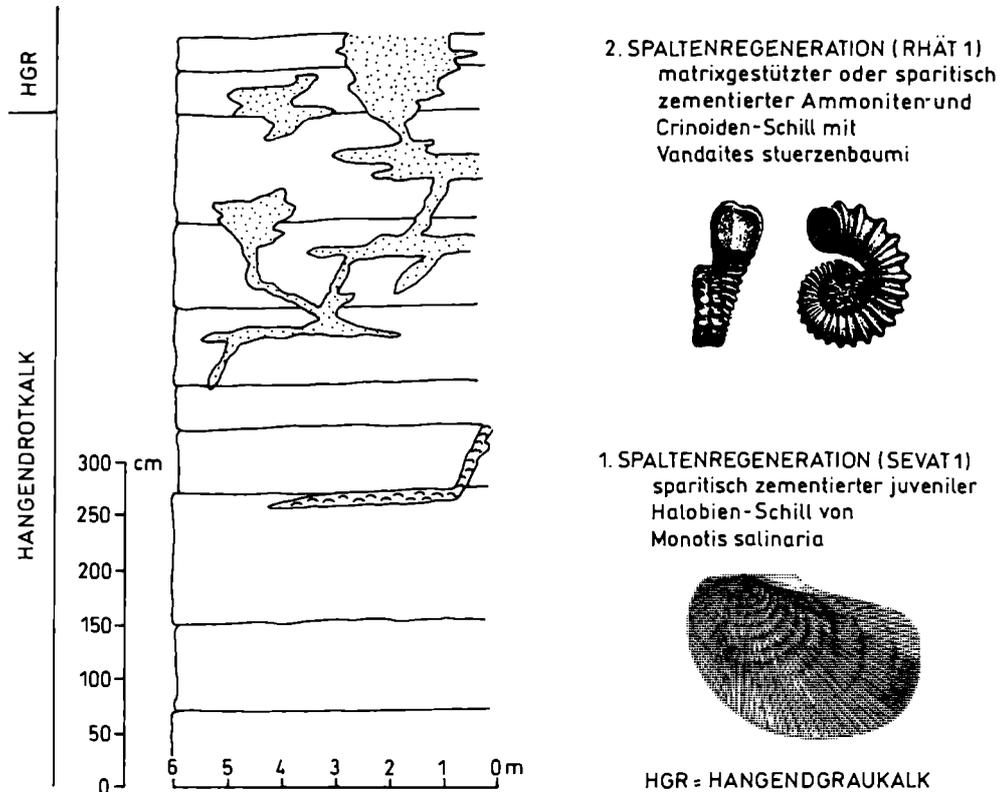


Abb. 24: Detailprofil vom Gipfel des Steinbergkogels mit zwei Generationen von Q-Spalten, die als Fossilager dienen.

#### Genese:

Sowohl die einheitliche, nicht durch Hartgründe unterbrochene Abfolge innerhalb des Spaltensystems als auch die Normalwüchsigkeit und krustenlose Erhaltung der Fossilien, sowie die Einklappigkeit der Brachiopoden deuten auf ein allochthones, vom Meeresboden in die Spalte verschwemmtes, dort aber rasch plombiertes Vorkommen hin. Über die Tiefe des rhätischen Spaltensystems sind wegen der fehlenden Überlagerung nur bedingt Aussagen möglich. Sie hat nach Vergleichsprofilen mindestens 10–15 m betragen.

#### Bedeutung:

Bislang einzige rhätische Ammonitenfauna in einer Hallstätterkalk-artigen Matrix.

Literatur: KRISTYN (1988); MOJSISOVICS (1873–1902); MOSHER (1968); SCHÄFFER et al. (1976); KRISTYN, SCHÄFFER & SCHLAGER (1971b); SPENGLER (1919).

## B/6: Die Megalodonten-Lager des Loser

Thema: Bivalven-In situ-Lagerstätten im gebankten Dachsteinkalk (Oberrhät/Rhät).

Ortsangabe: Mehrere Aufschlüsse entlang der Loser-Panorama-Straße zwischen 1250 m und 1600 m Seehöhe (Abb. 25). Der Loser (1837 m) bildet die Nordumrahmung des Altausseer Sees und gilt als der Aussichtsberg des steirischen Salzkammergutes. Er liegt auf der Nordhälfte des Blattes 96 (Bad Ischl) der ÖK 1:50.000 und wird, von der Bundesstraße 145 in Bad Aussee nach Norden abzweigend, über Altaussee erreicht.

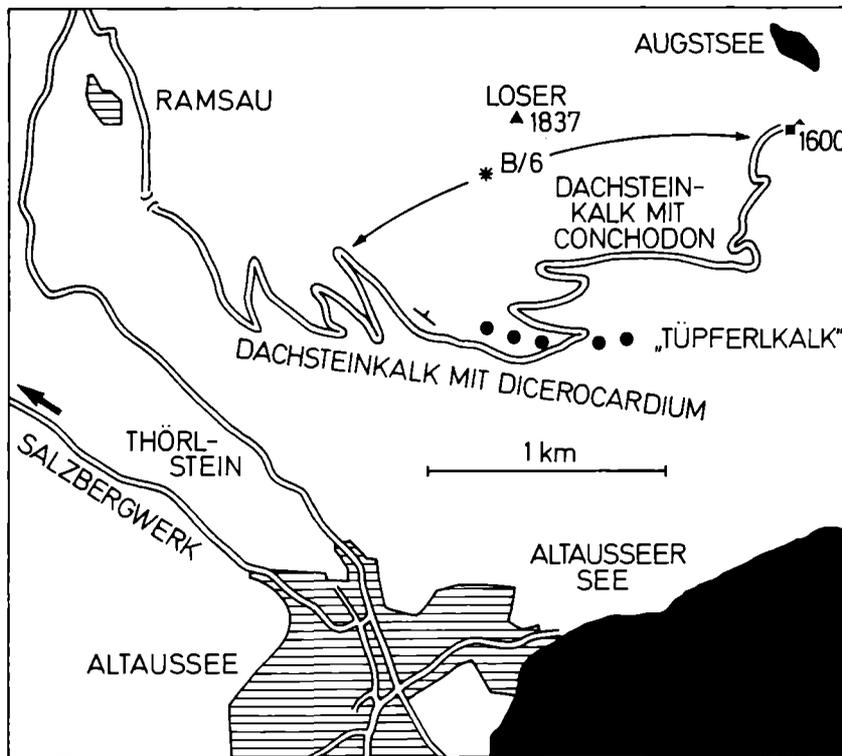


Abb. 25: Lageskizze des Exkursionspunktes B/6 am Loser bei Altaussee.

### Beschreibung:

Ursprünglich zur Erschließung des Wintersportgebietes am Augstsee geplant, hat sich die Loserstraße inzwischen auch zu einer sommerlichen Touristenattraktion entwickelt. Ihrem Bau verdanken wir großzügige, anfangs fast durchgehende Aufschlüsse im Dachsteinkalk über mehrere Kilometer Länge. Ab etwa 1250 m Seehöhe wird bis zum Straßenende in 1600 m Höhe eine relativ flach liegende, ca. 250–300 m dicke Karbonatplattform-Entwicklung

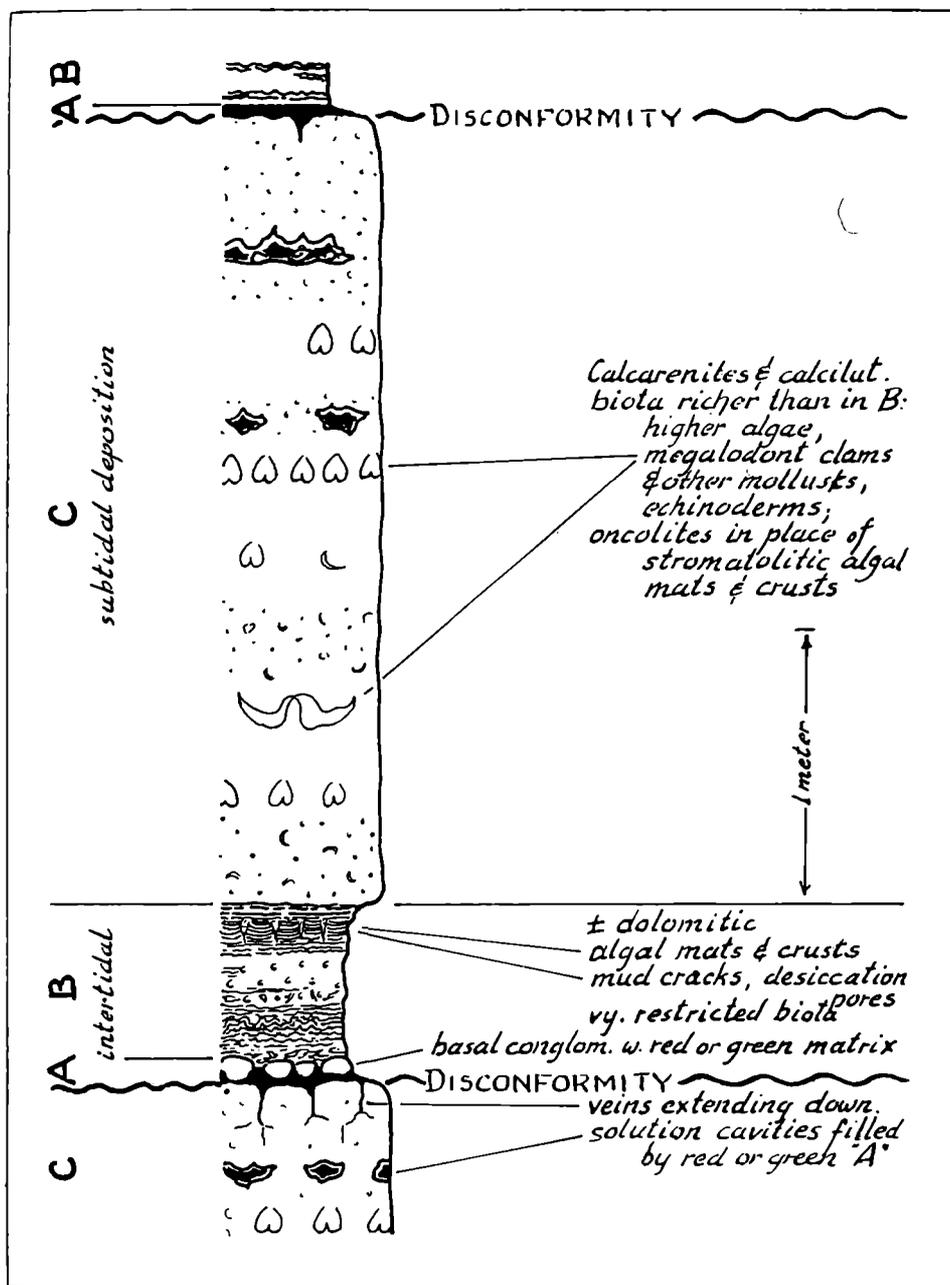


Abb. 26: Loferer Zyklus im gebankten Dachsteinkalk, nach FISCHER (1964).

erschlossen, in der zwei Hauptfaziesbereiche, die durch eine geringmächtige, dunkelgraue, intraklastreiche Gerüstbildnerfazies (Tüpfelkalk sensu LOBITZER 1972) getrennt werden, zu unterscheiden sind: eine obere, rund zwei Drittel der angeführten Mächtigkeit einnehmende Serie von Dachsteinkalk in Loferer Fazies (sensu A. G. FISCHER 1964) einer inneren, zyklisch gebank-

ten Plattform. Ein Zyklus besteht im Idealfall aus drei Abschnitten (Abb. 26): einem buntgefärbten (rot bis grün), diskonform auflagernden, geringmächtigen, fossilieeren **Glied A**, das als supratidal gebildetes Residualsediment interpretiert wird; einem darüberfolgenden, etwas dickeren, laminierten, dolomitischen, von FISCHER als Loferit bezeichneten **Glied B**, das intertidale Algenmatten verkörpert; und dem meist mächtigen **Glied C**, das aus subtidal gebildetem hellen, biogen-reichen Kalk (mitunter auch Dolomit) besteht, und wegen seines Reichtums an megalodontiden Bivalen auch als Megalodontenkalk (bzw. Megalodontenfazies) bezeichnet wird. Daneben sind auch Stockkorallen (*Retiophyllia*) in situ, kalkige Algen (*Heteroporella*, *Griphoporella*, *Cayeuxia*, *Solenopora*), und vor allem Foraminiferen (*Aulotortus*, *Triasina*) häufig. Mikrofazial dominieren bioclastic und peloidal wackestones, in denen die Megalodonten-Gattungen *Conchodon* und *Rhaetomegalodon* in Lebensstellung – doppelklappig mit den Wirbeln nach unten – kolonienartige Großcluster (Abb. 27) bilden, deren Anschnittsflächen im angewitterten Gestein die bekannten „versteinerten Kuhtritt“-Muster hervorrufen.

Der untere Bereich unterscheidet sich durch das Fehlen der Teilglieder A und B, sodaß also eine faziell abweichende einheitlich subtidale Entwicklung vorliegt. Der Kalk ist fast weiß, gröber und etwas reicher an Gerüstbildnern (Korallen, Calcispongien, *Cheilosporites*, Hydrozoen). In der Mikrofazies sind oncoidal grain- und packstones häufig und die Megalodontaceenfauna wird von der Gattung *Dicerocardium* beherrscht. Letztere besitzt aufgrund des Fehlens der ansonsten vorherrschenden vadosen Diagenese noch die – in Calcit umgewandelte – Schale, welche mehrere Zentimeter Dicke erreicht und durch randlich hochgebogene Flügel auffällt. Diese Krempe setzt an der Wirbelbasis an und verbreitert sich vor allem am Vorderrand beträchtlich; zusammen mit dem ebenfalls verbreiterten und abgeflachten Vorderende verleiht sie der bis 50 cm großen, langgestreckten Muschel das Aussehen eines Texanerhutes (Abb. 28), wie SEILACHER einmal zutreffend bemerkt hat.

Nach der paläontologischen Analyse von ZAPFE (1981) handelt es sich bei *Dicerocardium* um eine Aufliegerform, die sich durch Abflachung und randliche Schalenvergrößerung gegen das Einsinken (Abb. 28) schützt. Massive und stark eingedrehte, nach unten weisende Wirbel wirkten als Anker und verliehen jene Stabilität, die bei den im Schlamm steckenden Megalodontiden sonst das umgebende Sediment ausübte. Eine weitere Funktion des aufgebogenen Krempenrandes sieht ZAPFE in einer möglichen „Lenkung des Wasser- und damit Nahrungsstromes zum Hinterende der Schale (Siphonalregion)“. Das Auftreten bzw. Fehlen bestimmter Megalodontaceen-Typen muß also nicht unbedingt eine stratigraphische Bedeutung haben (vgl. VEGH 1982) sondern könnte genauso Ausdruck unterschiedlicher palökologischer Bedingungen in der faziell durchaus differenzierten Dachsteinkalk-Lagune sein.

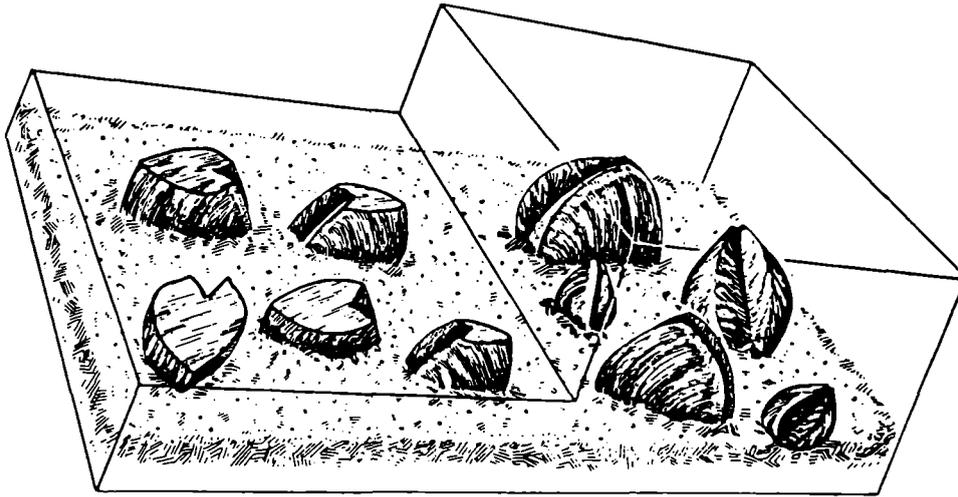


Abb. 27: Megalodontenkolonie der Gattung *Conchodon* in Lebensstellung, nach ZAPFE (1957).

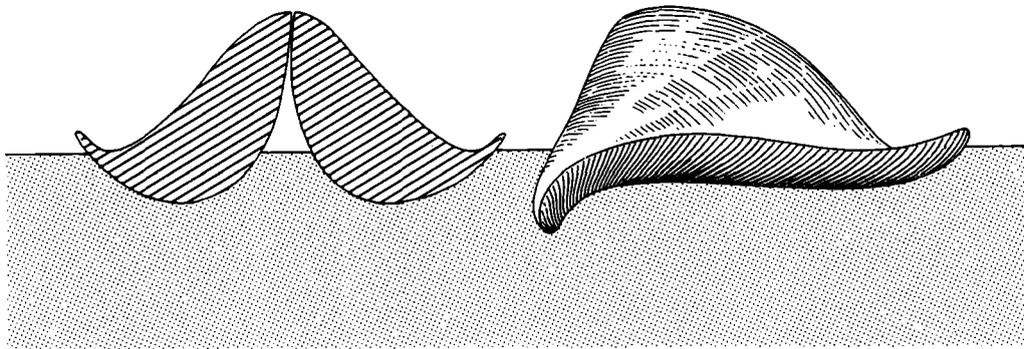


Abb. 28: Schematische Lebensstellung von *Dicerocardium petasus* ZAPFE im Querschnitt und in Seitenansicht.

#### Genese:

Obwohl Megalodonten-Lagen im Dachsteinkalk nicht selten sind, überwiegen Bänke ohne solche bei weitem. Die Frage ihrer Entstehung ist deshalb schon frühzeitig aufgeworfen und in verschiedene Richtung beantwortet worden. So spricht sich ZAPFE (1957) für ein Absterben durch plötzliches Verschütten, CZURDA (1973) dagegen für eines durch übermäßige Zunahme der

Salinität aus. Megalodontenspezialisten (TICHY 1973; VEGH 1982) meinen allerdings übereinstimmend, daß diese Formen hypersalines Wasser durchaus vertragen konnten. Das Massensterben betrifft in der Regel adulte Exemplare in ursprünglicher Lebensstellung mit einem Umgebungssediment, das sich von dem der restlichen Bank nicht unterscheidet. Rasche Verschüttung etwa infolge eines Sturmereignisses sollte aber eine entsprechende Spur in Form einer Tempestit- oder Sturmschillage hinterlassen.

Eine weitere, so einleuchtende wie banale Deutung verdanke ich Herrn Dr. W. E. PILLER, der mich auf die heute vertretene These einer filtrierenden, zooxanthellaten Lebensweise aufmerksam gemacht hat, wo die Ernährung über Stoffwechselprodukte symbiontischer Algen abläuft. Geht nach dem Erreichen einer bestimmten Größe die Fähigkeit der Muscheln zur Motilität verloren, sind ganze Megalodontenpopulationen zum Absterben verurteilt und bleiben solchermaßen ohne Merkmale eines äußeren Einwirkens als echte In situ-Lagerstätten erhalten.

Literatur: FLÜGEL (1975); LOBITZER (1972); PILLER (1981); ZAPFE (1981).

## **B/7: Das Korallenriff vom Gosausee**

Thema: Großflächige In situ-Riffbauten (patch reefs) im Dachsteinriffkalk (Obenor).

Ortsangabe: Ca. 7 km südlich von Gosau, auf der Südhälfte des Blattes 95 (Hallein) der ÖK 1:50.000 gelegen. Der Weg führt vom Westende des von Dachstein und Gosaukamm malerisch umrahmten Gosausees zunächst am nördlichen Ufer 600 m nach Osten und folgt dann einer nordwärts abzweigenden Forststraße in Richtung Ebenalm. Nach rund 60 Höhenmetern, die mit drei Serpentinaen überwunden werden, verläuft die Straße nun leicht hangansteigend gegen Westen, wobei auf eine Länge von rund einem Kilometer zwischen 1020 und 1080 m Seehöhe reichlich Riffbauten in den Straßenarissen aufgeschlossen sind (Abb. 29).

### Beschreibung:

Der in der Umgebung des Gosausees weit verbreitete und fossilreiche Dachsteinriffkalk (Abb. 30) besteht geographisch aus zwei Blöcken, die durch die NW-SE verlaufende Seenfurche getrennt werden. Der Südwestblock wird vom Gosaukamm eingenommen, dessen Fazies und – großteils umgelagerte – Fauna schon Gegenstand zahlreicher Untersuchungen (FLÜGEL 1960, 1962, 1975a,

b; KOLLMANN 1964; SCHLAGER 1967a, b; KRYSZYN 1972; WURM 1981, 1982 ZAPFE 1962, 1967a) war.

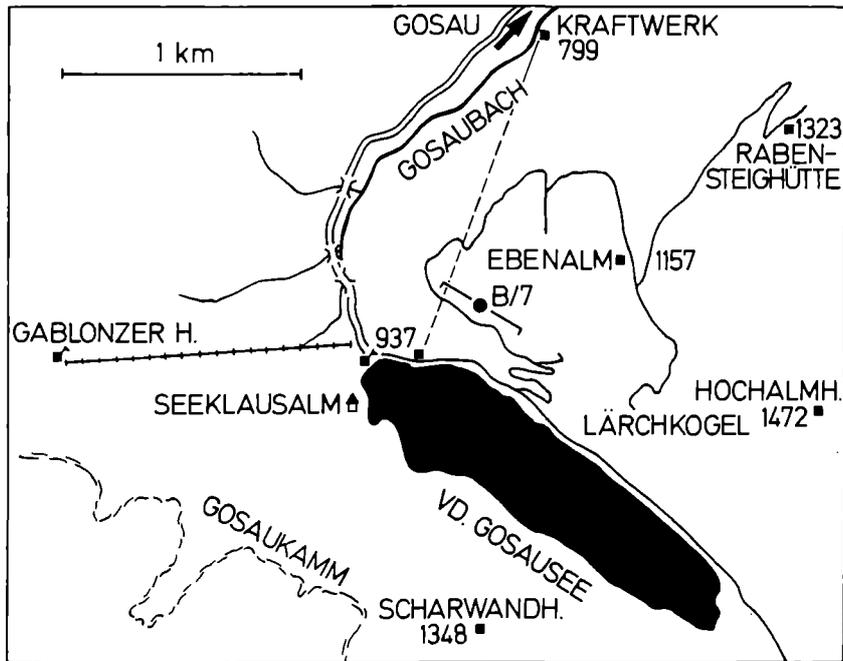


Abb. 29: Lageskizze des Exkursionspunktes B/6 am Nordrand des Gosausees.

Der Gosaukamm besitzt an seiner bislang untersuchungsmäßig bevorzugten Westflanke aber eine Sonderfazies aus mächtigen, groben Brekzien eines zum Teil kollabierten Plattformrandes, weshalb wir auf ihn hier nicht näher eingehen wollen. Unser Ziel gilt vielmehr dem direkt mit dem Dachsteinmassiv verbundenen Gebiet nördlich der Seefurche, wo einer jener, für die Kalkalpen so seltenen, zusammenhängenden Faziesübergänge von der Lagune ins Becken (Abb. 30) erhalten geblieben ist. Die obernorische Plattform wird hier von einem, sich mindestens 500 m über das Pötschen-Becken vorbauenden Hang begrenzt, der aus 20–30° gegen Südwest einfallenden, undeutlichen Klinoformen im Zehnermeter-Bereich besteht. Auf dieser Böschung wachsen weit verbreitet teils einzelne, im Bereich des Exkursionszieles auch flächenhaft angereicherte build ups, die mikrofazial wohl als boundstones anzusprechen, im Detail aber leider unbearbeitet sind, und sich vom typischen Dachsteinriffkalk durch das Zurücktreten der Riffschuttbrekzien unterscheiden. Unter den vielen in situ stehenden Gerüstbildnern dominieren Kalkschwämme (Abb. 31) und Korallen (Abb. 32), die vor allem durch Spongiostromata-Krusten (vgl. WURM 1982)

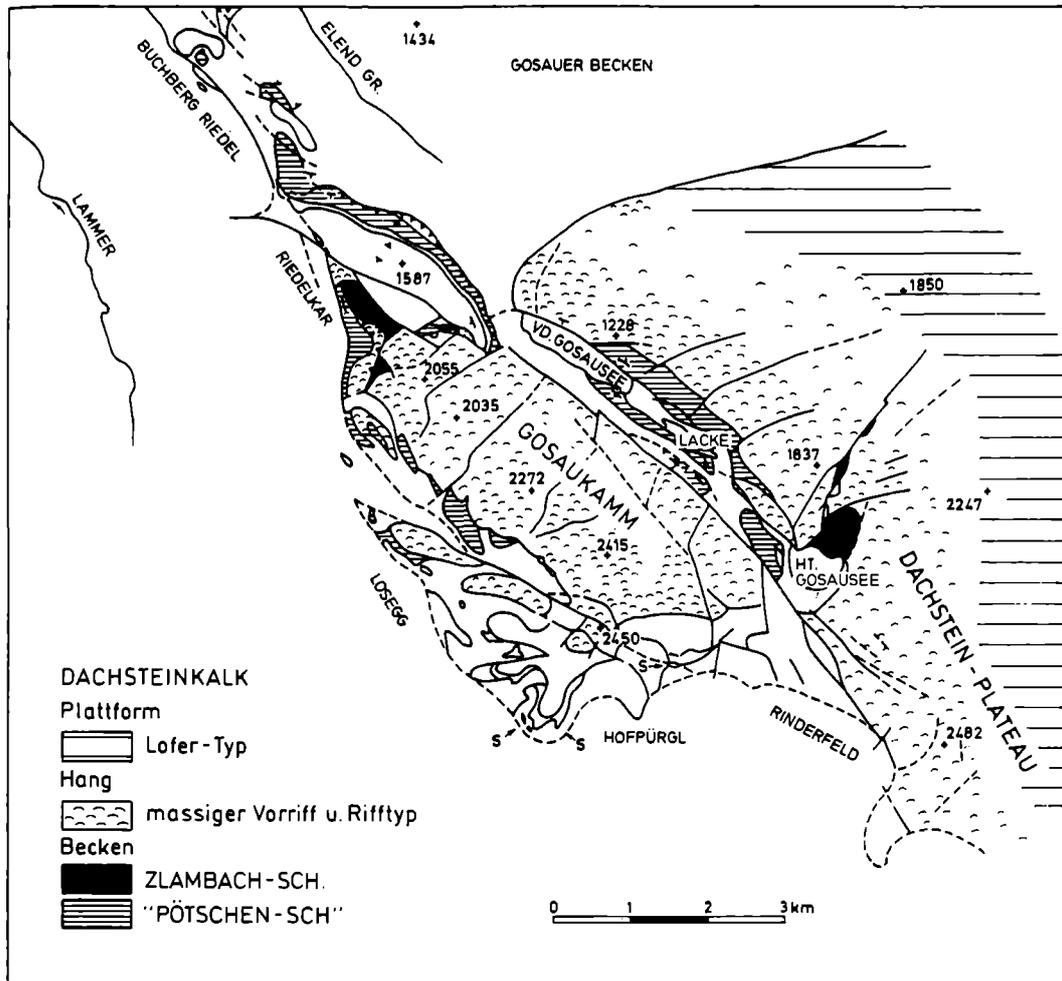


Abb. 30: Fazies der oberen Trias im Gosauseegebiet, modifiziert nach MANDL (1984).

zu größeren Bauten verbacken sind. In den Zwischenräumen (Höhlen) ist feiner, zum Teil geopetal verfüllter Schutt verbreitet.

#### Genese:

Wie das rezente Beispiel anschaulich demonstriert, sind Riffe im Starkströmungsbereich (Brandung) fossil praktisch nicht erhaltungsfähig. Der Ort für die Überlieferung von gewachsenen Riffstrukturen als In situ-Lagerstätten ist daher eher ein strömungsärmerer tieferer Wasserbereich, der auch von episodischen Zerstörungen durch Sturmfluten oder Sedimenttransporte (Rutschungen etc.) möglichst verschont bleibt, und in dem das Riffwachstum vorwiegend vom Sedimentanfall gesteuert wird.

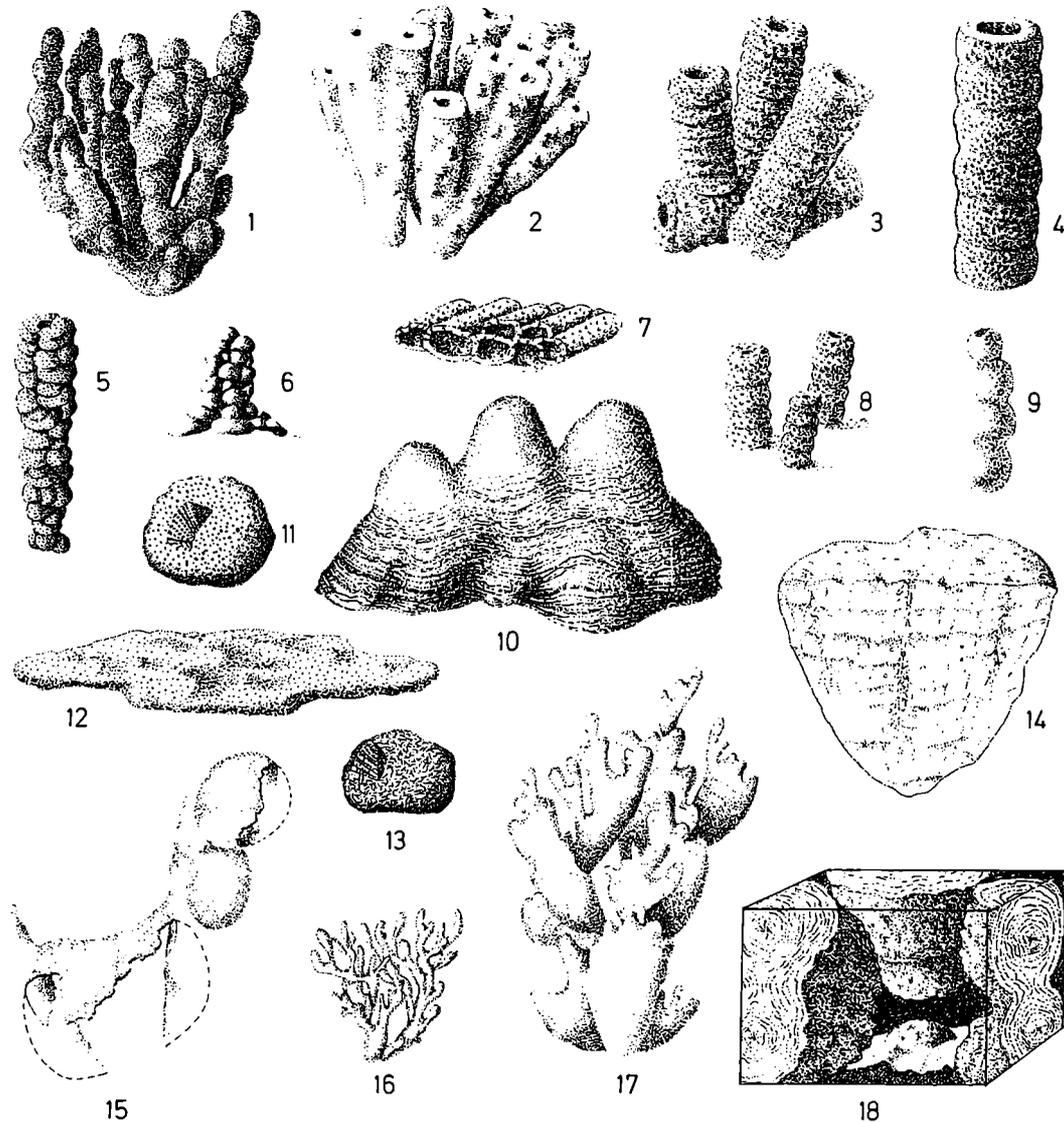


Abb. 31: Riffbildner des Dachsteinkalkes (nach ZANKL 1969): Kalkschwämme (1-9), Hydrozoen (10-14), Kalkalgen (15-18). *Peronidella* (?) sp., x 0,5 (1), *Peronidella fischeri* FLÜGEL, x 0,35 (2), *Polytholosa* sp., x 0,4 (3), *Polytholosa* cf. *cylindrica* SEILACHER, x 0,15 (4), *Cystauletes* sp. 1, x 0,25 (5), Sphinctozoe, gen. ind., x 0,12 (6), *Colospongia* sp. 1, x 0,4 (7), *Polytholosa* sp. 2, x 0,5 (8), *Deningeria* aff. *tenuissima* (WILCKENS), x 0,5 (9); *Lamellata waehneri* FLÜGEL & SY, x 0,5 (10), *Stromatomorpha stylifera* FRECH, x 0,25 (11), *Stromatomorpha rhaetica* KÜHN, x 0,25 (12), *Spongiomorpha minor* FRECH, x 0,25 (13), *Disjectopora* sp. 1, x 0,25 (14), *Thaumatoporella* aff. *parvovesiculifera* (RAINERI), x 2 (15), *Solenopora* sp. 1, x 0,2 (16), *Solenopora* aff. *alcicornis* OTT, x 0,5 (17), Spongiostromata-Krusten, x 0,5 (18).

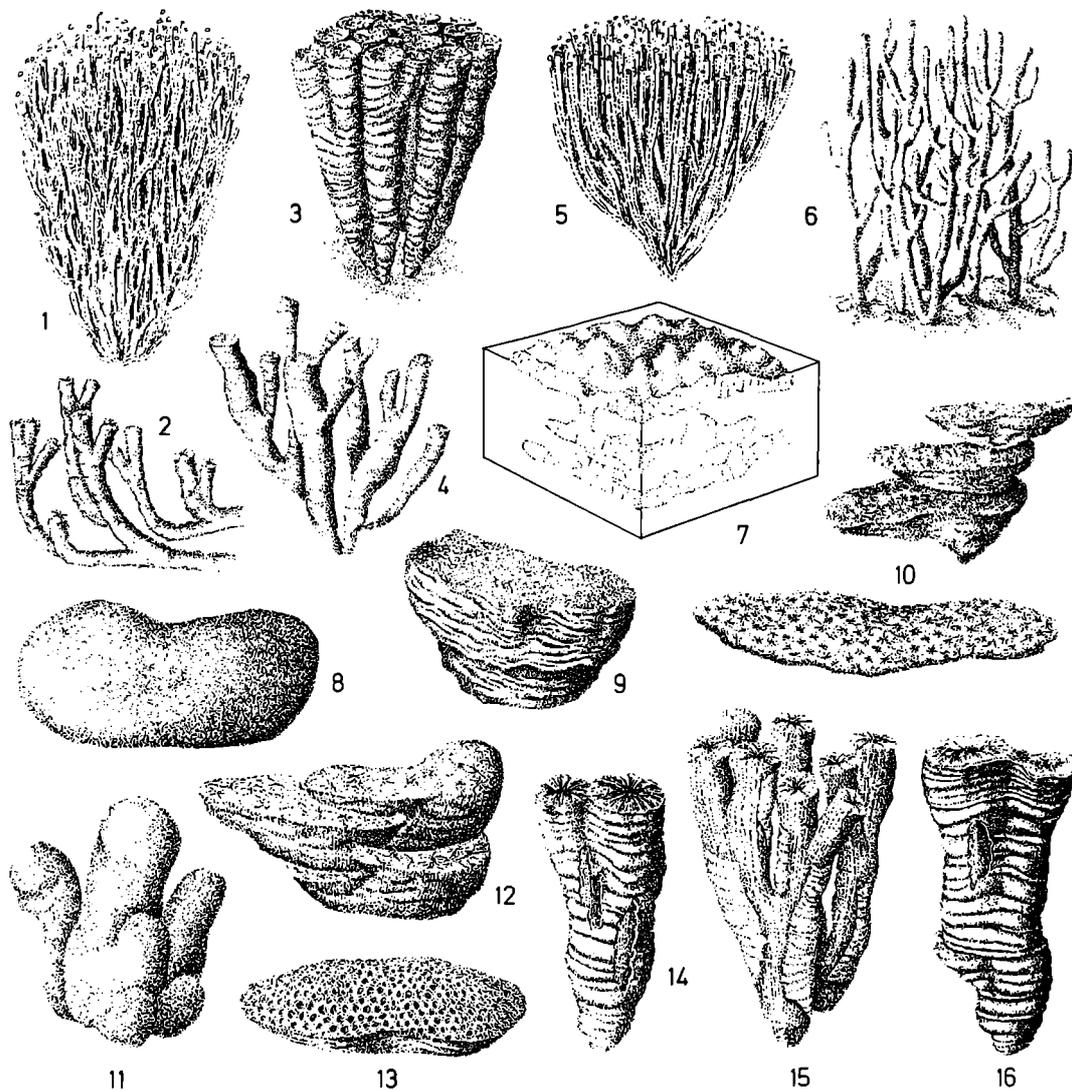


Abb. 32: Riffbildner des Dachsteinkalkes (nach ZANKL 1969): *Retiophyllia clathrata* (EMMRICH), Form B, x 0,04 (1), *Retiophyllia* sp. 1, x 0,08 (2), *Styllophyllum polyacanthum* REUSS, x 0,2 (3), *Pinacophyllum* sp. 2, x 0,5 (4), *Pinacophyllum* sp. 1, x 0,05 (5), *Astraeomorpha confusa* WINKLER, Form A, hochwüchsig, x 0,15 (6), *Astraeomorpha confusa* WINKLER, Form B, plattig, x 0,1 (7), *Palaeastraea grandissima* (FRECH), x 0,08 (8), *Coccyphyllum sturi* REUSS, x 0,15 (9), *Pamiroseris rectilamellosa* (WINKLER), x 0,35 (10), *Actinastrea juvavica* (FRECH), x 0,2 (11), *Oedalmia norica* FRECH, x 0,25 (12), *Elysastrea* sp. 1, x 0,2 (13), *Distichophyllia* ? *marmorea* FRECH, x 0,16 (14), *Distichophyllia* ? *reussi* MILNE-EDWARDS & HAIME, x 0,1 (15), *Procycolithes triadicus* FRECH, x 0,15 (16).

Literatur: FLÜGEL (1960); GANSS, KÜMMEL & SPENGLER (1954); SCHLAGER (1976b); TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN (1970); WURM (1982).

## B/8: Das Korallenlager der Fischerwiese

Thema: Resediment-Lagerstätte von patch reef-Assoziationen in bathyalen Zlambach-Schichten (Rhät).

Ortsangabe: Die Salzkammergut-Bundestraße B 145 ca. 400 m westlich Unterlupitsch (Blatt 96: Bad Ischl der ÖK 1:50.000) gegen Norden in Richtung Oberlupitsch verlassend, gelangt man nach etwa 1,5 km am Westfuß des Klammeckkogels (973 m) zum Oberlauf des Leislingbaches – einer flachhügeligen, sumpfigen Wiesenregion mit waldgesäumten Gräben (Abb. 33). Einer von ihnen wird im Volksmund als Waldgraben oder Korallenbach (KRISTAN-TOLLMANN 1964) bezeichnet und zweigt bei einer kleinen Brücke in nördliche Richtung ab. Aus ihm stammt die Hauptmasse der Fossilien, wobei wegen der überaus bescheidenen Aufschlußverhältnisse das Sammeln im Schutt des Bachbettes lohnender ist als im Anstehenden.

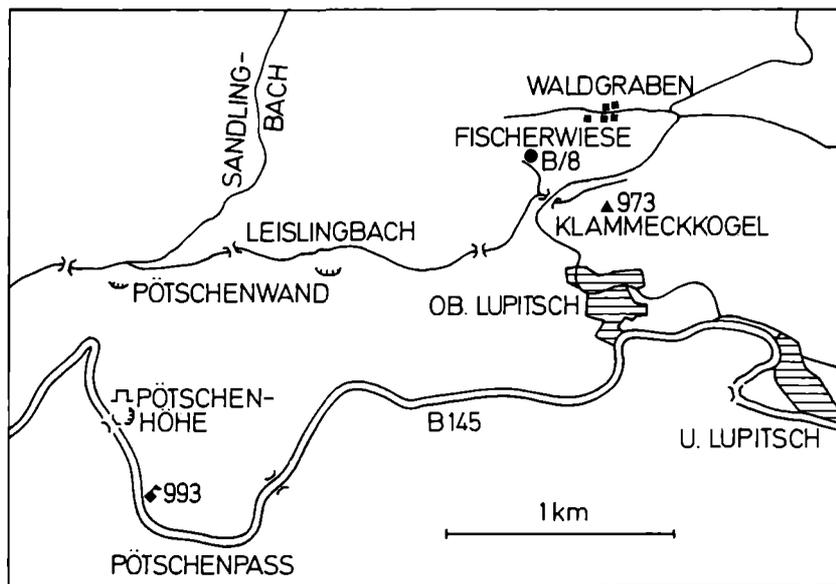


Abb. 33: Lageskizze des Exkursionspunktes B/8 auf der Fischerwiese bei Oberlupitsch (Steiermark).

### Beschreibung:

Nach KRYSZTYN 1988 lassen sich im Bereich der Ischl-Ausseer Hallstätter Zone die auf das Rhät beschränkten Zlambach-Schichten (exklusive der

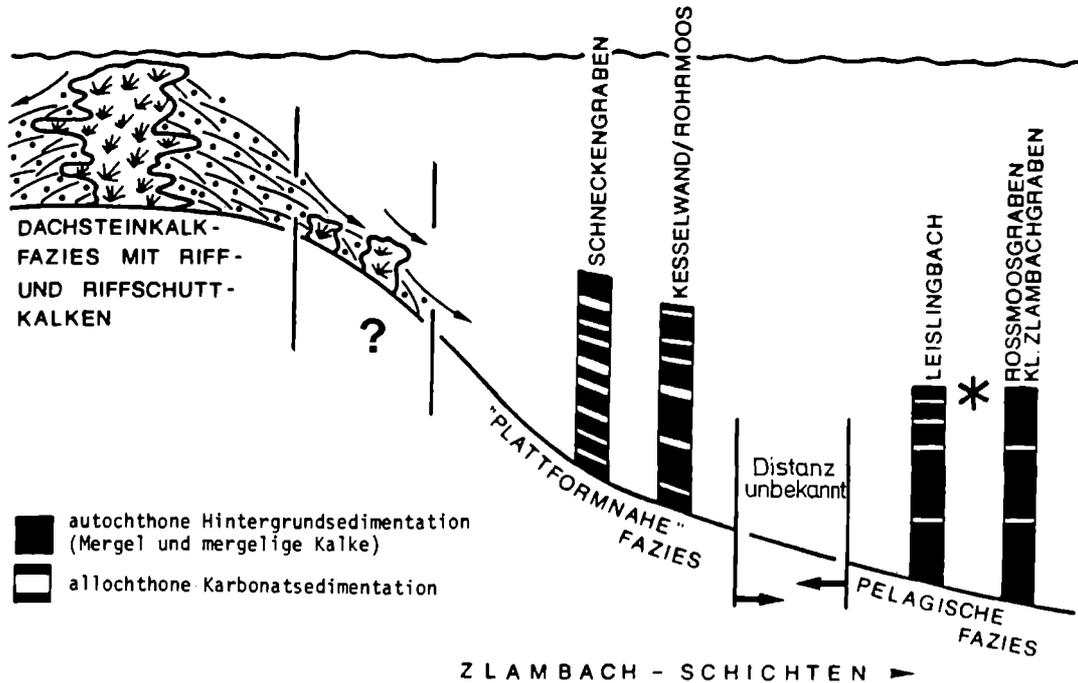


Abb. 34: Ablagerungsmodell der Zlambach-Schichten nach MATZNER (1986). Der „?“-Bereich entspricht dem Herkunftsort, der „\*“-Bereich dem Einbettungsort der Korallenmergel-Fauna der Fischerwiese.

„*Cochloceras*-Mergel“) in zwei Member gliedern: in ein 30–40 m mächtiges unteres, das aus einer Wechselfolge dm-gebänkter, bioturbater, fossilreicher (Ammoniten, *Otapiria*) Mergelkalke mit cm- bis m-dicken, olivgrauen Mergel besteht. Diese Serie wird auch als Untere Zlambach-Schichten bezeichnet und führt 5–30 cm dicke, sparitisch zementierte allochthone, arenitische Kalkbänke mit reichlich Crinoiden, Filamenten, Schwammnadeln und Foraminiferen, wobei letztere eine Mischung aus Flachwasser- und Beckenfauna darstellen (MATZNER 1986:20). Hauptverbreitungsgebiet des unteren Members sind die Oberläufe des Rossmoosgrabens (HOHENEGGER & PILLER 1977), des Zlambachgrabens und des Kleinen Stambachgrabens (KRYSZYN 1988) sowie der Unterlauf des Großen Zlambachgrabens (Profile 1 und 4 in MATZNER 1986:16).

In den ca. 70–100 m mächtigen Oberen Zlambach-Schichten geht der Anteil der autochthonen Kalkbänke stark zurück und beschränkt sich auf seltene 0,5–1 m dicke, stark bioturbate, fleckenmergelartige fossilarme Mergelkalke. Es dominieren schwarze, zum Teil gebänderte Tonmergel mit mm-großen Pyritkonkretionen, die – abgesehen von einzelnen Pyritnuklei von Ammoniten – praktisch makrofossilfrei sind. Auch die autochthone Mikrofauna, insbeson-

dere die Foraminiferenfauna, ist ärmlich und von geringer Diversität (WEILAND 1991). Aufschlüsse der Oberen Zlambach-Schichten finden sich im Unterlauf des Rossmoosgrabens, des Kleinen und des Großen Zlambachgrabens, des Pichlerbaches (MATZNER 1986) und vor allem auf der Fischerwiese.

In diese eintönige Serie sind gegen das Hangende zunehmend Schüttungen von Flachwasserorganismen eingelagert, bestehend aus Gerüstbildnern (Korallen, Kalkschwämme, Hydrozoen), Mollusken, Echinodermen, Foraminiferen, Ostrakoden und Kalkalgen. Die lithologische Palette der Schüttungen ist sehr breit und reicht von kompakt-harten, spätigen, dm-starken, gradierten Schuttkalken, die TOLLMANN (1960) als „Zlambachkalke“ differenziert, über tonig-mergelige Biodetrituskalke zu frei in einer tonigen Matrix schwimmenden Biogen-Konzentratlagen vom Typus der Korallenmergel der Fischerwiese. Von dort haben mehrere, oder möglicherweise nur eine einzige und mehrfach versetzte, wenige Zentimeter dicke Lagen die reichste Invertebraten-Flachwasserfauna der kalkalpinen Obertrias geliefert (vgl. FLÜGEL 1975:128): Korallen (53 Taxa, zumeist koloniebildend; FRECH 1890), Kalkschwämme (4 Arten), Hydrozoen (3 Arten), Bryozoen (3 Arten), Bivalven (ca. 30 Arten; ZAPFE 1967b), Gastropoden (15 Arten; ZAPFE 1967b), Cephalopoden (12 Arten, darunter *Choristoceras marshi*, ZAPFE 1967b), Brachiopoden (7 Arten; ZAPFE 1967b), div. Echinodermen; Foraminiferen (ca. 250 Arten; KRISTANTOLLMANN 1964), Ostrakoden (ca. 70 Arten; BOLZ 1974), diverse Kalkalgen.

Gesammelt wurde nur zum Teil im Anstehenden, viel Material stammt auch aus den kleinen Schwemmkegeln des Bachunterlaufes bis zur oben erwähnten Straße (vgl. ZAPFE 1967b). Obwohl von den Unterseiten begleitender Schuttkalke Tiefwasser-Spuren (*Palaeodictyon*, siehe ZAPFE 1967b, Taf.6–8) bekannt sind und in diesem Zusammenhang bereits KITTL (1903) von einem „obertriassischen Flysch“ spricht, wurde die Fauna zumeist als  $\pm$  autochthon (ZAPFE 1967b) gedeutet und ein dementsprechend seichtes Bildungsmilieu für die Korallen-führenden Zlambach-Schichten postuliert (ca. 50 m ZANKL 1967; 10–30 m BOLZ 1974; FLÜGEL 1975). Erst PILLER (1981, 204 f.) weist auf die Möglichkeit größerer Umlagerungen hin und trennt zwischen den (Korallen-)Schüttungen aus dem Flachwasser und der autochthonen (Tiefwasser-)Fazies. Letztere wird von MOSTLER (1986) nach Studium der Kieselschwammfauna auf ca. 150 m Tiefe geschätzt, dürfte aber nach Geometrievergleichen der Plattform-Becken-Verzahnungen am Gosaukamm unter 250–300 m gelegen sein.

### Genese:

Aufbau und Zusammensetzung der Gerüstbildner-Assoziation der Korallenmergel weisen nach PILLER (1981) und MATZNER (1986) auf einen ursprünglichen Bildungsbereich in patches oder mud mounds am Beckenrand oder am Hang der Dachsteinkalk-Plattform in einer schon primär terrigenreichen Umgebung hin. In dieser paläogeographischen Position ist einerseits die Diversität sehr groß, das Auftreten pelagischer Nektonten (Ammoniten) erklärlich und andererseits eine für weiträumige Umlagerungen günstige Lage gegeben. So können Sturmereignisse mit ihrem bodennahen Rückstrom Teile dieser exponierten, bereits teillithifizierten (?), Kleinriffe exhumiert und in Form von Trübeströmen weit ins Zlambachbecken (Abb. 34) und damit in beträchtliche Tiefen (s. o.) verfrachtet haben, ohne größere Zerstörungsspuren (Abrollung, Disartikulation) selbst an den zarten Korallenstöcken zu hinterlassen. Diese Art der Umlagerung wird auch vor der Mikrofauna nicht haltmachen, nur sind mm-dünne Foraminiferen- und Ostrakoden-Schuttlagen als distale Ausläufer solcher Ereignisse im Gelände kaum erkennbar. Erklärt wird damit aber nicht nur die ungewöhnlich reiche Mikrofauna der Fischerwiese sondern auch das isolierte Vorkommen von anerkannten Flachwasserforaminiferen (*Triasina*, *Aulotortus*), in manchen Lokalitäten (HOHENEGGER & PILLER 1977; TOLLMANN 1976:286 f.). Ähnliches muß auch für die Ostrakoden gelten und läßt die viel zu seichte bathymetrische Einstufung der Zlambach-Schichten durch BOLZ 1974 (s. o.) in einem anderen Licht erscheinen.

### Bedeutung:

Resediment-Lagerstätten vom Typus Fischerwiese sind als Informationsquellen über zumeist nicht mehr erhaltene Faunen- und Faziesbereiche vieler tethyalen Beckenränder von unschätzbarem Wert. Ein weiteres Plus erwächst aus der Erhaltungsqualität der Organismen, und zwar in Form des ursprünglichen Gehäuse-Aragonits, die scharf kontrastiert zu den diagenetisch durch Lösung und Zementation stark veränderten autochthonen Faunen in den Karbonatplattformfaunen. So stammen z. B. die wichtigen Erkenntnisse WENDT's (1974, 1975) über Biomineralisation und Systematik obertriassischer Kalkschwämme und Stromatoporen aus einem Resediment-Lagerstättentyp („Citpitkalk“) der Cassianer Schichten; und so fungieren die Korallen der Fischerwiese (seit FRECH 1890) als Beschreibungsgrundlage für alle Tethys-Riffe der obersten Trias.

Schließlich belegt unser Beispiel, welch wichtigen Beitrag die Erkennung und Differenzierung von Resediment-Lagerstätten für eine widerspruchsfreie palökologische und bathymetrische Synthese von Fauna und Sediment liefert.

Literatur: BOLZ (1974); FLÜGEL (1975); FRECH (1890); KITTL (1903); KRISTAN-TOLLMANN (1964); KRYSZTYN (1988); MATZNER (1986); MEDWENITSCH (1958); MOJSISOVICS (1905); MOSTLER (1986); PILLER (1981); PISTOTNIK (1973); RONIEWICZ (1989); ZAPFE (1967b).

## Empfohlene Exkursionsroute

Von Wien über die Westautobahn (A 1) vorbei am Stift Melk (Barockjuwel) bis Ybbs, dann auf der B 25 über Gaming (mittelalterliche Kartause) nach Lunz, Göstling und Großreifling. Weiter durchs Ennstal zuerst auf der B 115 bis Admont (Stift), dann auf der B 112 bis Liezen und der B 308 bis Stainach. Von dort über die Salzkammergut-Bundesstraße (B 145) ins Salzkammergut-Seengebiet mit dem historischen Kern der alpinen Trias-Stratigraphie (im Raum Bad Ischl – Hallstatt – Bad Aussee). Von Bad Ischl zurück entweder auf der B 158 in Richtung Salzburg und Deutschland oder auf der B 145 über Gmunden zur Westautobahn und nach Wien.

## Literatur

- ABEL, O., 1906. Fossile Flugfische. — Jb. Geol. Reichsanst., **56**:1–88, 13 Abb., Taf. 1–3, Wien.
- ARTHABER, G. v., 1896. Die Cephalopodenfauna der Reiflinger Kalke. — Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung. Orients, **10**, 1. Abth.: 1–112, Abb. 1–10, Taf. 1–10; 2. Abth.: 192–242, Abb. 11–12, Taf. 23–27, Wien.
- ASSERETO, R., 1971. Die Binodosus-Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze. — Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I: **179**:25–53, 5 Abb., Wien.
- BESCHSTÄDT, T. & MOSTLER, H., 1974. Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **4(5/6)**:1–74, 4 Abb., 4 Tab., Taf. 1–4, Innsbruck.
- BEHRENS, M., 1973. Schwermineralverteilungen und Sedimentstrukturen in den Lunzer Schichten (Karn, Trias, Österreich). — Jb. Geol. Bundesanst., **116**:51–83, 19 Abb., 3 Taf., Wien.
- BENTON, M. J., 1986. More than one event in the late Triassic mass extinction. — Nature, **321**:857–861, London.

- BOLZ, H., 1974. Die Zlambach-Schichten (alpine Obertrias) unter besonderer Berücksichtigung der Ostrakoden. 2. Zur Stratigraphie und Fazies der Zlambach-Schichten. — Senckenberg. Lethaea, **55**:325–361, 2 Abb., 4 Taf., Frankfurt.
- BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W., 1986. Stratigraphie und Tektonik am Kalkalpensüdrand zwischen Zirl und Seefeld in Tirol (Exkursion D am 3. April 1986). — Jber. oberrhein. geol. Ver., N. F., **68**:67–92, 12 Abb., Stuttgart.
- CALLAWAY, J. M. & MASSARE, J. A., 1989. Geographic and stratigraphic distribution of the Triassic Ichthyosauria (Reptilia; Diopsida). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **178**/1:37–58, 4 Abb., Stuttgart.
- CZURDA, K., 1973. Fazies und Stratigraphie obertriadischer Megalodontenvorkommen der westlichen Nördlichen Kalkalpen. — Verh. Geol. Bundesanst., **1973**:397–409, 8 Abb., Wien.
- DIENER, C., 1921. Die Faunen der Hallstätter Kalke des Feuerkogels bei Aussee. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **135**:73–101, Wien.
- DIENER, C., 1926. Die Fossilagerstätten in den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes. — Sitzber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **135**:73–101, 1 Abb., Wien.
- DOBRUSKINA, I., 1988. Collections of the Lunz flora in Graz. — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, **47**:19–26, 1 Abb., Graz.
- DUAN SHUYING, 1987. A comparison between the Upper Triassic floras of China and the Rhaeto-Liassic floras of Europe and East Greenland. — Lethaea, **20**:177–194, 4 Abb., Oslo.
- EICHER, D. L. & DINER, R., 1985. Foraminifera as indicators of water mass in the Cretaceous Greenhorn sea, Western Interior. — [in:] PRATT, L. M., KAUFFMAN, E. & ZELT, F. B.: Fine-grained deposits and biofacies of the Cretaceous western Interior seaway: evidence of cyclic sedimentation processes. — Soc. Econ. Paleont. Min. Second Ann. Midyear Meeting, Fieldtrip No. 9: 60–71, 9 Figs., Tulsa (Okl.).
- FISCHER, A. G., 1964. The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. — Kansas Geol. Surv. Bull., **169**:107–149, 38 Abb., Lawrence.
- FISCHER, R., 1967. Zur Ökologie zweier Ammonitenfaunen aus dem Aalenium des Schneibsteins (Berchtesgadener Alpen). — Geologica et Palaeontologica, **1**:175–177, 1 Abb., Marburg.

- FLÜGEL, E., 1960. Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich), II. Untersuchungen über die Fauna und Flora des Dachsteinriffkalkes der Donnerkogel-Gruppe. — Verh. Geol. Bundesanst., 1960/2:241–252, Wien.
- FLÜGEL, E., 1962. Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich), III. Zur Mikrofazies der Zlambach-Schichten am W-Ende des Gosaukammes. — Verh. Geol. Bundesanst., 1962/1:138–146, 1 Abb., 5 Taf., Wien.
- FLÜGEL, E., 1975a. Kalkalgen aus Riffkomplexen der alpin-mediterranen Obertrias. — Verh. Geol. Bundesanst., 1974/2–3:297–346, 11 Tab., 4 Taf., Wien.
- FLÜGEL, E. (ed.), 1975b. International Symposium on Fossil algae, Erlangen 1975. Cuide Book. — 228 S., zahlr. Abb., Erlangen (Inst. f. Paläontologie).
- FLÜGEL, E., 1981. Paleocology and facies of Upper Triassic Reefs in the Northern Calcareous Alps. — Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., 30:291–359, 26 Abb., Tulsa (Oklahoma).
- FRECH, F., 1980. Die Korallen der Trias. – I. Die Korallen der juvavischen Triasprovinz. — Paläontographica, 37:1–116, Taf. 1–21, Stuttgart.
- FÜRSICH, F. T. & WENDT, J., 1977. Biostratinomy and paleocology of the Cassian Formation (Triassic) of the Southern Alps. — Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol., 22:257–323, Amsterdam.
- GALL, J. & BLOT, J., 1980. Remarquables gisements fossilifères d'Europe occidentale (fine fossiliferous localities in Western Europe). — Géobios., Mém spec. 4:113–175, 22 Abb., 7 Taf., Lyon.
- GANSS, O., KÜMEL, F., SPENGLER, E., 1954. Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. — Wiss. Alpenvereinshefte, 15: 3 Abb., 1 geol. Kt., 6 Taf., Innsbruck.
- GLAESSNER, M., 1931. Eine Crustaceenfauna aus den Lunzer Schichten Niederösterreichs. — Jb. Geol. Bundesanst., 81:467–486, 8 Abb., Taf. 15–17, Wien.
- GRIFFITH, J., 1977. The Upper Triassic fishes from Polzberg bei Lunz. — Zool. J. Linn. Soc., 60/1:1–93, 31 Abb., London.

- GRUBER, B., 1976. Neue Ergebnisse auf dem Gebiete der Ökologie, Stratigraphie und Phylogenie der Halobien (Bivalvia). — Mitt. Geol. Ges. Bergbaustud. Österr., **23**:181–198, 7 Abb., 1 Taf., Wien.
- HOHENEGGER, J. & PILLER, E., 1975. Ökologie und systematische Stellung der Foraminiferen im gebankten Dachsteinkalk (Obertrias) des nördlichen Toten Gebirges (Oberösterreich). — Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **18**:241–276, Amsterdam.
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W., 1977. Über ein Vorkommen von *Triasina hantkeni* MAJZON in Zlambachmergeln (Obertrias). — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **1977/2**:26–31, 1 Abb., Wien.
- HOHENEGGER, J. & TATZREITER, F. (im Druck): Multivariate morphometric methods in determination of ammonite species, exemplified through *Balatonites* shells (Middle Triassic). — J. Paleont., Tulsa (Okl.).
- HUCKRIEDE, R., 1958. Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. — Paläont. Z., **32**:141–175, Taf. 10–14, Stuttgart.
- JENKYNS, H. C., 1986. Pelagic environments. — [in:] READING, H. J.: Sedimentary Environments and Facies: 343–398, Oxford (Blackwell Scient. Publ.).
- JOHNSON, A. L. A. & MICHAEL, J. S., 1989. The timing and cause of Late Triassic marine invertebrate extinctions. Evidence from scallops and crinoids. — [in:] DONOVAN, S. K.: Mass extinctions: processes and evidence: 174–194, 4 Abb., London (Belhaven Press).
- KIESLINGER, A., 1925. Eine Meduse aus der alpinen Trias. — N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. **51**:494–502, 2 Abb., Taf. 14, Stuttgart.
- KITTL, E., 1903. Geologische Exkursionen im Salzkammergut (Umgebung von Ischl, Hallstatt und Aussee). — 9. Int. Geol. Kongreß, Exkursionsführer IV: 118 S., 14 Abb., Wien.
- KLAUS, W., 1960. Sporen der karnischen Stufe der alpinen Trias. — Jb. Geol. Bundesanst., Sdbd. **5**:107–184, 14 Abb., Taf. 28–38, Wien.
- KLAUS, W., 1966. Zwei Pflanzenreste der alpinen Trias mit Sporen (*Lueckisporites* und *Decussatisporites*). — Verh. Geol. Bundesanst., **1966**:172–177, Wien.

- KOLLMANN, H., 1964. Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich), VII. Funde von *Heterastridium conglobatum* REUSS (Heterastridiidae, Hydrozoa) im Dachsteinriffkalk und ihre stratigraphische Bedeutung. — Verh. Geol. Bundesanst., 1964:181–187, 1 Abb., Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., 1964. Die Foraminiferen aus den rhätischen Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Aussee im Salzkammergut. — Jb. Geol. Bundesanst., Sdbd. 10: 189 S., 6 Abb., 39 Taf., Wien.
- KRYSTYN, L., 1972. Conodonten im Dachstein-Riffkalk (Nor) des Gosaukammes (Salzburg). — Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 1972:51–54, 1 Abb., Wien.
- KRYSTYN, L., 1973. Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). — Verh. Geol. Bundesanst., 1973/1:113–153, 7 Abb., 5 Taf., Wien.
- KRYSTYN, L., 1978. Eine neue Zonengliederung im alpin-mediterranen Unterkarn. — Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 4:37–75, 15 Abb., 5 Taf., Wien.
- KRYSTYN, L., 1980. Triassic conodont localities of the Salzkammergut region. — Abh. Geol. Bundesanst., 35:61–98, 16 Abb., 4 Taf., Wien.
- KRYSTYN, L., 1988. Zur Rhät-Stratigraphie in den Zlambach-Schichten (vorläufiger Bericht). — Österr. Akad. Wiss., Sitzber. math.-naturwiss. Kl., Abt. 1, 196/3(1987):21–36, 2 Abb., Wien.
- KRYSTYN, L., 1990. A Rhaetian stage – chronostratigraphy, subdivision and their intercontinental correlation. — Albertiana, 8:15–24, 3 Abb., Utrecht.
- KRYSTYN, L., SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W., 1971a. Über die Fossilagerstätten in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 137/284–304, 9 Abb., Stuttgart.
- KRYSTYN, L. & SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W., 1971b. Der Stratotypus des Nor. — Annales Inst. Geol. Publ. Hungar., 54/2:607–629, 7 Abb., Budapest.
- KRYSTYN, L. & SCHLAGER, W., 1971. Der Stratotypus des Tuval. — Annales Inst. Geol. Publ. Hungar., 54/2:591–605, 5 Abb., Budapest.

- KRYSTYN, L. & SCHÖLLNBERGER, W., 1972. Die Hallstätter Trias des Salzkammergutes. — Exkursions-Führer Tagung Paläont. Ges., 1972:-61–106, 7 Abb., 1 Tab., Graz (Paläont. Ges.).
- LAHM, B., 1984. Spumellarienfauen (RADIOLARIA) aus den mitteltriassischen Buchensteiner-Schichten von Recoaro (Norditalien) und den obertriassischen Reiffingerkalken von Großreifling (Österreich). — Münch. Geowiss. Abh. (A), 1: 12 Abb., 19 Taf., München.
- LEHMANN, J. P., 1976. A propos de *Ceratodus sturii* TELLER, 1891. — Bull. Mus.-nat. d'Hist. natur., 3 sér., 375/(1975):241–246, Paris.
- LEHMAN, J. P., 1979. Note sur les poissons de Trias de Lunz. I. *Thoracopterus* BRONN. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, 82:53–66, 4 Abb., 6 Taf., Wien.
- LOBITZER, H., 1972. Bericht 1971 über geologisch-sedimentologische Arbeiten im westlichen Toten Gebirge auf Blatt Ischl (96) und Blatt Mitterndorf (97). — Verh. Geol. Bundesanst., 1972/3: A46–A48, Wien.
- MANDL, G. W., 1984. Zur Tektonik der westlichen Dachsteindecke und ihres Hallstätter Rahmens (Nördliche Kalkalpen, Österreich). — Mitt. österr. geol. Ges., 77:1–31, 7 Abb., Wien.
- MÄGDEFRAU, K., 1968. Paläobiologie der Pflanzen. — 549 S., 395 Abb., Stuttgart (G. Fischer).
- MATZNER, Ch., 1986. Die Zlambach-Schichten (Rhät) in den Nördlichen Kalkalpen. Eine Plattform – Hang–Beckenentwicklung mit allochthoner Karbonatsedimentation. — Facies, 14:1–104, 71 Abb., 13 Taf., Erlangen.
- MEDWENITSCH, W., 1958. Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Alt Aussee (Salzkammergut). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50:133–200, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v., 1873–1902. Das Gebirge um Hallstatt I. — Abh. Geol. Reichsanst., 6/1: 356 S., 70 + 23 Taf., 1. Liefg. 1873, 2. Liefg. 1875, 3. Liefg. (Suppl. Bd.) 1902, 6/2: 835 S., 130 Taf., 1893, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v., 1905. Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte Blatt Ischl–Hallstatt. — 60 S., Wien.
- MOSHER, L. C., 1968. Triassic conodonts from Western North America and Europe and their correlation. — J. Paleont. 42/4:895–946, 14 Abb., Taf. 113–198, Tulsa (Oklahoma).

- MOSTLER, H. & SCHEURING, B. W., 1974. Mikrofloren aus dem Lango-  
bard und Cordevol der Nördlichen Kalkalpen und das Problem des Be-  
gins der Keupersedimentation im Germanischen Raum. — Geol. Palä-  
ont. Mitt. Innsbruck, 4/4: 35 S., 3 Abb., 2 Taf., Innsbruck.
- PLAYFORD, P. E., COCKBAIN, A. E., BRUCE, E. C. & WRAY, J. L.,  
1976. Devonian stromatolites from the Canning Basin, Western Austra-  
lia. — Develop. Sedimentol., 20:543–563.
- PILLER, W., 1981. Upper Triassic (Norian-Rhaetian) Basinal Facies. — [in:]  
FLÜGEL, E. (ed.): Guide Book, International Symposium on Triassic  
Reefs: 185–206, zahlr. Abb., Erlangen.
- PISTOTNIK, U., 1973. Zur Mikrofazies und Paläogeographie der Zlam-  
bachschichten (O. Nor-?U. Lias) im Raume Bad Goisern–Bad Aussee  
(Nördliche Kalkalpen). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21/1:279–  
288, 2 Taf., Innsbruck.
- PISTOTNIK, U., 1974. Fazies und Tektonik der Hallstätter Zone von Bad  
Ischl–Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich). — Mitt. Geol. Ges.  
Wien, 66/67:143–158, 2 Abb., 3 Taf., Wien.
- RIEBER, H., 1975. Der Posidonienschiefer (oberer Lias) von Holzmaden und  
die Grenzbitumenzone (mittlere Trias) des Monte San Giorgio (Kt. Tes-  
sin, Schweiz). — Jh. Ges. Naturkunde, Württemberg, 130:163–190,  
Abb. 8, Stuttgart.
- RIECHE, J., 1971. Die Hallstätter Kalke der Berchtesgadener Alpen. —  
Diss. Techn. Univ. Berlin: 172 S., 49 Abb., Berlin.
- RONIEWICZ, E., 1989. Triassic scleractinian corals of the Zlambach Beds,  
Northern Calcareous Alps, Austria. — Denkschr. österr. Akad. Wiss.,  
math.-naturwiss. Kl., 126: 152 S., 43 Taf., Wien.
- SCHÄFFER, G. & al., 1976. Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt  
1976, Thema: Blatt 96 Bad Ischl. — 48 S., zahlr. Abb., Wien (Geol.  
Bundesanst.).
- SCHLAGER, W., 1967a. Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies am Gosau-  
kamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostal-  
pen. — Verh. Geol. Bundesanst., 1967:50–70, 3 Taf., Wien.
- SCHLAGER, W., 1967b. Fazies und Tektonik am Westrand der Dachstein-  
masse (Österreich). II. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 17/(1966):-  
205–282, 8 Abb., 3 Taf., Wien.

- SCHLAGER, W., 1969. Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätterkalken der Ostalpen. — Geol. Rundschau, 59:289–308, 8 Abb., Stuttgart.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNERBERGER, W., 1974. Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 66–67:165–193, 2 Abb., Wien.
- SCHÖLL, W. U. & WENDT, J., 1971. Obertriadische und jurassische Spaltenfüllungen im Steinernen Meer (Nördliche Kalkalpen). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 139:82–98, 10 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- SEFFINGA, C., 1988. Possible evidence of “glacial” conditions during the Julian substage of the Karnian (Upper Triassic). — Proceedings Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch. Series B, 91/1:91–100, 2 Abb., Antwerpen.
- SEILACHER, A., 1970. Begriff und Bedeutung der Fossil-Lagerstätten. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1970:34–39, Stuttgart.
- SEILACHER, A., 1982. Posidonia Shales (Toarcian, S. Germany) – stagnant basin model revalidated. – [in:] MONTANARO GALITELLI (ed.): Paleontology, Essential of Historical Geology: 279–298, 11 Abb., Modena (STEM Mucchi Modena Press).
- SEILACHER, A., 1990. Die Holzmadener Posidonienschiefer. Entstehung der Fossilagerstätte und eines Erdölmuttergesteins. – [in:] WEIDERT, W. K. (ed.): Klassische Fundstellen der Paläontologie: 107–131, zahlr. Abb., Stuttgart (Goldschneck-Verlag).
- SEILACHER, A. & WESTPHAL, F., 1971. „Fossil-Lagerstätten”. – VIII. Internat. Sedimentol. Congr. 1971, Guidebook: 327–335, 5 Abb., Frankfurt a. M. (Kramer).
- SPENGLER, E., 1919. Die Gebirgsgruppe des Plassen und des Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. — Jb. Geol. Bundesanst., 68:285–474, 4 Taf., Wien.
- SUMMESBERGER, H., 1984. Problematik der Mitteltrias von Großreifling. — [in:] 5. Jahrestagung der Österr. Geol. Ges.: 48–52, 1 Abb., Wien.
- SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L., 1972. Der Stratotypus des Anis (Trias). — Ann. Naturhist. Mus. Wien, 76:515–538, 4 Abb., 2 Taf., Wien.

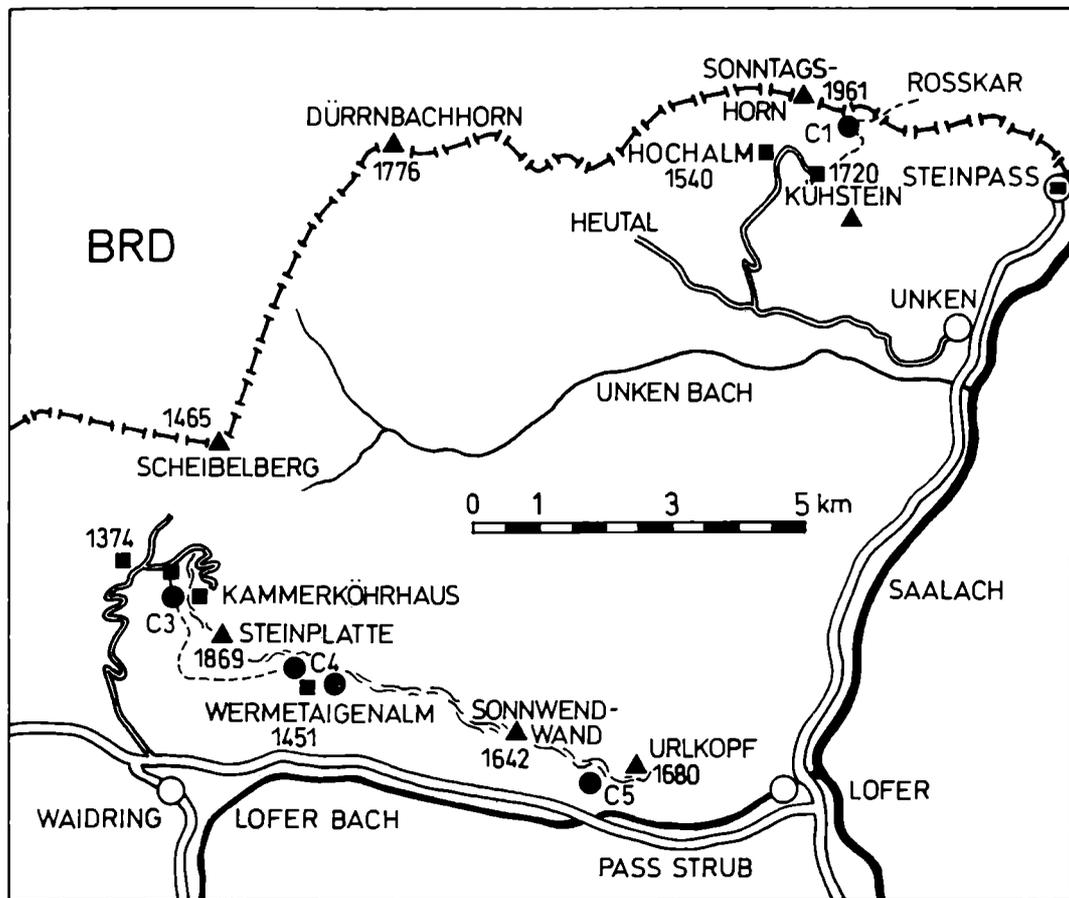
- TELLER, F., 1891. Über den Schädel eines fossilen Dipnoers *Ceratodus Sturrii* nov. spec. aus den Schichten der oberen Trias der Nordalpen. — Abh. Geol. Reichsanst., **15**:1–39, 8 Abb., Taf. 1–3, Wien.
- THENIUS, E., 1955. Ein Mastodonsaurus-Fund aus der Trias von Niederösterreich. — Natur & Land, **41**:8–9, Wien.
- TICHY, G., 1974. Beiträge zur Palökologie und Stratigraphie der triassischen Megalodonten (Bivalven). — Schriftenr. Erdwiss. Kommiss. Österr. Akad. Wiss., **2**:177–182, 1 Abb., 1 Tab., Wien.
- TOLLMANN, A., 1960. Die Hallstätter Zone des östlichen Salzkammergutes und ihre Rahmen. — Jb. Geol. Bundesanst., **103**:37–131, 4 Abb., Taf. 2–5, Wien.
- TOLLMANN, A., 1976. Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. — 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A., 1980. Geology and tectonics of the Eastern Alps (Middle sector). — Abh. Geol. Bundesanst., **34**:197–255, 52 Abb., Wien.
- TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E., 1970. Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen. — *Geologica et Palaeontologica*, **4**:87–145, 20 Abb., 8 Taf., Marburg/L.
- TRAUTH, F., 1948. Geologie des Kalkalpenbereiches der zweiten Wiener Hochquellenleitung. — Abh. Geol. Bundesanst., **26/1**: 99 S., 5 Abb., Taf. 1–12, Wien.
- VEGH-NEUBRANDT, E., 1982. Triassische Megalodontaceae. Entwicklung, Stratigraphie und Paläontologie. — 526 S., 236 Abb., Budapest (Akademiai Kiado).
- VERLOOP, J. H., 1908. Profil der Lunzer Schichten in der Umgebung von Lunz. — Z. deutsch. geol. Ges., **60**, Mon.-ber.: 81–89, 2 Abb., Berlin.
- VÖRÖS, A., 1988. Preliminary results from the Aszofö section (Middle Triassic, Balaton area, Hungary): a proposal for a new Anisian ammonoid subzonal scheme. — *Fragm. Mineral. et Paleont.*, **13**:53–64. 3 Abb., 3 Taf., Budapest.
- WAGNER, L., 1970. Die Entwicklung der Mitteltrias in den östlichen Kalkoralpen im Raum zwischen Enns und Wiener Becken. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien: 202 S., 11 + 164 Abb., 25 Taf., Wien.

- WEILAND, T., 1991. Die Foraminiferen der Zlambachmergel des Rossmoosgrabens bei Bad Goisern, O.Ö. (Obertrias, Nördliche Kalkalpen). Versuch einer paläoökologischen Interpretation. — Unveröff. Diplomarb. Formal- naturwiss. Fak. Univ. Wien, 87 S., 8 Abb., 16 Taf., Wien.
- WENDT, J., 1969a. Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalkes im Sonnwendgebirge (Tirol, Österreich). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **132**/2:219–238, 1 Abb., Taf. 21–25, Stuttgart.
- WENDT, J., 1969b. Foraminiferen-, „Riffe“ im karnischen Hallstätter Kalk des Feuerkogels (Steiermark, Österreich). — Paläont. Z., **43**/3–4:177–193, 7 Abb., 2 Taf., Stuttgart.
- WENDT, J., 1970. Stratigraphische Kondensation in triadischen und jurasischen Cephalopodenkalken der Tethys. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1970**/7:433–448, 13 Abb., Stuttgart.
- WENDT, J., 1971. Genese und Fauna submariner sedimentärer Spaltenfüllungen im mediterranen Jura. — Paläontographica, **A136**:121–192, 20 Abb., 7 Tab., Taf.15–18, Stuttgart.
- WENDT, J., 1973. Cephalopod accumulation in the Middle Triassic Hallstatt-Limestone of Jugoslavia and Greece. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1973**/10:624–640, 10 Abb., Stuttgart.
- WENDT, J., 1974. Der Skelettbau aragonitischer Schwämme aus der alpinen Obertrias. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1974**:498–511, Stuttgart.
- WENDT, J., 1975. Aragonitische Stromatoporen aus der alpinen Obertrias. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **150**:111–125, Stuttgart.
- WURM, D., 1981. Gosaukamm, Upper Austria. — [in:] FLÜGEL, E. (ed.): International Symposium on Triassic reefs, Erlangen 1981:86–104, Abb. 23–28, Erlangen (Inst. f. Paläontologie).
- WURM, D., 1982. Mikrofazies, Paläontologie und Palökologie der Dachsteinriffkalke (Nor) des Gosaukamms, Österreich. — Facies, **6**:203–296, 32 Abb., Taf. 27–41, Erlangen.
- ZANKL, H., 1967. Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. — Geol. Rundschau, **56**:128–139, 1 Abb., Stuttgart.
- ZANKL, H., 1969. Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. — Abh. Senckenberg. naturf. Ges., **519**:1–123, 74 Abb., 15 Taf., Frankfurt.

- ZAPFE, H., 1957. Dachsteinkalk und „Dachsteinmuscheln“. — Natur und Volk, **87**:87–94, 8 Abb., Frankfurt.
- ZAPFE, H., 1962. Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachstein, Oberösterreich). IV. Bisher im Riffkalk des Gosaukammes aufgesammelte Makrofossilien etc. — Verh. Geol. Bundesanst., **1962**:346–361, 2 Abb., Wien.
- ZAPFE, H., 1967a. Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich). VIII. Fragen und Befunde von allgemeiner Bedeutung für die Biostratigraphie der alpinen Obertrias. — Verh. Geol. Bundesanst., **1967**:13–27, Wien.
- ZAPFE, H., 1967b. Die Fauna der Zlambach-Mergel der Fischerwiese bei Aussee, Steiermark. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, **71**:413–480, 1 Abb., Taf. 1–9, Wien.
- ZAPFE, H., 1971. Die Stratotypen des Anis, Tuval und Nor und ihre Bedeutung für die Biostratigraphie und Biostratinomie der alpinen Trias. — Ann. inst. geol. publ. Hungar, **54**/2:579–590, Budapest.
- ZAPFE, H., 1981. Ein eigenartiges *Dicerocardium* (Bivalvia) aus der obersten Trias der Tethys. — Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **1981**:112–119, 3 Abb., Wien.

# Becken und Riffe der alpinen Obertrias

## Lithostratigraphie und Biofazies der Kössener Formation



Karte der Exkursionspunkte

**Reinhard Golebiowski**

Mit 13 Abbildungen (Abb. 35–47)

## Inhalt

	Seite
Einleitung .....	81
Lithostratigraphische Gliederung der Kössener Formation .....	82
Exkursionspunkte	
C/1: Hochalm .....	85
C/2: Steinbruch Eiberg .....	88
Bivalvenbiofazies-Zonierung .....	90
Brachiopoden-Ökostratigraphie .....	101
Biofazielle Gliederung der Kössener Formation .....	104
C/3–C/5: Steinplattegebiet .....	106
Die Verzahnung der Kössener Formation mit der Dachsteinkalk- Plattform .....	108
Paläogeographisches Modell .....	111
Empfohlene Exkursionsroute .....	114
Literatur .....	114

Anschrift des Autors:  
 Dr. Reinhard Golebiowski  
 Institut für Paläontologie  
 Universität Wien  
 Universitätsstraße 7/II  
 A-1010 Wien

# Becken und Riffe der alpinen Obertrias Lithostratigraphie und Biofazies der Kössener Formation

## Einleitung

Ca. 210 Millionen Jahre nach der Ablagerung der Kössener Formation, im Jahre 1828 war Leopold v. BUCH der Erste, der von dunklen Kalken mit *Avicula* und *Gervillia* aus dem Tegernseegebiet in Bayern berichtete ohne zu ahnen, daß er damit die erste Mitteilung über ein weitverbreitetes, bedeutendes Schichtglied der alpinen Obertrias gegeben hatte.

1843 beschreibt PORTLOCK aus Irland eine „*Avicula*“ (= *Rhaetavicula contorta*), nach der die Contorta-Zone und die Contorta-Schichten in Westeuropa benannt wurden; ein Begriff der heute noch in der angloamerikanischen Literatur gebräuchlich ist. Am 2. Juni 1846 beschreibt v. HAUER aus Weingärten südlich von Wien eine „glatte Terebratula“, Limen-Arten und „Koralenstöcke, dem Geschlecht Lithodendron zugehörig“. Dies waren die ersten Angaben über Fossilien der Kössener Formation in Österreich.

Mit der beginnenden Arbeit der k.k. geologischen Reichsanstalt, 1850 entsteht in den darauffolgenden zwei Jahrzehnten eine Lawine von Publikationen über die „Kössener Schichten“, so benannt von SUESS (1852), und ihren Fossilinhalt in den Nördlichen Kalkalpen, den Südalpen (z. B. STOPPANI, 1857, 1860–65) und den Karpaten (z. B. STACHE, 1864, STUR, 1860). Alle diese historischen Daten sind bei SUESS (1854), DITTMAR (1864) und STUR (1871) detailreich nachzulesen.

Bereits 1856 erkannten OPPEL & SUESS, wie auch später WINKLER (1859, 1861) die faunistischen und stratigraphischen Parallelen der Kössener Formation zu den epikontinentalen Ablagerungen des oberen Keupers („Grenzschichten“) in Deutschland, Frankreich und England.

Um den Streit über die stratigraphische Zugehörigkeit der Contorta-Schichten oder der „Kössener Schichten“ zu beenden, erstellt GÜMBEL (1859) eine eigene „rhätische Formation“ zwischen der „Trias- und der Liasformation“.

Über hundert Jahre später bricht wieder eine heftige Diskussion über die rhätische Stufe aus. TOZER (1967) greift in Amerika die seit KITTL (1903) existierende, ungelöste Frage auf, ob das Rhät eine eigene Stufe sei, oder nur eine zeitgleiche Fazies des oberen Nor; und entzieht dem Rhät die Berechtigung als eigene Stufe der Obertrias.

Auf der Suche nach stratigraphischen Fixpunkten in der Kössener Formation entstanden mehrere moderne Publikationen (PEARSON, 1970, 1977, URLICHS, 1972, WIEDMANN, 1973, KOZUR & MOCK, 1974, MORBEY,

1975, MOSTLER et al., 1978, GAZDZICKI et al., 1979, KRYSZTYN, 1980), die sich aber nur mit einer bestimmten Organismengruppe oder einem einzelnen Profil beschäftigen.

Auf Grund der eingeschränkten epikontinentalen Ablagerungsverhältnisse eines Großteiles der Kössener Formation war es nicht möglich mit biostratigraphischen Methoden eine Gliederung des gesamten Schichtgliedes zu erstellen. Hinzu kommt die fazielle Vielgestaltigkeit des Ablagerungsraumes und seiner benachbarten Schichtglieder, die eine Korrelation der einzelnen stratigraphisch, wie geographisch isolierten Daten erschwerte oder verhinderte.

Versuche die stratigraphischen Schwierigkeiten mit einer lithostratigraphischen Gliederung (aufbauend auf lithofazielle Untersuchungen) und einem paläogeographischen Konzept auszugleichen, unternahm FABRICIUS (1966, 1967) in den westlichen Kalkalpen, später KUSS (1983) zwischen Inn und Salzkammergut. Die unterschiedliche fazielle Ausbildung der Kössener Formation verhinderte die Parallelisierung aussagekräftiger Profile und somit eine Deutung der biofaziellen Entwicklung und des Sedimentationsgeschehens.

## **Lithostratigraphische Gliederung der Kössener Formation**

Die Profile **Hochalm**, nördlich Unken (Abb. 36) und Steinbruch **Eiberg**, östlich Kufstein (Abb. 37) demonstrieren die neu erstellte lithofazielle Gliederung und die davon abgeleitete Lithostratigraphie der Kössener Formation in den Nördlichen Kalkalpen. In das lithostratigraphische Grundgerüst können alle bislang bekannten und neuen biostratigraphische Daten eingehängt werden und zu der Rhät-Diskussion beitragen (GOLEBIEWSKI, 1990). Weiters demonstrieren die beiden Lokalitäten die biofazielle Abfolge in Verbindung mit dem Sedimentationsgeschehen. Die Erkenntnisse helfen die stratigraphische, wie paläogeographische Stellung der Kössener Formation vom Obenor bis an die Trias/Jura-Grenze in zumindest einem Großteil der Nördlichen Kalkalpen zu definieren. Alle Exkursionspunkte befinden sich in der tektonischen Einheit des Tirolikums (Staufen-Höllengebirgsdecke).

Zahlreiche neu untersuchte Profile können mit Hilfe von Markerbeds innerhalb des West-Ost streichende Ablagerungsraumes über 200 km parallelisiert werden. Sie bestätigen isochrone Ablagerungsbedingungen und ermöglichen eine lithostratigraphische Gliederung der Kössener Formation in ein liegendes und ein hangendes Member (Abb. 35).

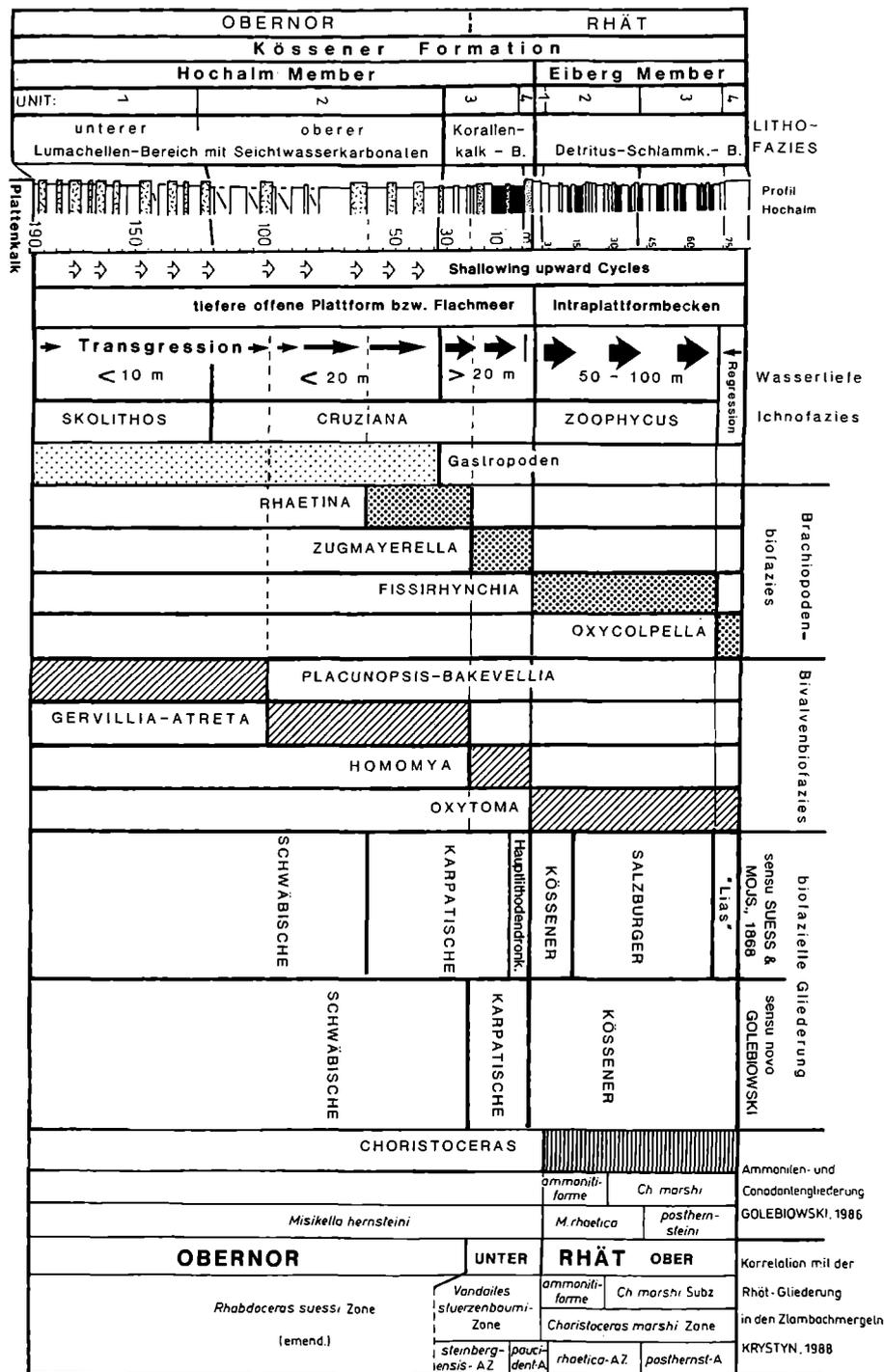


Abb. 35: Lithostratigraphische und biofazielle Gliederung der Kössener Formation am Beispiel Hochalm (C/1).

### 1. Unterer Abschnitt der Kössener Formation:

HOCHALM MEMBER (unterteilbar in 4 Units), litofaziell gegliedert in einen Lumachellen Bereich mit einzelnen Seichtwasserkarbonathorizonten und einen Korallenkalk Bereich mit dem Lithodendronkalk Niveau, dem bedeutendsten Leithorizont.

Liegendgrenze: Hangendgrenze des Plattenkalkes nach der Definition von CZURDA & NICKLAS (1970, S. 231).

Hangendgrenze: Dachbank des Lithodendronkalk Niveaus

Typlokalität: Hochalm, Salzburg.

Das nahezu vollständig aufgeschlossene Profil dokumentiert vortrefflich und stellvertretend für alle anderen Lokalitäten die litho- wie biofazielle Entwicklung der unteren Hälfte der Kössener Formation, inklusive der Grenze zum Plattenkalk im Liegenden und dem Übergang in die Beckenfazies im Hangenden. Das Profil dokumentiert ebenfalls den eindeutigen litho-, wie biofaziellen Wandel im oberen Abschnitt des Hochalm Members. Dieser lithostratigraphisch, wie sequenzstratigraphisch bedeutende, überregionale Marker ist mit der Nor/Rhät-Grenze (sensu GOLEBIEWSKI, 1986 und KRYSZTYN, 1988) vergleichbar.

### 2. Oberer Abschnitt der Kössener Formation:

EIBERG MEMBER (unterteilbar in 4 Units), lithofaziell durch den Detritus-Schlammkalk Bereich (Beckenfazies) vertreten.

Liegendgrenze: Dachbank des Lithodendronkalk Niveaus.

Hangendgrenze: Hangendgrenze der Kössener Fm., gleichbedeutend mit der Trias/Jura-Grenze (GOLEBIEWSKI & BRAUNSTEIN, 1988).

Typlokalität: Steinbruch Eiberg, Tirol.

In diesem Profil ist nicht nur die Beckenentwicklung der oberen Hälfte der Kössener Formation, sondern auch das Hochalm Member, Units 3–4 im Liegenden, sowie die Trias/Jura-Grenze im Hangenden charakteristisch ausgebildet. Das Profil besitzt die größte bislang bekannten Faunendichte an Choristoceren in der Kössener Formation (Abb. 38).

Aus diesen Gründen wird das Profil Eiberg gegenüber der Lokalität Kendlbach, Salzburg (TOZER, 1967, S. 42) oder der Lokalität Kössen (MOSTLER et al., 1978, S. 146) als Referenzprofil der marshi-Zone und des Rhät in der Kössener Formation (Abb. 35) vorgeschlagen (GOLEBIEWSKI, 1986).

Das liegende Hochalm und das hangende Eiberg Member der Kössener Formation bilden ein lithostratigraphisches Gerüst für eine biofazielle Gliederung. Beide Member definieren zwei, durch unterschiedliche Ablagerungsbedingun-

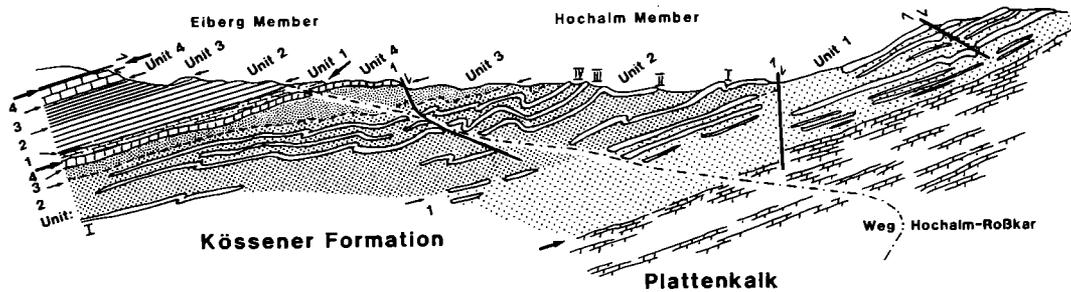


Abb. 36: Blick von Osten auf das Profil Hochalm (C/1) mit der im Gelände erkennbaren lithostratigraphischen Abfolge von der Basis (links) zum Top (rechts) der Kössener Formation. (I-IV: Seichtwasserkarbonat Horizonte im Hochalm Member, Unit 2).

gen klar unterscheidbare Stockwerke der Kössener Formation. Sie sind durch einen markanten sedimentären Wandel innerhalb der Formation getrennt und auch im Gelände auf den ersten Blick einfach zu unterscheiden. An dieser faziellen Grenzlinie und diesem stratigraphischen Fixpunkt setzt am Süd-, wie auch am Nordrand des Ablagerungsraums statt der Beckenfazies die Sedimentation von Seichtwasserkarbonaten (Steinplattkalk oder „Oberrhätkalk“) ein.

## C/1: Hochalm

(Abb. 35)

Thema: Hochalm Member, Unterer Abschnitt der Kössener Formation, Flachmeerentwicklung mit epikontinentalen Sedimentationsbedingungen.

Lithostratigraphische Einheit: Kössener Formation, Hochalm Member.

Alter: *Rhabdoceras suessi* Zone – *Vandaites stuerzenbaumi* Zone, Oberrhät – Unterrhät (sensu KRISTYN, 1988).

Ortsangabe: Von der Ortschaft Unken an der Saalach (Bundesland Salzburg), an der Bundesstraße 312 von Bad Reichenhall nach St. Johann in Tirol, zweigt

die Straße nach Westen ab. Auf halbem Weg in Richtung Heutal biegt ein Forstweg nach Norden ab und endet auf der Hochalm. Das 290 m mächtige Profil oberhalb der Hochalm in 1650 m Seehöhe, von VORTISCH, 1927 erstmals umfassend untersucht, ist auf der Ostseite des Sattels zwischen Sonntags-horn und Kühstein aufgeschlossen und wird von dem Weg Hochalm-Roßkar gekreuzt (siehe Österr. Kartenblatt Nr. 92, Lofer, 1:50.000, 47 40 30/12 42 10).

### **Sedimentationsgeschehen des Hochalm Members:**

#### **Unit 1–2:**

In dem West–Ost streichenden Ablagerungsraum, der gegen Süden mit der Dachsteinkalkplattform verzahnt, werden die Sedimente der Kössener Formation auf die kontinuierlich absinkenden Seichtwasserkarbonate des Plattenkalkes (unterlagert von Hauptdolomit) im Norden und des Dachsteinkalkes im Süden abgelagert. Die sich abwechselnden Mikrofaziestypen von Seichtwasserkarbonaten und Biodetrituskalken dokumentieren eine sich langsam eintiefende, offene Lagune mit einem zunehmenden terrigenen Einfluß. Die Seichtwasserkarbonathorizonte dominieren im liegenden Abschnitt des Hochalm Members (Unit 1). Sie verlieren im Mittelabschnitt (Unit 2) an Bedeutung und fehlen im Hangenden des Hochalm Members (Unit 3) gänzlich. In ähnlicher Weise dominieren im Unit 1 proximale, im Unit 2 distale Tempestite. Die Mächtigkeit der Tonmergelintervalle nimmt stark zu.

Die Kössener Formation beinhaltet eine bemerkenswerte zyklische Abfolge von transgressiven und regressiven Phasen. Diese sind besonders im Hochalm Member, Unit 1 bis 2, an Shallowing-upward Cycles (AIGNER, 1985, S. 97 ff) zu beobachten. Im Unit 1 ist der Transgressiv-Regressiv-Trend nicht so offensichtlich. Biodetrituskalke in Form von proximalen Tempestiten mit einzelnen geringmächtigen Tonmergellagen werden von Seichtwasserkarbonathorizonten abgelöst. Diese Seichtwasserkarbonate lassen ebenfalls eine interne lithofazielle Untergliederung erkennen. An der Basis eines Schichtpaketes dominieren höherenergetische Typen mit Lithoklasten und Schrägschichtungsstrukturen, im Hangenden meist Algenlaminite (Abb. 39). Im Unit 2 wird ein Shallowing-upward Cycle von distalen Tempestiten und gutter casts, gemeinsam mit laminierten Mudstones, alternierend mit Tonmergellagen eingeleitet. Dichtgepackte, ungradierte, proximale Tempestite, manchmal mit Wellenrippeln, leiten im oberen Drittel eines Zyklus in die Seichtwasserkarbonate über. Die Seichtwasserkarbonathorizonte, mikrofaziell vergleichbar mit Dachsteinkalktypen (PILLER, 1976) schließen jeweils einen Shallowing-upwards Cycle ab (Abb. 40). Vergleichbar einem "thickening upward cycle" des germanischen Muschelkalks (AIGNER, 1985, S. 107 ff.) steigen die Bankmächtigkeiten

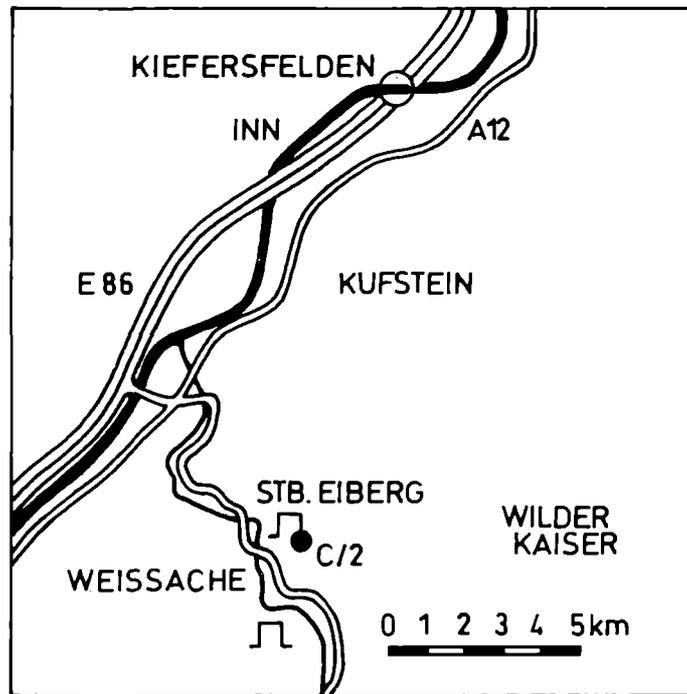


Abb. 37: Lageskizze des Steinbruch Eiberg (C/2).

innerhalb einer solchen Verseichterungsabfolge von durchschnittlich 5–15 cm (distale Tempestite) auf über 1 m (Seichtwasserkarbonate) an. Der nächste Zyklus setzt mit Biodetrituskalken unmittelbar über einem Seichtwasserkarbonathorizont ein. Limonitische Krusten und Anreicherungen von Vertebratenresten (Bonebeds), epifaunalen Bivalven und einer spezifischen Brachiopodenart (*Rhaetina gregaria*) auf den Schichtflächen der stark bioturbaten Detrituskalke dokumentieren ein Milieu mit erhöhter Wasserbewegung und verringerter Sedimentation. Diese transgressive Ausbildung mit „Hartgründen“ (shell hardbottom, AIGNER, 1985) ist jeweils die Basis eines neuen Shallowing-upward Cycle. Die Ichnofazies mit *Thalassionides*-, *Glossifungites*- und *Rhizocorallium*-Spuren läßt nach FÜRSICH (1975) auf ein flaches, bewegtes Ablagerungsmilieu schließen. Diese Spurentypen entsprechen der Ichnofazies im Randbereich des Muschelkalkmeeres in Süddeutschland (AIGNER, 1985, S. 121 f). Als Ursache für die Shallowing upward Cycles sind zyklische Meeresspiegelschwankungen anzunehmen, wie sie auch in der südlich angrenzenden Dachsteinkalk-Plattform zu erkennen sind.

**Unit 3–4:**

Während im Hochalm Member, Units 1–2 (Lumachellen Bereich) Seichtwasserkarbonate und tempestitische Lumachellen die Lithofazies prägen, fehlen diese Lithofaziestypen im obersten Abschnitt des Hochalm Members. In diesen Units 3–4 (Korallenkalk Bereich) übernehmen terrigenreichere Biodetrituskalke und einförmige, artenarme Korallenkalke mit feinkörniger Matrix („Lithodendronkalk“) die Rolle der charakteristischen Gesteinstypen. Sedimentstrukturen, die auf eine höhere Wasserenergie schließen lassen (z. B. Tempestite) fehlen. Mit dem lithofaziellen Wandel ist auch ein deutlicher biofazieller Schnitt verbunden (Abb. 43).

Das Lithodendronkalk-Niveau (Unit 4), ein meist gebankter Biodetrituskalk mit feinkörniger Matrix, ist der bedeutendste lithostratigraphische Marker innerhalb der Kössener Formation. SUESS & MOJSISOVICS (1868, Profil: Kendlbachgraben) bezeichneten den Korallenkalk-Horizont „Hauptlithodendronkalk“. Bei KUSS (1983) sind die mikrofaziellen Varianten des Lithodendronkalk-Niveaus eingehend beschrieben. Die artenarme Korallenfauna wird von der ästigen *Retiophyllia paraclathrata* RONIEWICZ dominiert. Bedingt durch die paläogeographische Position, schwankt die Mächtigkeit in beckenzentralen, terrigenreicheren Profilen (z. B. Hochalm oder Stb. Eiberg) zwischen 1–3 m, in randlicherer Position zwischen 6–9 m. Am Beckenrand (z. B. Kendlbachgraben, Gaissau oder Seinplatte) kann das Lithodendronkalk-Niveau Mounds mit Mächtigkeiten von 15–20 m ausbilden.

Litho- wie biofaziell besitzen die Units 3–4 des Hochalm Members eine Übergangsstellung zwischen der Flachmeerentwicklung einer tieferen, offenen Lagune und dem Intraplattformbecken des Eiberg Members mit einer vergleichsweise karbonatarmer Fazies.

**C/2: Steinbruch Eiberg**

(Abb. 37 und 38)

Thema: Eiberg Member, Oberer Abschnitt der Kössener Formation, Intraplattformbecken.

Lithostratigraphische Einheit: Kössener Formation, Eiberg Member.

Alter: *Choristoceras marshi* Zone, Oberrhät (sensu KRYSTYN, 1988).

Ortsangabe: Zweigt man von der Inntal-Autobahnabfahrt Kufstein Süd in südöstlicher Richtung auf die Bundesstraße 173 in das Weißachetal ab, erreicht man nach 5 km das Zementwerk Eiberg. Das Profil (GOLEBIEWSKI, 1968) ist auf der rechten Talseite im Werksgelände gut aufgeschlossen und wird von Fleckenmergel überlagert (siehe Österr. Kartenblatt Nr. 90, Kufstein, 47 33 00/12 10 00).

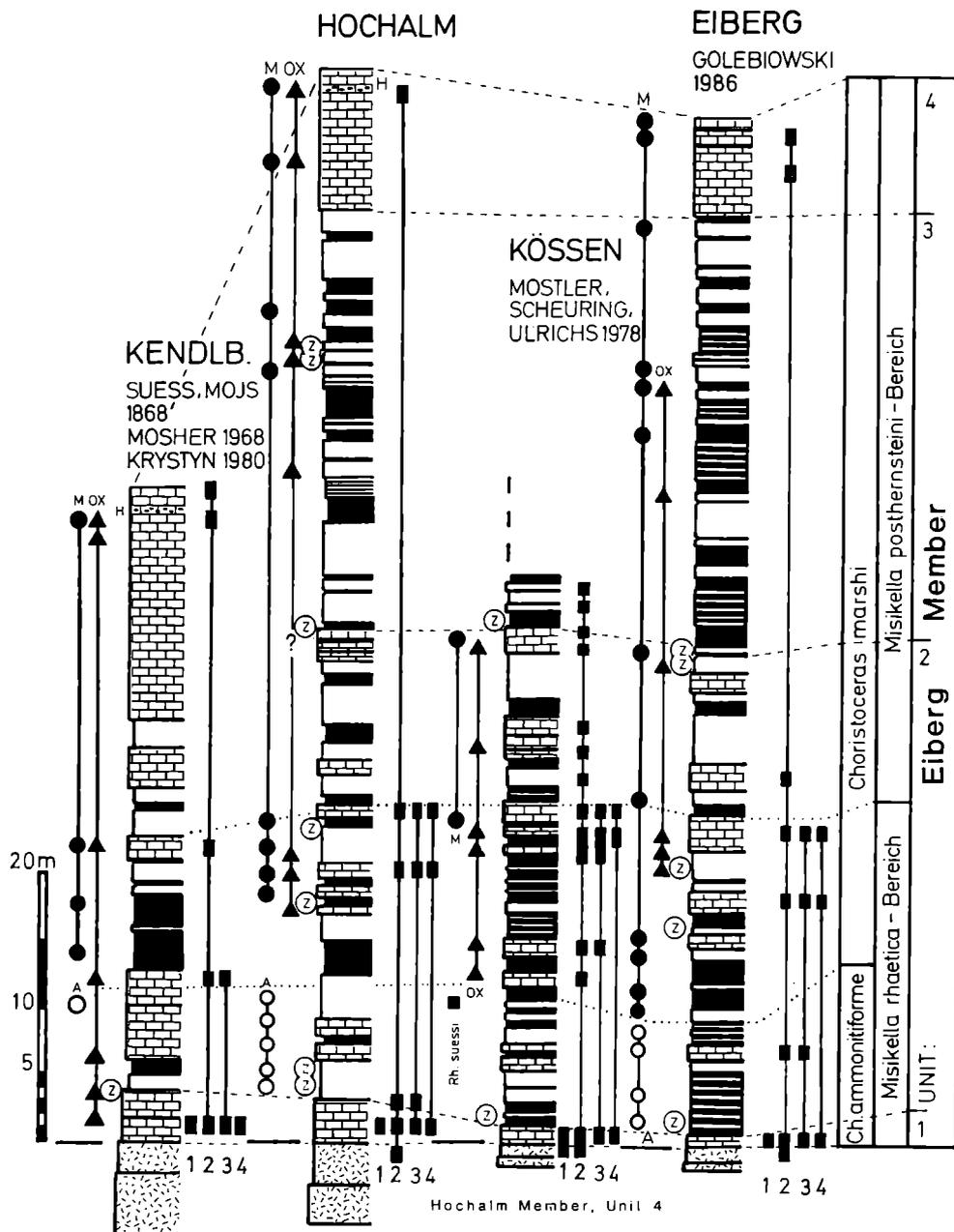


Abb. 38: Conodonten- und Ammonitenzonierung des Eiberg Members anhand des Typprofils Eiberg korreliert mit weiteren bedeutenden Profilen (A - *Choristoceras ammonitiforme*, M - *Choristoceras marshi*, OX - *Oxycolpella oxycolpos*, Z - Zoophycus-Spuren, H - Hornsteinlagen, Conodonten: 1- *Misikella hernsteini*, 2- *M. posthernsteini*, 3- *M. rhaetica*, 4- *M. koessenensis*).

Das Eiberg Member der Kössener Formation, lithofaziell charakterisiert durch den Detritus-Schlammkalk Bereich, besteht aus bioturbaten Biomikriten, Mikriten und Tonmergeln. Die eintönige Mikrofazies spiegelt die vergleichsweise konstanten Sedimentationsbedingungen in einem Intraplattformbecken wider. Profilkorrelationen mit charakteristischen Horizonten und niveaubeständigen Lagen mit Zoophycus-Spuren sind nicht so offensichtlich wie im Hochalm Member, doch möglich. Die beiden korrelierbaren, im Streichen 45 km von einander entfernten Profile Eiberg und Hochalm ermöglichen eine Unterteilung des Eiberg Members in 4 Units (Abb. 38). Die lithostratigraphische Gliederung kann zum Beispiel auch bei den Profilen Steinplatte oder Kössen angewendet werden.

Der Fossilreichtum der Lokalität Eiberg trägt bedeutend zu der biostratigraphischen Gliederung des Eiberg Members bei. Neben einer vertikalen Unterteilung mit Conodonten (*Misikella rhaetica*- und *Misikella posthernsteini*-Assemblage Zone, GOLEBIOWSKI, 1986) und Ammoniten (*Choristoceras ammonitiforme*- und *Choristoceras marshi*-Subzone, sensu KRYSTYN, 1988), kann das Eiberg Member als oberrhätisch (*Ch. marshi* Zone, KRYSTYN, 1988) eingestuft werden (Abb. 35 und 38).

## Bivalvenbiofazies-Zonierung

Im Hochalm Member (Exkursionspunkt C/1) der Kössener Formation können drei Bivalvenfaziesbereiche, neben zwei Brachiopodenbiofazies-Bereichen, ausgeschieden werden. Die drei Bivalvenbiofazies sind mit charakteristischen, individuenreichen, in den Profilen regelmäßig auftretenden Bivalvenassoziationen definiert. Sie sind generell an die lithofazielle Gliederung angepaßt, obwohl sie etwas versetzt gegenüber den lithostratigraphischen Units einsetzen (Abb. 35). Die Biofazies werden durch generelle Faunenschnitte, oder nur durch das Ein- und Aussetzen von mehreren spezifischen Bivalvenarten begrenzt. Die palökologischen Abfolgen der Bivalvenassoziationen spiegeln die lithofazielle Entwicklung der Kössener Formation wider.

### *Placunopsis-Bakevella*-Biofazies

Sie tritt im Hochalm Member, Unit 1 und im liegenden Drittel des Unit 2 auf. Die individuenreiche, doch artenarme Fauna charakterisiert den litho- wie biofaziellen Übergangsbereich von der inter- bis subtidalen Dachsteinkalk- oder Plattenkalk-Lagune in den etwas tiefer werdenden, vor allem aber terrigenreicheren Ablagerungsraum der Kössener Formation. Die Faunenassoziation ist dominiert von *Placunopsis alpina* und *Bakevella praecursor*, gemeinsam mit *Modiolus minutus*, *Botulopsis faber* (Abb. 39).

## Placunopsis-Bakevella - Biofazies

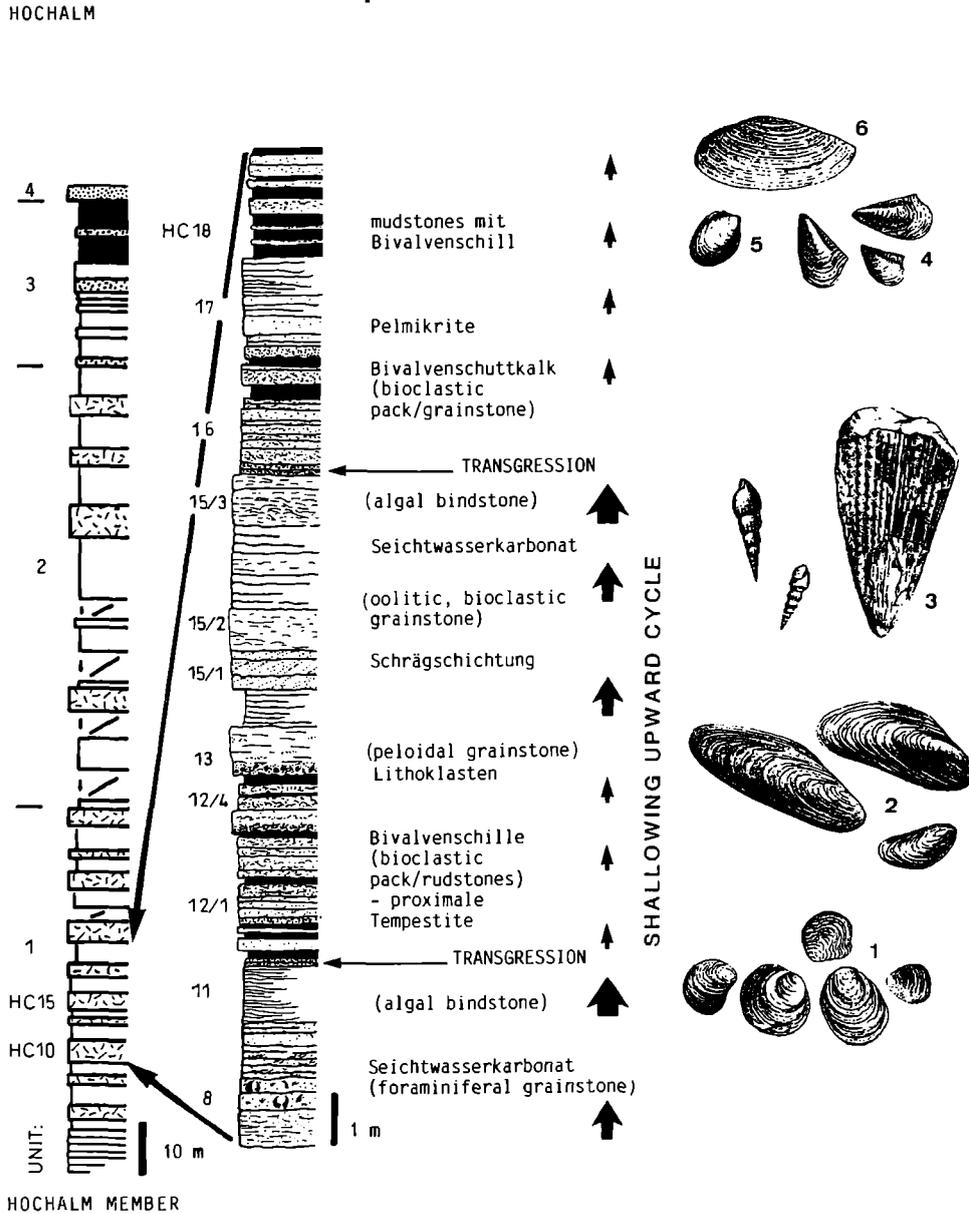


Abb. 39: Lithofazielle Entwicklung des Hochalm Member, Unit 1 mit charakteristischen Vertretern der *Placunopsis-Bakevella*- Biofazies am Beispiel Hochalm (1- *Placunopsis alpina*, 2- *Modiolus minutus*, 3- *Pinna* sp., 4- *Bakevella praecursor*, 5- *Botulopsis faber*, 6- *Cercomya praecursor*).

## Gervillia-Atreta - Biofazies

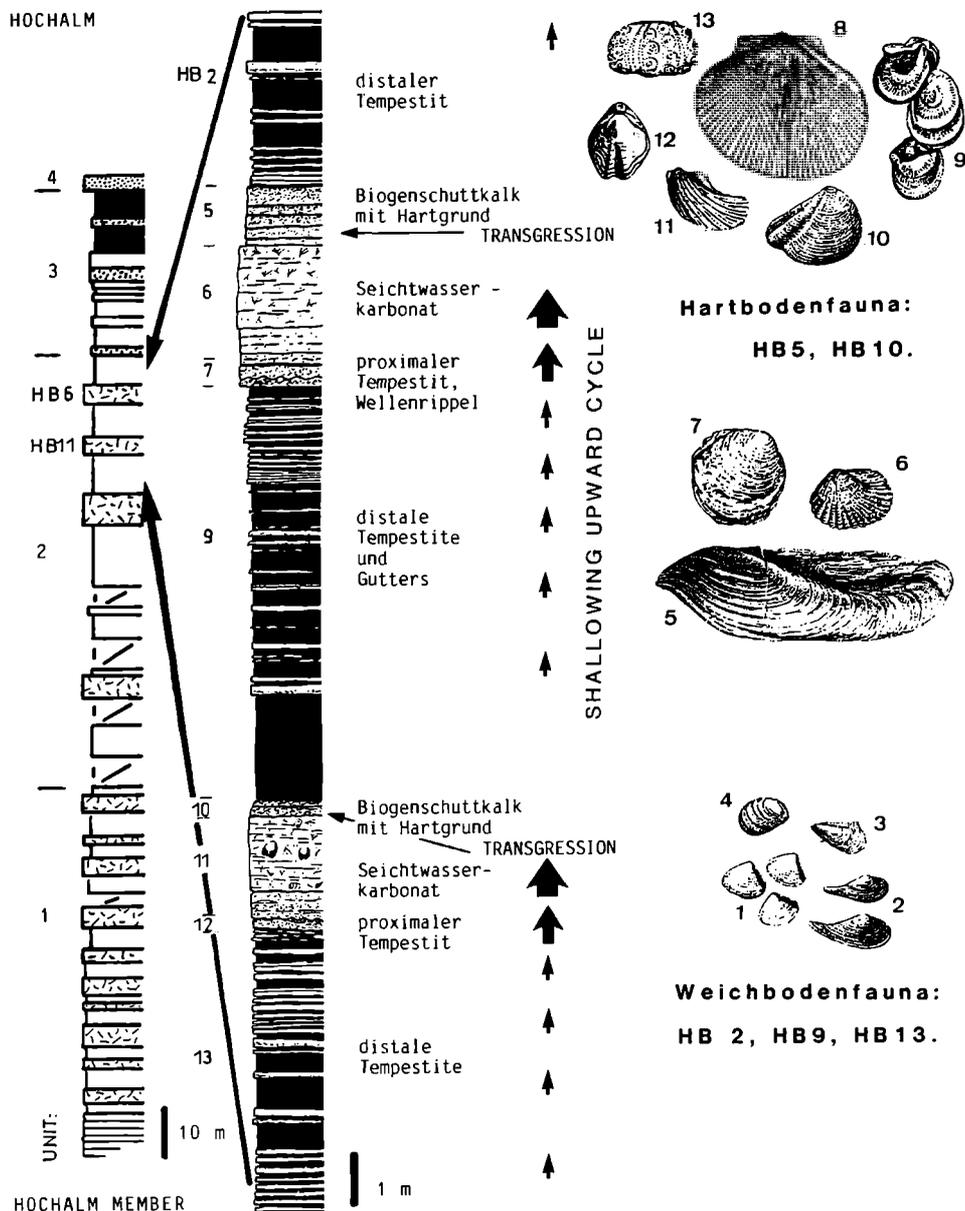


Abb. 40: Lithofazielle Entwicklung des Hochalm Member, Unit 2 mit charakteristischen Vertretern der *Gervillia-Atreta*-Biofazies am Beispiel Hochalm (1 - *Isocyprina (Eotrapezium) alpina*, 2 - *Nuculana claviformis*, 3 - *Bakevellia praecursor*, 4 - *Placunopsis alpina*, 5 - *Gervillia inflata*, 6 - *Palaeocardita austriaca*, 7 - *Liostrea hinnites*, 8 - *Chlamys valoniensis*, 9 - *Atreta intusstriata*, 10 - *Lyriomyophoria inflata*, 11 - *Rhaetavicula contorta*, 12 - *Rhaetina gregaria*, 13 - „*Cidaris*“ sp., 14 - *Plagiostoma punctata*, 15 - *Thalassionides*-Spuren, 16 - *Rhizocorallium*-Spuren, 17 - Onkoide).

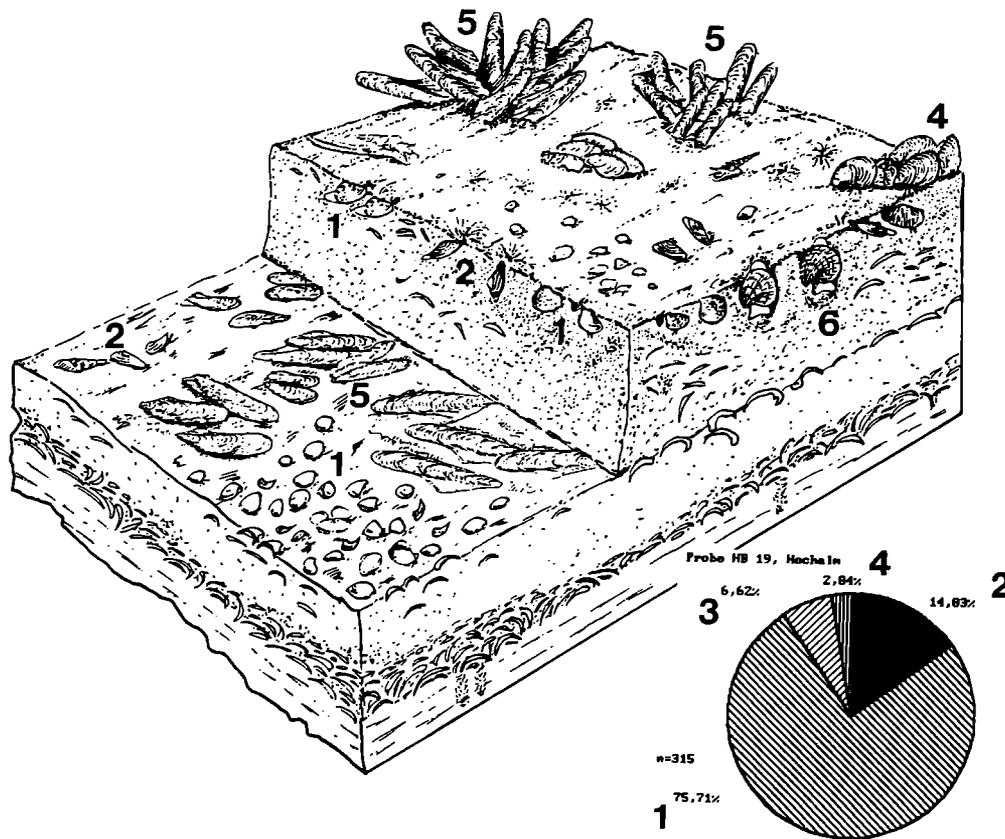


Abb. 41: Idealisierte Rekonstruktion einer artenarmen, individuenreichen Weichboden-Lebensgemeinschaft der Gervillia-Atreta-Biofazies in distalen Tempestiten (Hochalm Member, Unit 2), Legende siehe Abb. 40.

Alle Bivalvenarten dieser Biofazies sind Nahrungsfiltrierer – “suspension feeder”. Neben der, auf sekundären Hartgründen fixosessil lebenden *Placunopsis*, besiedelten großteils endo- und epibyssate Formen die seichten, höherenergetischen, teils mobilen Böden. Mytilacea und Pteriacea lebten mit dem Byssus an Partikel festgeheftet, in Klumpen oder Cluster, zur Hälfte im Sediment verankert (S. M. STANLEY, 1970). Der Reichtum an Schalenrümmern von *Pinna* in Seichtwasserkarbonaten läßt, ähnlich der rezenten endobyssaten *Pinna carnea* (S. M. STANLEY, 1970), eine dichte Besiedlung der seichten

Karbonatsandböden vermuten.

Im Sinne von HALLAM (1976) kann diese Bivalvenbiofazies mit Lagunenassoziationen aus dem Jura verglichen werden. Die charakteristischen Formen sind euryöke, opportunistische Arten, die als „Pionierfauna“ mit einer hohen Reproduktionsrate und keinen speziellen Nahrungsansprüchen stärker bewegte Lebensräume mit schwankender Salinität und Wassertemperatur, sogenannte „high stress environments“ (JACKSON, 1972) besiedeln können (HALLAM, 1976; FÜRSICH, 1981, FÜRSICH & WERNER, 1986).

Bezüglich Salinität erlauben die palökologischen Befunde der Mikrofauna etwas konkretere Angaben. Die artenärmeren Ostrakodenfaunen (z. B. *Lentkevichinella*- und *Timirasevia*-Arten) der basalen Kössener Formation deuten auf ein hypersalines Milieu hin, wie es auch teilweise für den Plattenkalk (siehe CZURDA & NICKLAS, 1970) und den gebankten Dachsteinkalk angenommen wird (URLICHS, 1972, S. 672 ff.).

### *Gervillia-Atreta*- Biofazies

Diese Bivalvenbiofazies umfaßt die hangende, größere Hälfte des Hochalm Members, Unit 2 und reicht bis in den basalen Abschnitt des Unit 3 (Abb. 35). Sie ist im Gelände am offensichtlichen Fossilreichtum zu erkennen. Diese Biofazies vereinigt zwei verschiedene, sich vertikal abwechselnde Bivalvenassoziationen. *Gervillia* ist stellvertretend für eine Weichbodenfauna, die meist in distalen Tempestitlagen angereichert wurde. *Atreta* charakterisiert eine sekundäre Hartboden-Fauna (oder „firm bottom fauna“ sensu AIGNER, 1985), die jeweils transgressiv über den Seichtwasserkarbonat-Horizonten (letztes Glied der Shallowing-upward Cycles) folgt. Die beiden unterschiedlichen Bivalvenassoziationen treten abwechselnd im Laufe der Shallowing-upward Cycles auf, ergeben aber gemeinsam eine, für das Unit 2 kennzeichnende Bivalvenbiofazies (Abb. 40).

Die Weichbodenassoziation (Abb. 41) ist durch Frachtsonderung in eine großwüchsige Fauna mit *Gervillia inflata*, *Liostrea hinnites* und *Palaeocardita austriaca* und eine kleinwüchsige Fauna mit *Nuculana claviformis*, *Isocyprina (Eotrapezium) alpina*, *Myophoriopsis isoceles*, *Bakevella praecursor*, *Modiolus minutus*, *Botulopsis faber* und *Placunopsis alpina* getrennt (Abb. 40). Neben den, auf Biogenen oder in Clustern auf dem Substrat fixosessil lebenden *Placunopsis* und *Liostrea*, existieren zahlreiche, seicht grabende oder endobyssate „suspension feeder“. Die unmittelbar an der Sedimentoberfläche grabenden Bivalven unterstützen den mikrofaziellen Befund der feinlaminierten, unverwühlten, terrigen- und pyritreichen Mud- bis Wackestones. Die kleinwüchsigen Bivalven bevölkerten nur die durchlüftete oberste Sedimentschicht. Es ist wahrscheinlich, daß das RPD-Layer, die Grenze zwischen oxi-

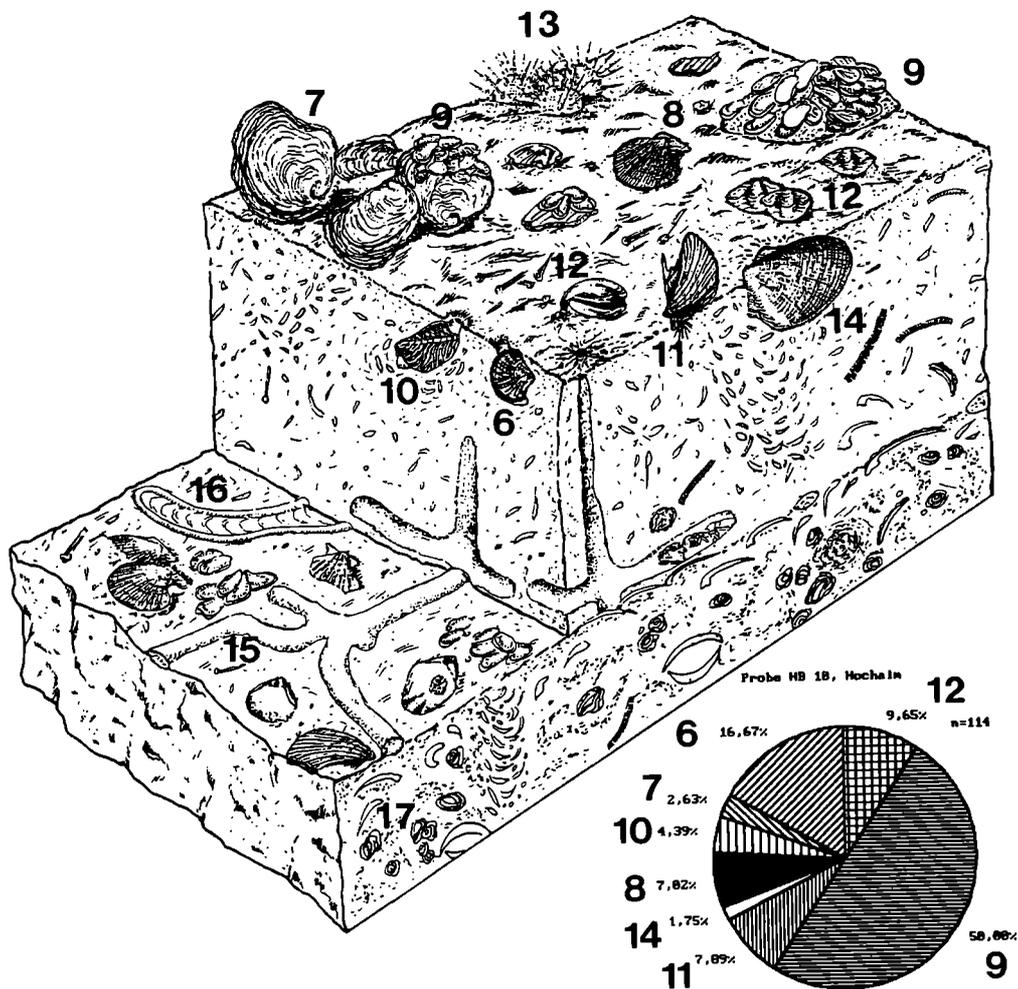


Abb. 42: Idealisierte Rekonstruktion einer artenreichen Hartboden-Lebensgemeinschaft der Gervillia-Atreta-Biofazies in Biotritituskalken an der transgressiven Basis eines Shallowing upward Cycle (Hochalm Member, Unit 2), Legende siehe Abb. 40.

dierenden und reduzierenden Bodenverhältnissen, ähnlich wie in rezenten, flachen, geschützten Biotopen knapp unter der Sedimentoberfläche lag.

In den distalen Tempestitlagen zwischen fossileren Mudstones alternierend mit schwarzen pyritreichen Tonmergellagen tritt *Nuculana claviformis* am häufigsten auf. Sie ist im Faunenspektrum der einzige "deposit feeder", der laut Rezentuntersuchungen meist stationär, knapp unter der Sedimentoberfläche mit einem Tastrüssel organischen Detritus oder bodenlebende Mikro-

organismen vom Meeresboden absaugt (MOORE, 1969, S. N6). Solche grabenden "deposit feeder" sind auf Sedimente mit einem reichen organischen Anteil, aber mit einer geringen Sauerstoffkonzentration und erhöhten Schwefelwasserstoffwerten angepaßt (DUFF, 1975). Doch tolerieren diese Protobranchier keine erhöhte Wasserenergie oder Verringerung der Salinität (SELLWOOD, 1978).

*Gervillia inflata* tritt meist, gemeinsam mit *Palaeocardita austriaca* (seicht grabend, endobysat – STANLEY, 1972) und *Liostrea hinnites* (fixosessil), in tempestitischen Schillagen auf. Eine bevorzugte Einregelungsrichtung der länglichen Schalen ist oft erkennbar. *Gervillia* mit einem verlängerten, aus dem Sediment ragenden hinteren Schalenteil lebte ebenfalls in Clustern, epibysat im Weichsubstrat verankert (SELLWOOD, 1978; SAVAZZI, 1984). Sie ist ebenfalls ein euryöker Typ, der eingeschränktere, terrigenreichere Lebensräume ohne stärkere Wasserbewegungen besiedeln kann (HALLAM, 1976; FÜRSICH & WENDT, 1977). Diese spezialisierte Lebensweise kann z. B. das Fehlen von *Gervillia* in der höherenergetischen *Placunopsis-Bakevella*-Biofazies erklären.

Neben den zahlreichen kleinen Gastropoden (in Dünnschliffen) wurden auch größere, bis 5 cm lange, spindelförmige Gastropoden-Steinkerne und Gastropoden-Kriechspuren auf Schichtflächen beobachtet. Dies könnte im Sinne von FÜRSICH & WENDT (1977) auf einen Algenfilm auf dem Weichsubstrat hinweisen, der von Gastropoden abgeweidet wurde.

Gegenüber der Weichbodenfauna (Abb. 41), mit großteils euryöken Bivalvenarten ist die sekundäre Hartbodenfauna (zutreffender "firm bottom faunas" sensu AIGNER, 1985) auffallend artenreicher (Abb. 42). Die bioturbaten Biogenschuttkalke mit bonebed-artigen Anreicherungen von Fischresten und vereinzelt limonitischen Krusten beinhalten neben inkrustierenden Serpuliden, Brachiopoden (*Rhaetina gregaria*) und Echiniden, oft massenhaft die fixosessile *Atreta intusstriata*. In Verbindung mit der stärkeren Wasserbewegung und der geringeren Sedimentationsrate während der transgressiven Eintiefungsphase zu Beginn eines Shallowing-upward Cycle sind ökologisch anspruchsvollere, epibysate Bivalven wie *Rhaetavicula contorta*, *Pteria* cf. *falcata*, *Chlamys valoniensis*, *Plagiostoma punctata*, *Limatula* cf. *subdupla* häufig. Auch seicht grabende Formen (*Lyriomyophoria inflata*, *Palaeocardita austriaca*) mit kräftigerer Skulpturierung sind vorhanden.

Auszählungen verschiedener angewitterter Schichtflächen des Profils Hochalm ergaben einen Anteil von durchschnittlich 50–60% sessilen und 10–20% epibysaten bestimmbarer Bivalven. Die Bivalven sind mit ca. 55%, neben 10% Brachiopoden, 30% Echinodermenresten und 5% Vertebratenresten am Biogengehalt beteiligt.

Die Ichnofazies mit *Diplocraterion*- und *Thalassinoides*-Bauten von Crustaceen (HALLAM, 1976, S. 253) geht konform mit der, von stenöken Orga-

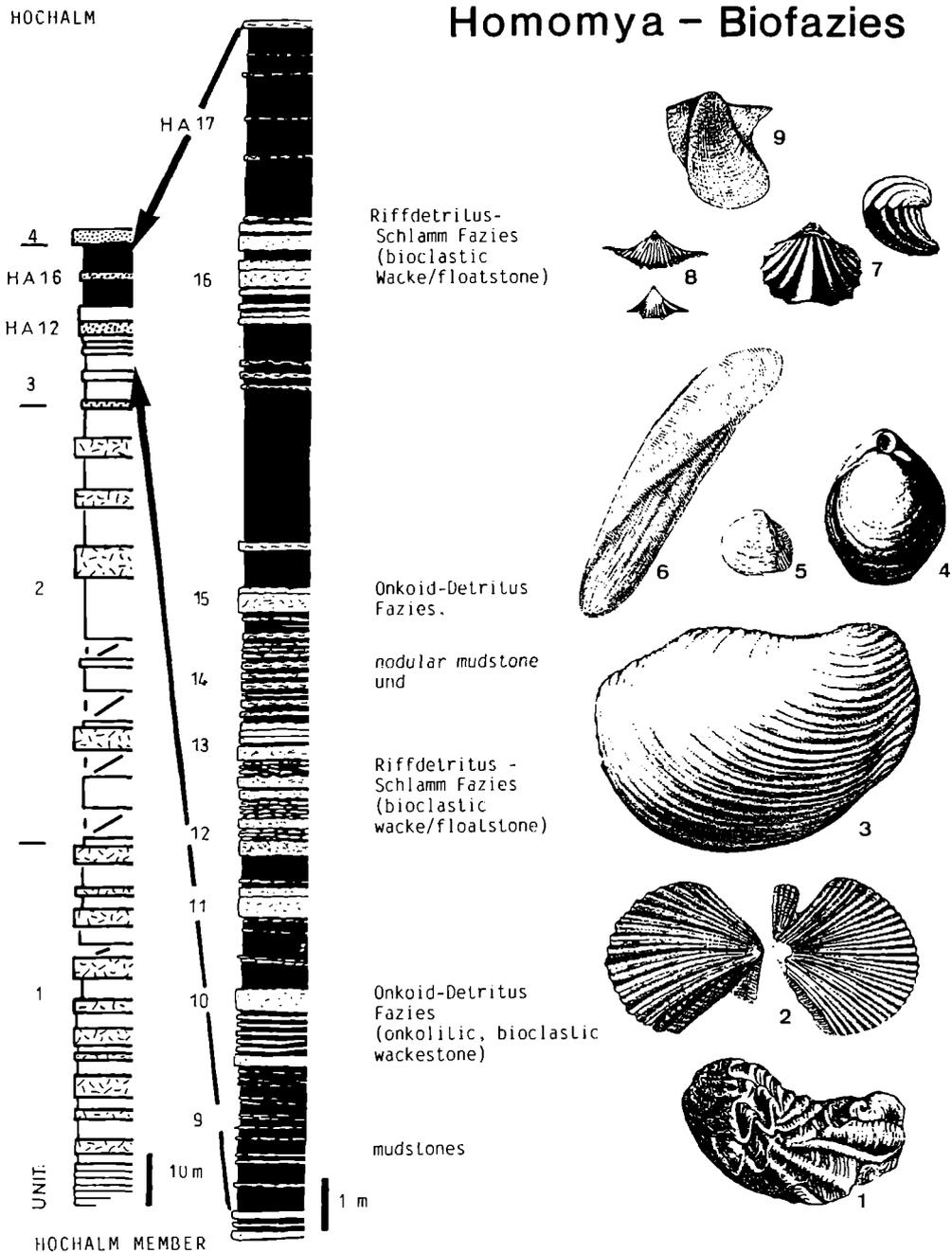


Abb. 43: Lithofazielle Entwicklung des Hochalm Member, Unit 3 mit charakteristischen Vertretern der Homomya-Biofazies am Beispiel Hochalm (1- *Lopha haidingeriana*, 2- *Chlamys coronata*, 3- *Homomya lagenalis*, 4- *Rhaetina pyriformis*, 5- *Protocardia rhaetica*, 6- "*Inoperna*" *schaffhaeutli*, 7- *Zugmayerella koessenensis*, 8- *Austrirhynchia cornigera*, 9- *Cassianella inaequocostata*).

nismen bevorzugten Biofazies. Die beiden Gangsysteme von "deep infaunal suspension feeder" lassen auf eine bessere Durchlüftung des Sediments und auf ein verhältnismäßig tiefes RPD-Layer schließen (FÜRSICH, 1975). Verglichen mit der Faunenanalyse der Cassianer Formation (FÜRSICH & WENDT, 1977), entspricht die Atreta-Assoziation gemeinsam mit Echinodermen und Brachiopoden einem seichten, höherenergetischen Lebensraum (Abb. 42).

Zusammenfassend gesehen, besitzen die großteils euryöken Bivalvengattungen der *Placunopsis-Bakevillia*-Biofazies und der Weichbodenfauna *Gervillia-Atreta*-Biofazies gegenüber der nachfolgenden *Homomya*-Biofazies (Hochalm Member Unit 3–4), eingeschränkte Lebensbedingungen mit verringertem Sauerstoffangebot, erhöhter Wassertemperatur und Salinität (vgl. lagoonal association – HALLAM, 1979, S. 254f).

### *Homomya*-Biofazies

Diese Bivalvenbiofazies (Abb. 43) im Hochalm Member, Unit 3–4 ist durch einen deutlichen faunistischen Wandel von der vorhergehenden, stratigraphisch liegenden Biofazies zu unterscheiden. Die Infauna ist von einem scharfen faunistischen Schnitt betroffen. Alle grabenden Bivalven der *Gervillia-Atreta*-Biofazies werden von neuen Arten der *Homomya*-Biofazies ersetzt. Die namengebende, im Gelände regelmäßig auftretende, unverwechselbare Charakterart ist die tiefgrabende, mit langen Siphonen ausgestattete (SELLWOOD, 1978) Pholadomyidae – *Homomya lagenalis*, neben *Pholadomya* cf. *ambigua*. Rezentere Vertreter dieser tiefgrabenden Bivalvenfamilie besitzen über 30 cm lange Siphone (MOORE, 1969). Auch in den jurassischen Corallian-Faunen bevorzugten Pholadomyidae verfestigte Mergel mit einem gewissen Sandanteil in "Offshore shelf"-Regionen, wo nur leichte Strömungen und geringere Sedimentationsrate das Tiefgraben bevorzugen (FÜRSICH, 1977, S. 362). Im Bereich der *Homomya*-Biofazies (Unit 3) fehlen jegliche Hinweise auf grundberührenden Seegang (inklusive tempestitische Sturmereignisse), der tiefgrabende Organismen beeinträchtigen würde. „*Inoperna*“*schafhaeutli* und *Protocardia rhaetica* sind ebenfalls mit einer angedeuteten divarikaten Skulpturierung an eine grabende Lebensweise in feinkörnigen Sedimenten angepaßt (SEILACHER, 1972). Beide Bivalven werden wie die vorhergehenden Pholadomyidae fast nur doppelklappig gefunden. Weiters kennzeichnet die einzige ganz seicht grabende Form *Protocardia rhaetica* und die beiden am Sediment aufliegenden (free resting) Formen *Cassianella inaequicostata* und *Lopha haidingeriana* diese, von geringerer Wasserenergie gekennzeichnete Bivalvenbiofazies.

Neben den Bivalven dokumentieren auch die neu auftretenden Brachiopodenarten (siehe (*Zugmayerella*-Biofazies) den von der *Homomya*-Biofazies eingeleiteten Faziesumschwung. Diese Bivalvenbiofazies ist qualitativ mit Fau-

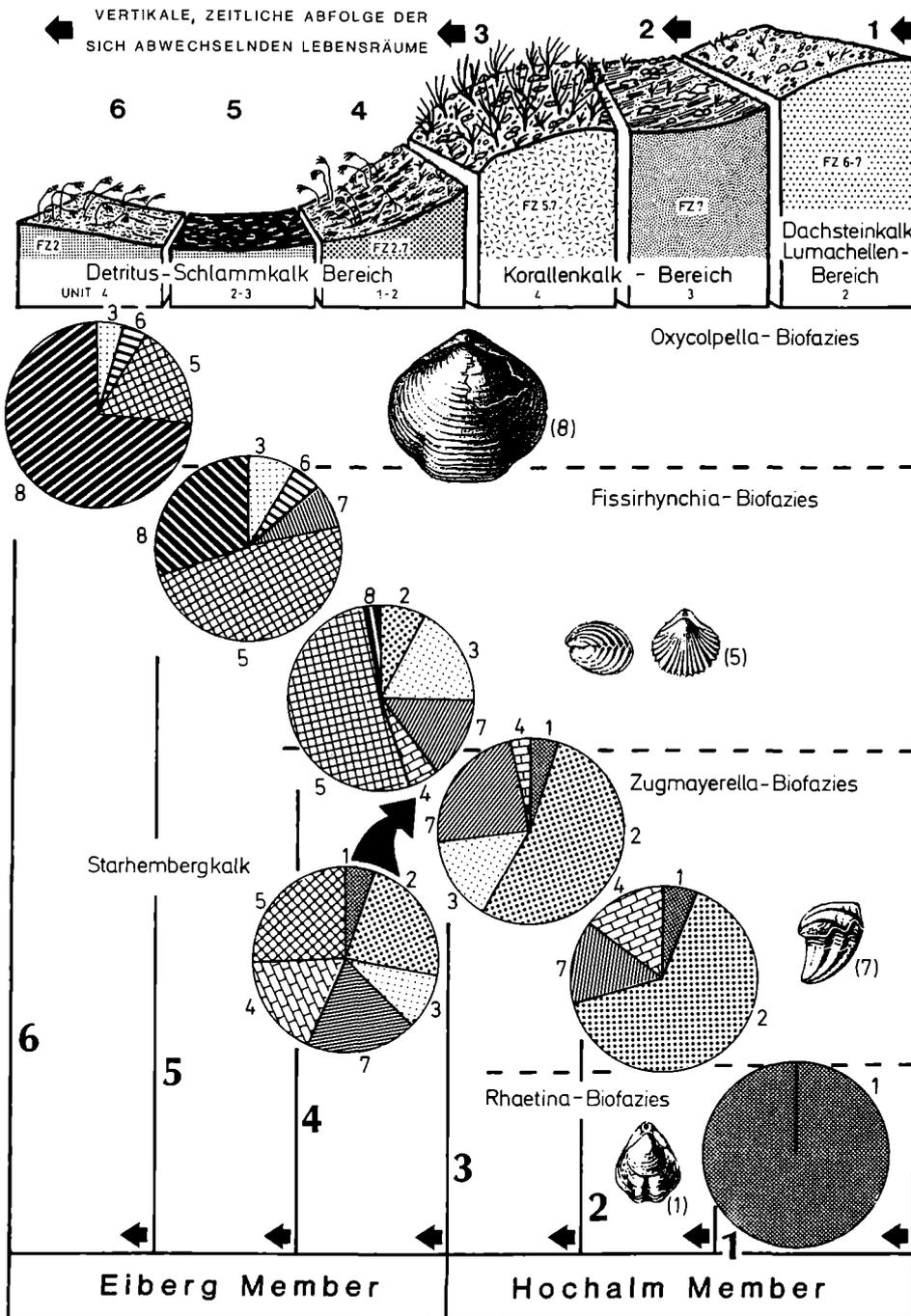


Abb. 44: Brachiopoden-Ökostratigraphie der Kössener Formation; kontinuierliche Veränderung der Faunenspektren, als Folge der fortschreitenden Eintiefung des Lebensraums (1- *Rhaetina gregaria*, 2- *Rhaetina pyriformis*, 3- *Zeilleria norica*, 4- *Austrirhynchia cornigera*, 5- *fissirhynchia fissicostata*, 6- *Sinuocosta emmrichi*, 7- *Zugmayerella koessenensis* und *Z. uncinata*, 8- *Oxycolpella oxycolpos*).

nenassoziationen des süddeutschen Unterlias, der Kalksburger Schichten oder der Grestener Schichten und ihren Äquivalenten in Ungarn zu vergleichen.

### *Oxytoma*-Biofazies

Im **Eiberg Member** (Exkursionspunkt C/2 und C/3) der Kössener Formation charakterisiert nur eine Bivalvenbiofazies, gegenüber zwei Brachiopodenbiofazies (*Fissirhynchia*- und *Oxycolpella*-Biofazies), die vergleichsweise konstanten Ablagerungsbedingungen in einem Intraplattformbecken. Qualitativ und vor allem quantitativ spielt die *Oxytoma*-Biofazies in der terrigenreichen Beckenfazies eine untergeordnete Rolle. Der Individuen- und Artenreichtum von Bivalven nimmt, bedingt durch das veränderte Nahrungsangebot, bei zunehmender Wassertiefe generell ab. Brachiopoden sind hingegen besser an die Ausnutzung eines geringeren Nahrungsangebotes angepaßt (FÜRSICH & HURST, 1974). Der bathymetrische Wandel ist auch an der Ostracodenfauna abzulesen. Mit zunehmender Wassertiefe findet ein Wechsel von Warm- zu Kaltwasserfaunen statt (URLICHS, 1972, S. 773).

Die namengebende Form *Oxytoma inaequivalve* ist die einzige Art, die in der Kössener Formation nur in der Beckenfazies auftritt. *Oxytoma* ist ein, mit dem Byssus am Substrat festgehefteter "suspension feeder" (SELLWOOD, 1972, DUFF, 1975). Weitere Bivalvenarten der vergleichsweise makrofossilarmen Beckenfazies sind *Lopha haidingeriana*, die seichtgrabende *Protocardia rhaetica*, die endobyssate „*Inoperna*“ *schafhäutli* und der epibyssate *Chlamys valoniensis*. Von den acht häufigen Bivalvenarten dieser Assoziation werden von HALLAM (1976) *Lopha*, *Oxytoma*, *Protocardia*, zu den ökologisch sehr toleranten, Bivalvengattungen gezählt.

Verhältnismäßig häufig tritt die, an das Weichsubstrat angepaßte *Cassianella inaequicostata* auf. Sie liegt frei mit der stärker gewölbten linken Klappe auf dem Weichboden (FÜRSICH, 1981). *Atreta intusstriata* benützt vereinzelt größere Bivalven (z. B. *Pinna* oder *Lopha*), Brachiopoden (*Oxycolpella*) oder Cephalopoden (*Arcestes*) als sekundären Hartgrund.

Im Eiberg Member, Units 1–3 existieren mehrere Horizonte mit *Zoophycus*- und *Chondrites*-Spuren. Beide Spurentypen stammen von Organismen ("infaunal deposit feeder"), die auf ein RPD-Layer knapp unter der Sedimentoberfläche schließen lassen (FÜRSICH, 1975).

Eine Verbesserung der Lebensbedingungen, bedingt durch eine Regressionstendenz im karbonatreicheren Unit 4 wird von einem neuerlichen Brachiopodenreichtum (*Oxycolpella*-Biofazies) angezeigt. Nur in Profilen nahe des südlichen Beckenrandes (z. B. Kendlbachgraben oder Steinplatte) ist eine gewisse qualitative, wie quantitative Zunahme der Bivalven zu erkennen.

## Brachiopoden-Ökostratigraphie

Stratifizierte Brachiopodenfaunen, semiquantitativ ausgewertet, ermöglichen eine biofazielle Gliederung mit begrenzt stratigraphischem Wert. Ähnlich den Bivalvenbiofazies-Bereichen spiegeln auch die vier Brachiopodenbiofazies-Bereiche in großen Zügen die lithostratigraphische Gliederung wider (Abb. 35 und 44). Die taxonomische Ansprache der einzelnen Arten bezieht sich auf ZUGMAYER (1882) und vor allem auf PEARSON (1977), der die "Rhätischen Brachiopoden" modern revidierte.

### *Rhaetina*-Biofazies

Diese Brachiopodenbiofazies ist durch das monotypische Auftreten von *Rhaetina gregaria* (SUESS) definiert. Die lithostratigraphische Reichweite der *Rhaetina*-Biofazies umfaßt das Hochalm Member, Unit 2 (oberer Lumachellen-Bereich) und noch die Basis des Unit 3 (Korallenkalk-Bereich) (Abb. 35).

Entgegen der Auffassung von SUESS & MOJSISOVICS (1868, S. 191 f), aber im Einklang mit der Bivalvenbiofazies und der lithofaziellen Gliederung, beginnt die *Rhaetina*-Biofazies schon im oberen Abschnitt der Schwäbischen Fazies. Das individuenreiche, monotypische Auftreten (100 %) von *Rhaetina gregaria* ist im Hochalm Member, Unit 2 auf die Biogenschuttkalkbänke ("firm bottom" fauna – AIGNER, 1985), an der Basis der Shallowing upward Cycles über den Seichtwasserkarbonat-Horizonten beschränkt. Diese Kalkbänke sind durch Hartgründe mit großteils sessilen und epibyssaten Bivalven, Vertebraten- und Echinidenresten ("*Cidaris*" sp.) gekennzeichnet.

Die Seichtwasserkarbonate, Tempestite, und Mudstones enthalten keine Brachiopoden.

In ökostratigraphischer Sicht wird die Liegendgrenze der *Rhaetina*-Biofazies durch das Erstauftreten von *Rhaetina gregaria*, die Hangendgrenze durch das Einsetzen von *Rhaetina pyriformis*, *Zugmayerella* sp. oder *Austrirhynchia cornigera* bestimmt.

### *Zugmayerella*-Biofazies

Sie ist charakterisiert durch das zahlreiche Auftreten von *Rhaetina pyriformis*, *Zugmayerella* div. sp. und *Austrirhynchia cornigera*, sowie das Fehlen von *Oxycolpella oxycolpos* und *Fissirhynchia fissicostata*. Verglichen mit der lithostratigraphischen Gliederung umfaßt der *Zugmayerella*-Biofaziesbereich das Hochalm Member, Unit 3 und 4 (Korallenkalk-Bereich); und charakterisiert die "Karpatische Fazies" (non sensu SUESS & MOJSISOVICS, 1868) deren Umfang verringert wurde (siehe Abb. 35).

Die *Zugmayerella*-Biofazies beinhaltet, bedingt durch die zwei verschiedenen lithologischen Ausbildungen des Korallenkalk-Bereiches, zwei unterschiedliche Typen von Faunenspektren. Im terrigenreichen Unit 3 ist *Rhaetina pyriformis* und *Austrirhynchia cornigera* die Charakterform. Im anschließenden Unit 4 ist *Rhaetina pyriformis* die Charakterform des Lithodendronkalk-Niveaus.

Der *Zugmayerella*-Biofaziesbereich kann somit in eine liegende, terrigenreichere *cornigera*-Subfazies und eine hangende, karbonatreichere *pyriformis*-Subfazies unterteilt werden. Die kleinere Form *Zugmayerella koessenensis* bevorzugt die terrigenreichere *cornigera*-Subfazies, *Zugmayerella uncinata* die karbonatreichere *pyriformis*-Subfazies.

### *Fissirhynchia*-Biofazies

Das Charakteristikum dieses Biofaziesbereiches ist die Dominanz von *Fissirhynchia fissicostata* (inklusive "*Rhynchonella*" *subrimosa*) mit bis zu 60% (Abb. 44). Ökostratigraphisch wird dieser Bereich durch das Einsetzen von *Fissirhynchia fissicostata* im Liegenden und das Aussetzen von *Zugmayerella* div. sp. im Hangenden begrenzt. In lithostratigraphischer Sicht umfaßt diese Brachiopodenbiofazies das Eiberg Member, Units 1–3 und im biofaziellen Sinne die Kössener Fazies (inklusive der Salzburger Fazies sensu SUESS & MOJSISOVICS, 1868) (Abb. 35).

### *Oxycolpella*-Biofazies

Diese Brachiopodenbiofazies unterscheidet sich von der vorhergehenden durch die offensichtliche Dominanz von *Oxycolpella oxycolpos*, mit durchschnittlich 70%, gegenüber *Fissirhynchia fissicostata* (20–30%). *Sinucostra emmrichi* und *Zeilleria norica* sind weitere, untergeordnete Faunenelemente (max. 10%) (Abb. 44). Lithostratigraphisch ist diese Biofazies mit dem Eiberg Member, Unit 4 zu vergleichen (Abb. 35). Der auffällige Reichtum von *Oxycolpella* veranlaßte FABRICIUS (1966, S. 16) den Begriff "Oxycolpellen-Kalk" für die karbonatreiche Ausbildungen der Beckenfazies einzuführen.

### Stratigraphisch aussagekräftige Brachiopodenarten

Geht man von der neuen Rhät-Gliederung (KRYSTYN, 1988, Abb.2) aus (Abb. 35), so sind zumindest im Faziesraum der Kössener Formation alle Brachiopodenarten, mit Ausnahme von *Rhaetina gregaria* ökostratigraphische Leitformen für das Rhät. Außer der eigenwillig geformten *Austrirhynchia cornigera* sind allerdings alle diese Arten aus norischen Ablagerungen des Kau-

kasus bekannt. Wobei das norische Alter durch *Monotis* und *Heterastridium* zweifelsfrei belegt ist (DAGYS, 1963). Weitere Lokalitäten norischen Alters mit charakteristischen Formen der Kössener Formation existieren auch in der Türkei (BITTNER, 1893) und Persien (KRISTAN-TOLLMANN et al., 1979). Es bleibt somit nur *Austrirhynchia cornigera*, die nach heutigem Wissensstand als rhätische Leitform verwendet werden kann.

### Rekonstruktionsversuch der bathymetrischen Verhältnisse

Die *Rhaetina*-Biofazies kann mit der Klassifikation: "shallow. transgressiv sea-floor, possibly littoral" von AGER (1965, S. 146) verglichen werden. *Rhaetina gregaria* existiert in grobkörnigen Detrituskalken, ehemalige teils kondensierte Hartgründen des Hochalm Member. Die Niveaus entsprechen transgressiven Ablagerungen, die jeweils einen neuen Shallowing-upward Cycle einleiten. Verglichen mit der Lithofazies und der Bivalvenbiofazies ist die *Rhaetina*-Biofazies die seichteste Brachiopodenfazies und steht mit den Angaben von AGER (1965) in Einklang.

Die *Zugmayerella*-Biofazies und die *Fissirhynchia*-Biofazies wird in einem gemeinsamen Ablagerungsmodell mit einzelnen Differenzierungen zusammengefaßt. Sie sind mit AGER's Biotoprekonstruktionen "sublitoral, sandgrade seafloors" zu vergleichen.

Die *Oxycolpella*-Biofazies zeigt eine Veränderung der Beckenfazies an. Die Dominanz von *Oxycolpella* geht konform mit den kalkreicheren Sedimentationsbedingungen, bedingt durch den erneuten, verstärkten Einfluß des Plattformrandes.

Zusammenfassend können drei generelle Tiefenstufen mit fließenden Übergängen ausgeschieden werden, die mit der lithofaziellen Gliederung harmonieren (Abb. 35). Die *Rhaetina*-Biofazies ist gemeinsam mit Dachsteinkalk-Horizonten und Bivalventempestiten in ein flaches Subtidal, bis ca. 20 m einzustufen. Die *Zugmayerella*-Biofazies, vergesellschaftet mit artenarmen Korallenrasen ("tiefer mariner Korallenkalk", KUSS, 1983, S. 111, non sensu G. D. STANLEY, 1979, S. 48) unter der Wellenbasis (30–50m) ist ein Übergangsstadium zwischen einer offenen, tieferen Lagune und einem seichteren Becken mit einigen Zehnermetern Wassertiefe. Die *Fissirhynchia*-Biofazies und *Oxycolpella*-Biofazies kann in einem sich eintiefenden Intraplattformbecken mit einer Wassertiefe von ca. 50–100 m (VORTISCH, 1926, S. 55: bis 130 m, URLICHS, 1972, S. 669: 80 m, PILLER, 1981, S. 277: 100 m) angesiedelt werden.

Die quantitative Verteilung der Ordnungen Terebratulida, Spiriferida, Rhynchonellida zeichnet ein generelles Bild des Sedimentationsgeschehens innerhalb der lithostratigraphischen Abfolge. Die zunehmende Eintiefung des Ablagerungsraumes der Kössener Formation drückt sich in der fortschreitenden Ab-

nahme des anfänglich 100%tigen Terebratulida-Anteiles (*Rhaetina-Biofazies*) und der Verschiebung des Spektrums zugunsten der Spiriferida und Rhynchonellida aus (Abb. 44). Mit zunehmender Eintiefung des Intraplattformbeckens verschwinden die Terebratulida fast völlig mit Ausnahme von *Zeilleria norica*. Ähnlich der Kössener Formation wechseln auch in jurassischen Brachiopodengesellschaften die Mehrheitsverhältnisse zu Gunsten der Spiriferiden bei zunehmender Tiefe und abnehmender Wasserenergie (TCHOUMATCHENCO, 1972, FÜRSICH & HURST, 1974). Der Anteil der Spiriferida verringert sich ebenfalls gegenüber dem der Rhynchonellida im Laufe der Beckenentwicklung. In der etwas kalkreicheren *Oxycolpella*-Biofazies (Eiberg Member, Unit 4), bedingt durch eine beginnende Regressionstendenz (RUMPPF, 1986), nimmt der Anteil von Spiriferiden gegenüber den Rhynchonellida wieder zu.

### Biofazielle Gliederung der Kössener Formation

Die seit langer Zeit gebräuchlichen Begriffe Schwäbische, Karpatische und Kössener Fazies werden nur als Orientierungshilfe benützt, da sie denkbar ungeeignet sind. SUESS & MOJSISOVICS (1868) haben nach einer faunistischen Aufnahme des Profiles Kendlbach diese Begriffe auf Grundlage einer biofaziellen Gliederung der Bivalven und Brachiopoden geprägt. Im 20. Jahrhundert wurden sie zunehmend auch als lithofazielle, vor allem aber als lithostratigraphische Begriffe verwendet (oder mißbraucht). Im Gegensatz zu Organismennamen sind geographische Begriffe nicht für Biofaziesbereiche geeignet und haben nur Mißverständnisse gefördert.

Die Kössener Formation wird lithostratigraphisch in ein liegendes Hochalm Member und ein hangendes Eiberg Member gegliedert. Die beiden Members mit je vier Units sind von der lithofaziellen Entwicklung abgeleitet. Die biofazielle Gliederung geht mit der lithofaziellen fast parallel. Sie setzt sich aus vier Bivalven- und vier Brachiopodenbiofazies-Bereichen zusammen. Die Schwäbische Fazies (sensu novo) ist ein Sammelbegriff für die *Placunopsis-Bakevella*- und *Gervillia-Atreta*-Biofazies, sowie *Rhaetina*-Biofazies. Die Karpatische Fazies (sensu novo) faßt die *Homomya*-Biofazies und *Zugmayerella*-Biofazies zusammen. Die Kössener Fazies (sensu novo) entspricht der *Oxytoma*-Biofazies, sowie der *Fissirhynchia*- und *Oxycolpella*-Biofazies.

Gemeinsam mit biostratigraphischen Daten von Conodonten und Ammoniten kann die biofazielle Gliederung zur stratigraphischen Gliederung der Kössener Formation in den Nördlichen Kalkalpen genützt werden (Abb. 35), wobei es sich eindeutig um eine Ökostratigraphie handelt.

Der stratigraphische Wert der Biofazieszonierung beschränkt sich auf das Oberostalpin. Bedingt durch die isochrone, europaweite transgressive Entwicklung des Oberrhät, ist in den Äquivalenten der Kössener Formation im Un-

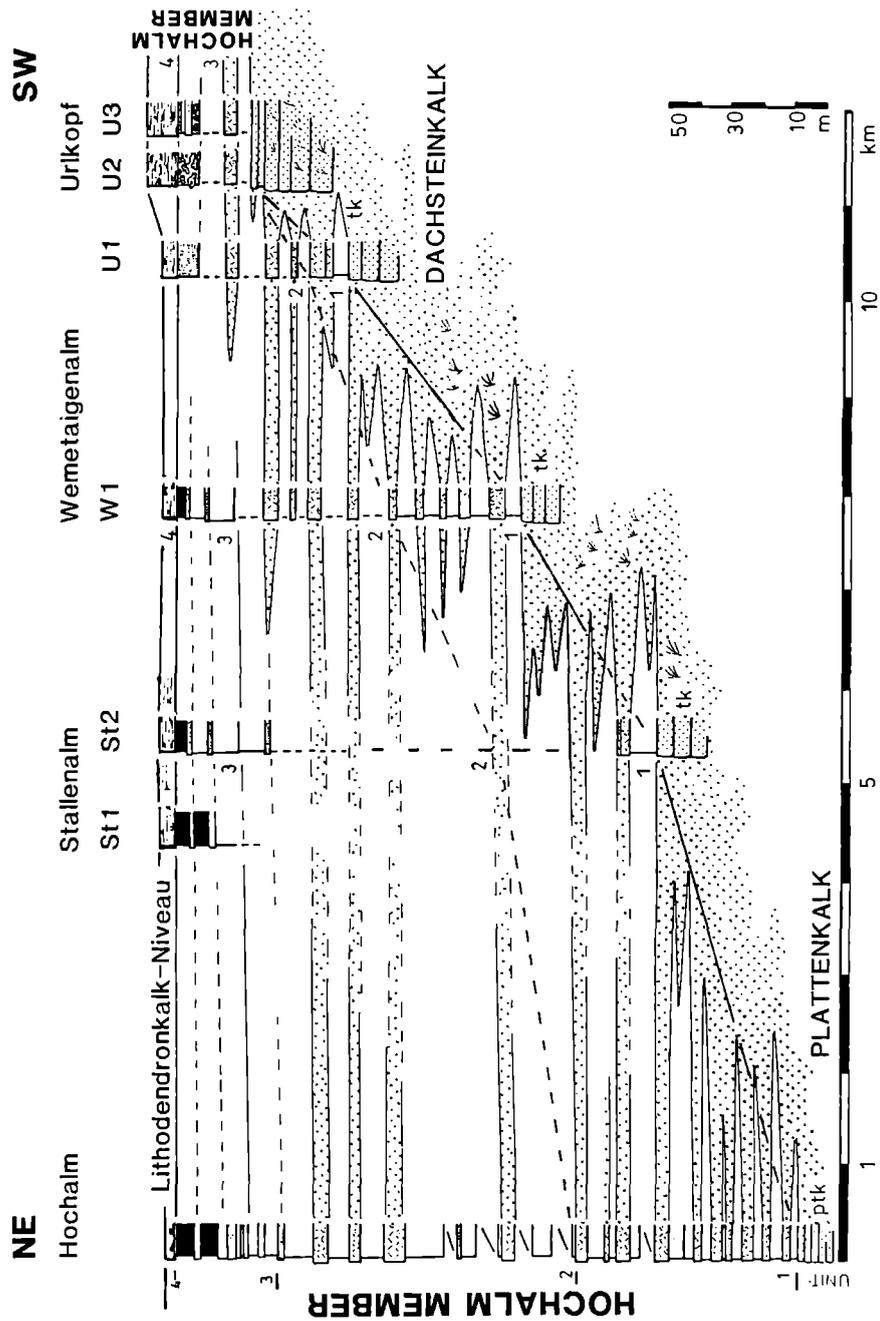


Abb. 45: Rekonstruktion des Verzahnungsbereiches zwischen dem Ablagerungsraum der Kössener Formation (Hochalm Member) und dem Nordrand der Dachsteinkalk-Plattform mit korrelierbaren Profilen im Raum Steinplatte.

terostalpin (TOLLMANN, 1977) und vorallem in den Karpaten (MICHALIK, 1977, GAZDICKI, et.al., 1979), zeitgleich mit der Kössener Fazies und dem "Oberrhätkalk" in den Alpen, eine Mischfazies mit schwäbischen und karpatischen Elementen (GOETEL, 1917, S.181f) vorhanden (GOLEBIEWSKI, 1990, Fig. 2-4). In den epikontinentalen, transgressiv über Keupersedimenten folgenden, oberrhätischen Ablagerungen Nordwesteuropas (z. B. Penarth Group, England) existiert, bedingt durch eine Faziesrekurrenz, nur die Schwäbische Fazies mit euryöken Bivalven (Contorta Beds), aber ohne *Rhaetina gregaria*.

### C/3: Steinplatte, Stallenalm-Kammerköhr Haus

Thema: Südrand des Ablagerungsraumes der Kössener Formation, randliches Intraplattformbecken und Plattformvorstoß.

Lithostratigraphische Einheit: Kössener Formation, Eiberg Member.

Alter: Choristoceras marshi Zone, Rhät (sensu KRYSZTYN, 1988).

Ortsangabe: Von Waidring an der Bundesstraße 312 zweigt die Steinplatte-Mautstraße nach Norden ab und endet am Parkplatz des Gasthofes Steinplatte. In östlicher Richtung erreicht man auf einer Privatstraße die Stallenalm (1422 m Seehöhe) und schließlich das Kammerköhrhaus neben einer Sesselliftstation (1510 m Seehöhe) oberhalb der Stallenalm, ÖK 91, St. Johann in Tirol: 47 37/12 34 15.

Das Profil im Steilhang zwischen Stallenalm und Kammerköhrhaus (OHLEN, 1959, Fig. 1: Sec. B und STANTON & FLÜGEL, 1989, Pl. 1: Sect. 13) demonstriert das Eiberg Member, Unit 2-4 am Rand des Intraplattformbeckens (Abb. 46). Gegenüber den beckenzentraleren Profilen (z. B. Hochalm C/1 oder Eiberg C/2) ist hier das Unit 3 des Eiberg Members karbonat- und makrofossilreicher entwickelt. *Misikella rhaetica* reicht gegenüber allen anderen bekannten Conodontenprofilen (Abb. 38) bis hoch hinauf in das Unit 3. Das, gegenüber dem Unit 2, karbonatreichere Unit 3 ist stellvertretend für den Plattformvorstoß. Die Basis des Unit 3 korrespondiert mit dem "White bed", das einen deutlichen Wechsel des Sedimentationsgeschehens am Plattformrand darstellt (STANTON & FLÜGEL, 1989).

Zwischen Kammerköhrhaus und der Sesselliftstation ist das Hangende des Unit 4 aufgeschlossen. Die grauen feinkörnigen Biodetrituskalke (wackestone) mit *Misikella posthernsteini* werden von hellen grobkörnigeren Schuttkalken abgelöst. Diese Pack/grainstones beinhalten häufig umkrustete, umgelagerte Seichtwasserkarbonat-Klasten, vereinzelt auch *Triassina hantkeni*. Die massiven Bänke scheinen der lateralen Verlängerung der Capping facies des Slopes (STANTON & FLÜGEL, 1989) in das Becken zu entsprechen. Sie sind in der randlichen Beckenfazies ein Indiz für die Regressionstendenz an der Trias/Jura-Grenze.

## C/4: Wemetaigenalm

Thema: Basis der Kössener Formation (Hochalm Member) nahe der Dachsteinkalkplattform und maximale Ausdehnung der Beckenfazies der Kössener Formation (Eiberg Member).

Alter: *Rhabdoceras suessi* Zone – *Choristoceras marshi* Zone, Oberror - Rhät (sensu KRYSTYN, 1988).

Ortsangabe: Von der Stallenalm (siehe C/3) führt ein markierter Fußweg ca. 4 km, entlang dem Wandfuß der Steinplatte in südöstlicher Richtung über Grünwaldalm und Treschereck zu der Wemetaigenalm (1450 m Seehöhe), ÖK 92, Lofer: 47 36 10/12 35 45.

Etwa 500 m bevor man die Wemetaigenalm erreicht sind in der Almwiese Dachsteinkalkbänke an der Basis der Kössener Formation aufgeschlossen. Auf den Hangendschichtflächen sind patchartige Anhäufungen von ästigen Korallenstöcken in situ zu beobachten.

500 m östlich der Wemetaigenalm ist ebenfalls die Basis des Hochalm Members aufgeschlossen (Profil W1, Abb. 45). Die mächtigen Dachsteinkalkbänke werden von bunten Tonfugen getrennt (vgl. Basis der Kössener Fm. zwischen Dachsteinkalk und „Oberrhätalk“ im Rettenbachtal bei Ischl, SCHÖLLNBERGER, 1967). Das Profil W1 reicht vom Waldrand bis hinauf zum Wandfuß der Sonnwendwand. Es beinhaltet das gesamte Hochalm Member (Unit 1–4) in der üblichen lithofaziellen Ausbildung und ist, trotz der geringeren Mächtigkeit, lithostratigraphisch korrelierbar mit dem Profil Hochalm (C/1).

Über dem Lithodendronkalk-Niveau folgt ein 25 m mächtiges Schichtpaket mit gebankten, grauen, bioturbaten Biodetrituskalken (bioclastic wacke/floatstone) mit Korallen, Echinodermen, Brachiopoden und mikritischer Matrix. Dieser Riffdetritus-Schlammfazies ist ein 2 m mächtiges Intervall von Detritus-Schlammfazies (KUSS, 1983) eingeschaltet. Die bioclastic wackestones entsprechen lithofaziell dem Eiberg Member, Unit 1.

500 m westlich der Wemetaigenalm (W3) existiert ebenfalls eine 10 m mächtige Einschaltung von Mikrofaziestypen des Eiberg Members, Unit 1–2 innerhalb einer Riffdetritus-Schlammfazies (Abb. 46). Gegen das Hangende des Beckenfazies-Intervalls werden die Biomikrite feinkörniger und dunkler, die Tonmergelfugen mächtiger. Neben *Misikella posthernsteini*, *M. rhaetica* und *M. koessenensis* existiert eine Foraminiferenassoziation, die sensu KUSS (1983) die Beckenfazies der Kössener Formation charakterisiert.

## C/5: Urkopf, südlich Steinplatte

(Abb. 46)

Thema: transgressiver Vorstoß der Kössener Formation (Hochalm Member) in die Dachsteinkalk-Plattform.

Alter: Vandaites stuerzenbaumi Zone, Unterrhät (sensu KRYSTYN, 1988).

Ortsangabe: Folgt man von der Wemetaigenalm (siehe C/4) den Wandfuß der Sonnenwendwand in östlicher Richtung erreicht man nach etwa 5 km die Profile (U2, U3) unter dem Urkopf, ÖK 92, Lofer: 47 35 15/12 39 30. Dabei bewegt man sich immer im Niveau der Kössener Formation zwischen Dachsteinkalk und „Oberrhätkalk“ (siehe OHLEN, 1959, Fig. 2, Loc. 26–27).

Im Liegenden von massigen grauen Biodetrituskalken in Riffdetritus-Schlammfazies ist ein terrigenreicheres Schichtpaket mit bioclastic floatstones, baffelstones und Tonmergelfugen aufgeschlossen. Besonders bemerkenswert sind die gelb bis rot geflammten feinkörnigen Biodetrituskalke mit Brachiopoden, Bivalvenrümmern und einem auffälligen Reichtum an thamnsteroiden Korallenformen mit Aufwuchs von Foraminiferen, Serpuliden und Bivalven. Geht man von den isochronen Ablagerungsbedingungen des Hochalm Members aus, so demonstriert die Lokalität Urkopf (U3) im Steinplattegebiet den südlichsten transgressiven Vorstoß der Kössener Formation (Hochalm Member, Unit 3) in die Dachsteinkalk-Plattform (Abb. 45).

## Die Verzahnung der Kössener Formation mit der Dachsteinkalk Plattform

Die besten Möglichkeiten, die südliche Verzahnungszone zwischen dem Ablagerungsraum der Kössener Formation und der Dachsteinkalk-Plattform zu studieren sind im Steinplattegebiet vorhanden. Mehrere, im lateralen Verband erhalten gebliebene Profile erlauben eine Rekonstruktion und Interpretation des Sedimentationsgeschehens des Hochalm und Eiberg Members im Zusammenhang mit dem angrenzenden Plattformrand (Abb. 45 und 46).

Im Laufe der zahlreichen transgressiven Vorstöße des Hochalm Members weitet sich das Becken der Kössener Formation zunehmend gegen Süden (und vermutlich auch gegen Norden) aus.

Am Ende eines jeden Shallowing upward Cycle scheint die terrigene Zufuhr unterbrochen zu sein. Seichtwasserkarbonat-Horizonte beherrschen dann das Sedimentationsgeschehen des „Kössener“ Flachmeerbeckens bis ein neuerlicher transgressiver Trend wieder Terrigenmaterial anliefert.

Der Nordrand der Dachsteinkalk-Plattform kann als flache Rampe bezeichnet werden. Die Mikrofaziestypen des Dachsteinkalkes weisen offenere und tiefere Ablagerungsbedingungen (PILLER, 1976 und KUSS, 1983) auf als im

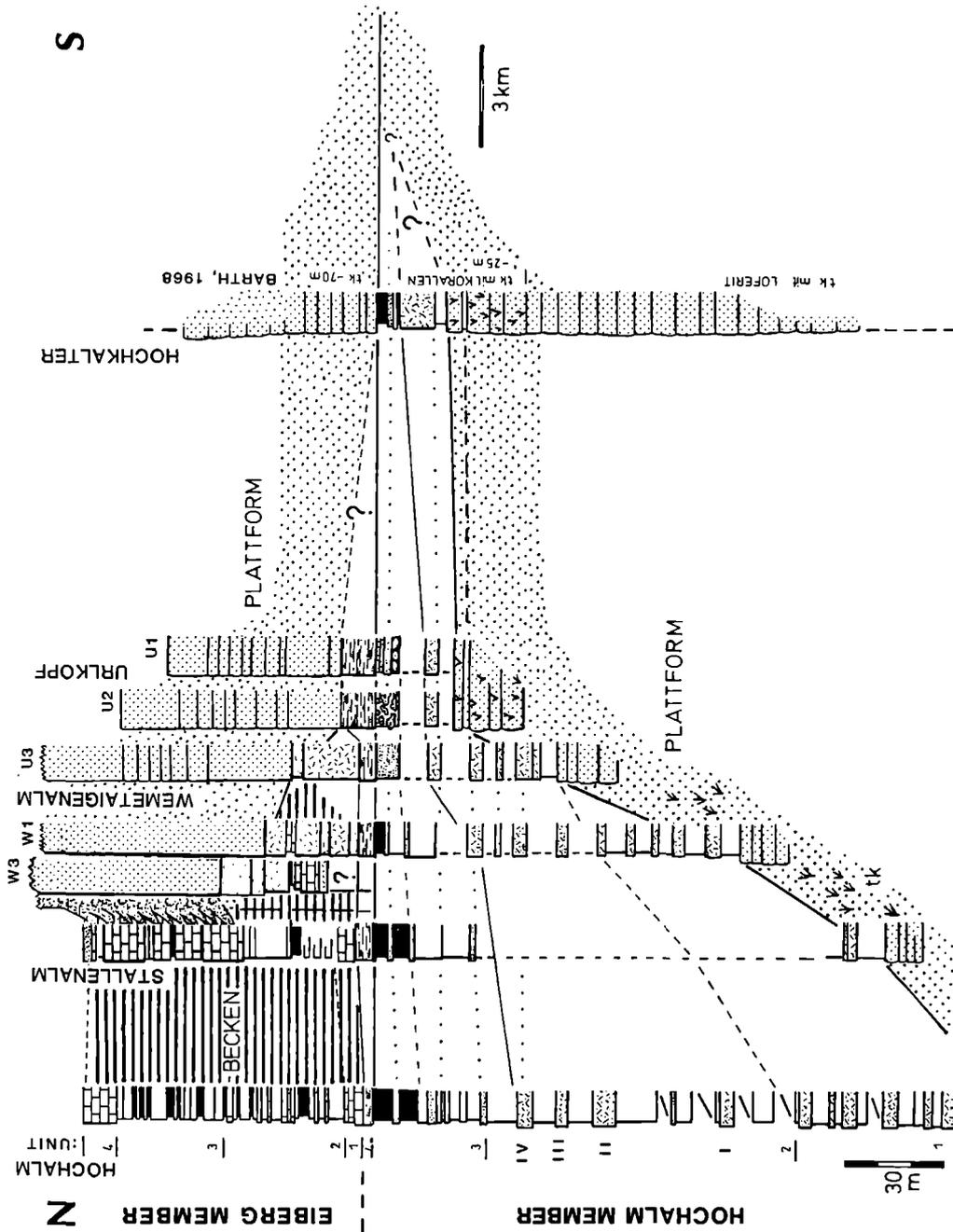


Abb. 46: Transgressive und regressive Entwicklung der Kössener Formation am Nordrand der Dachsteinkalk-Plattform zwischen dem Steinplattegebiet und dem Hochkalter.

Inneren der Plattform (FISCHER, 1964). Auf Schichtflächen der Dachsteinkalkbänke an der Basis des Profiles Steinplatte/Stallenalm (C/3), aber vor allem im Raum westlich der Wemetaigenalm (C/4) sind Korallenrasen und kleine Patches (1–3 m Durchmesser) mit ästigen Korallen und vereinzelt Kalkschwämmen zu beobachten. Weiter südlich, im Bereich Urlkopf (C/5) existieren, zeitgleich mit dem Hochalm-Member, Unit 2 Dachsteinkalkbänke. Diese werden von dünnen, meist roten Residualton-Lagen getrennt. Es ist naheliegend, diese bunten Tonfugen als die am weitesten in die Plattform reichenden Anzeichen einer transgressiven Phase der Kössener Formation zu deuten.

Während im Hochalm Member, Units 1–2 (Lumachellen-Bereich) Seichtwasserkarbonate und tempestitische Lumachellen die Lithofazies prägen, fehlen diese Lithofaziestypen im Hochalm Member, Units 3–4. In diesen Units (Korallenkalk-Bereich) übernehmen terrigenreichere Biodetrituskalke und eiförmige Korallenkalke mit feinkörniger Matrix („Lithodendronkalk“) die Rolle der charakteristischen Gesteinstypen. Für höhere Wasserenergie typische Sedimentstrukturen fehlen. Mit dem lithofaziellen Wandel ist auch ein deutlicher biofazieller Schnitt verbunden.

Das tiefere, terrigenreiche Ablagerungsmilieu des Unit 3 steht in Zusammenhang mit der maximalen lateralen Ausdehnung der Kössener Formation. Das sich transgressiv in die Plattform erstreckende Schichtpaket entlang der Sonnwand zwischen Wemetaigenalm (C/4) und Urlkopf (C/5) im Steinplattegebiet ist ein bedeutender lithostratigraphischer, wie sequenzstratigraphischer Leithorizont (Abb. 45). Das Niveau der Kössener Formation (Hochalm Member, Unit 3) zwischen Dachsteinkalk und „Oberrhätkalk“ am Urlkopf kann mit der, paläogeographisch etwa 10–15 km weit in die Dachsteinkalk-Plattform reichenden, Einschaltung von Kössener Formation am Hochkalter parallelisiert werden (Abb. 46 und Abb. 47/1–2). Dieses terrigenreichen Niveau im Dachsteinkalk (BARTH, 1968) entspricht litho-, wie biofaziell dem Hochalm Member, Unit 3.

Die Einschaltung von Kössener Formation im Dachsteinkalk an der alten Paß Lueg Straße, paläogeographisch südlich der bekannten Profile Kendlbachgraben und Gaissau, oder am Kreugrat Gipfel (PILLER, 1976) entspricht ebenfalls diesem Niveau. Dieser lithostratigraphische Leithorizont (Hochalm-Member, Unit 3–4) könnte als Hilfe bei der Unterscheidung von norischen und rhätischen Anteilen innerhalb des gebankten Dachsteinkalkes im Norden benützt werden.

## Paläogeographisches Modell

Die geographische Verbreitung der unterschiedlich mächtigen Profile mit einem isochronen Sedimentationsgeschehen im **Hochalm Member** erlaubt eine paläogeographische Gliederung des Ablagerungsraumes in beckenzentrale und randliche Bereiche. Der, während des Hochalm-Members, als flache Rampe ausgebildete Rand der Dachsteinkalkplattform war die Südbegrenzung eines West-Ost streichenden Flachmeerbeckens mit epikontinentalem Charakter. Höherenergetische Ereignisse (Sturmereignisse) verursachten am Fuß der Rampe proximale Tempestite, im flachen Becken distale Tempestite. Ermittlungen der Einregelungsrichtung von *Gervillia inflata* auf Schichtflächen distaler Tempestitbänke (z. B. Hochalm, C/1) ergaben über eine Entfernung von fast 250 km eine bevorzugte W-E- bis SW-NE-Richtung der länglichen Bivalvenschalen. Die Einmessung von Rippelmarken und Schrägschichtungsstrukturen in proximalen tempestitischen Detrituskalken (z. B. Steinplatte-Stillenalm, C/3) lassen eine weitere, um ca. 90° gedrehte NW-SE verlaufende Strömungsrichtung erwarten. Überträgt man diese Beobachtungen auf das Ablagerungsmodell des germanischen Muschelkalks von AIGNER (1985, Fig. 70), kann man auf eine ähnliche Morphologie und Strömungsverhältnisse schließen. Das bedeutet, daß ebenfalls küstenparallele Strömungen (W-E bis SW-NE) und Bodenströmungen von der Rampe in das flache Becken (NW-SE) zu erwarten sind. Alle diese Beobachtungen und Deutungsversuche unterstützen das paläogeographische Modell eines sich W-E erstreckenden Flachmeerareales, das zumindest im Süden von einem flachen Plattformrand begrenzt war.

Dieses, für das Hochalm Member gültige paläogeographische Modell kann für das **Eiberg Member** generell beibehalten werden. An Profilen im Raum Steinplatte (zwischen Stillenalm-Kammerköhr Haus, C/3 und Wemetaigenalm, C/4 – Abb. 46) ist abzulesen, daß das Becken während des Eiberg Members, Unit 2 seine größte laterale Ausdehnung besitzt. Im Laufe der Units 3-4 engt ein Plattformvorstoß das Becken wieder ein. Auf den anfänglich transgressiven Trend der Kössener Formation, verbunden mit einem Offlap der Plattform nach Süden (Hochalm Member, Unit 3-4 und Eiberg Member, Unit 1-2, Abb. 47/1-3) folgt ein Onlap der Plattform nach Norden (Eiberg Member, Unit 3-4, Abb. 47/4). Die Beckensedimente des Eiberg Members werden von Seichtwasserkarbonaten des Plattformrandes mit einer Mudmound- und Riff-Fazies (Steinplattekalk) überlagert (OHLEN, 1959, PILLER, 1981a, STANTON & FLÜGEL, 1989).

Die nördliche Begrenzung dieses Intraplattformbeckens ist ebenfalls eine West-Ost streichende Seichtwasserkarbonat-Schwelle (FABRICIUS, 1966, 1967). Diese sogenannten „Oberrhätkalke“ folgen vertikal über dem Hochalm Member der Kössener Formation und ersetzen im Norden der Lechtal- oder Staufen-Höl-

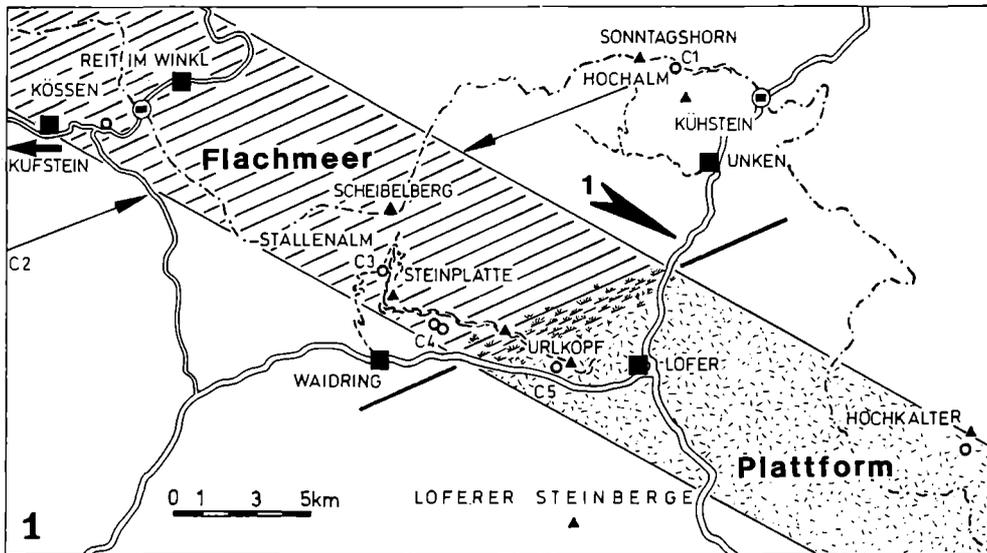
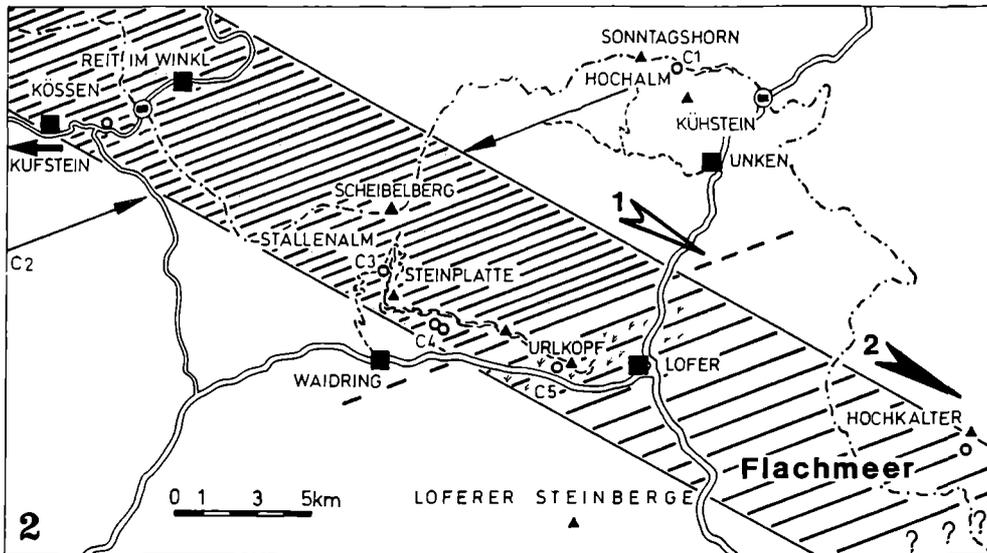


Abb. 47/1-2: Paläogeographisches Modell des sich transgressiv ausbreitenden Flachmeeres während des Hochalm Members: 1 – Unit 2, 2 – Unit 3 bis 4.

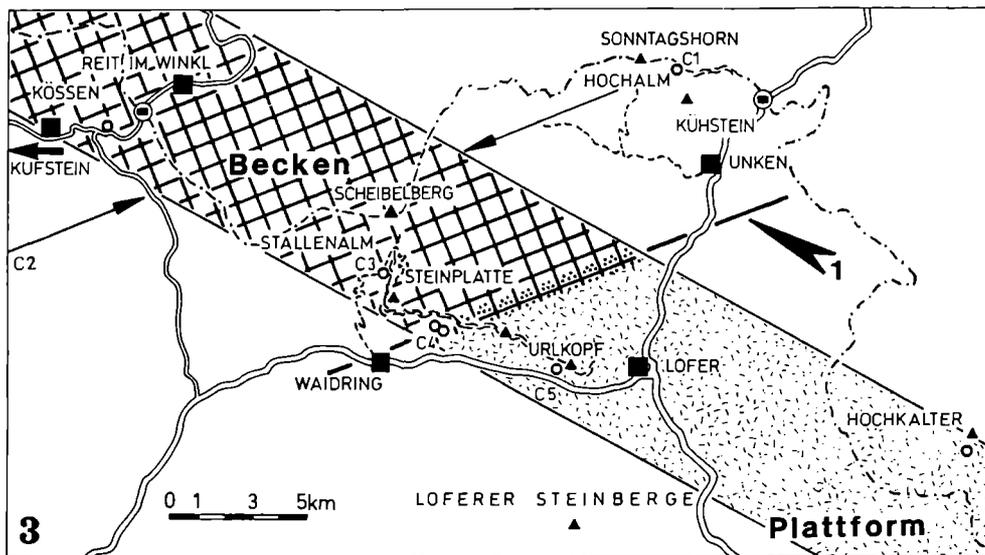
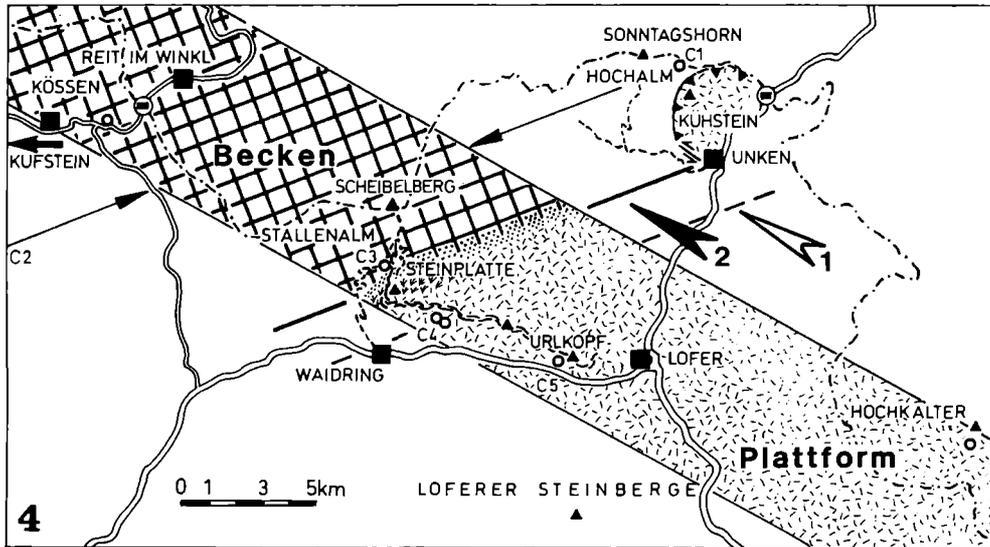


Abb. 47/3-4: Paläogeographisches Modell des Intraplattformbeckens während des Eiberg Members: 3 – transgressive Phase des Unit 2, 4 – regressive Phase des Unit 3 bis 4.

lengebirgsdecke lateral das Intraplattformbecken. Im Ostteil der Nördlichen Kalkalpen (Traunsee bis Alpenostrand) ist keine Beckenfazies der Kössener Formation bekannt. Es ist möglich, daß, vielleicht bedingt durch einen allgemeinen Verseichterungstrend gegen Osten (TOLLMANN, 1976, „karpatischer Fazieseinfluß“), die Beckenfazies des Eiberg Members weiträumig von terrigen beeinflusstem „Oberrhätkalk“ (Puchenstubener Schichten) vertreten wird. Ein genaueres paläogeographisches Modell von dem im Norden wie im Süden von Seichtwasserkarbonat-Plattformen begrenzten Becken des Eiberg Members ist bei dem jetzigen Kenntnisstand noch nicht möglich.

### Empfohlene Exkursionsroute

Hochalm, C/1 — Steinbruch Eiberg C/2 — Steinplatte, C/3-5: Stallenalml/Kammerköhrhaus, C/3 — über B-Mound (siehe OHLEN, 1959) zu Wemetaigenalm, C/4 — entlang Sonnwendwand zu Wandfuß von Urkopf, C/5 — zurück zu Wemetaigenalm, über markierten Steig zu Steinplattgipfel („Coral garden“ OHLEN, 1959) und über Schipiste (Reef slope PILLER, 1981a) hinunter zu Kammerköhrhaus und weiter zu Stallenalml.

### Literatur

- AGER, D. V., 1965. The adaption of Mesozoic Brachiopods to different environments. — *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, 1:143–172, Amsterdam.
- AIGNER, T., 1982. Calcareous Tempestites: Storm-dominated Stratifikation in Upper Muschelkalk Limestone. — [in:] EINSELE, G. & SEILACHER, A. (ed.): *Cyclic and Event Stratification*. — Heidelberg (Springer).
- AIGNER, T., 1985. *Storm Depositional Systems.- Lecture Notes in Earth Sciences*, 3, Heidelberg (Springer).
- BARTH, W., 1968. Geologie der Hochkalter-Gruppe in den Berchtesgadener Alpen. — *N. Jb. Geol. u. Paläont. Abh.*, 131/2:119–177, Stuttgart.
- BUCH, L., 1828. Über die Kalke mit Gervillia u. Avicula. — *Abh.d. Berliner Akad.*, 1828, Berlin.
- CZURDA, K. & NICKLAS, L. 1970. Zur Mikrofazies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomit- und Plattenkalk-Niveaus der Klostertaler Alpen und des Rhätikon. — *Festband Geol. Inst. Univ. Innsbruck*, 1970:165–253, Innsbruck.

- DAGYS, A. S., 1963. Upper Triassic brachiopods of the Southern USSR. — Izdatelstvo Akademiji nauk, **1963**:1–238, Moskva.
- DITTMAR, A., 1864. Die Contorta-Zone (Zone der *Avicula contorta*) ihre Verbreitung und ihre organischen Einschlüsse: 1–217, München.
- DUFF, K. L., 1975. Palaeoecology of bituminous shale – The Lower Oxford Clay of Central England. — *Palaeontology*, **18**:443–482, London.
- FABRICIUS, F., 1966. Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias Jura in den Bayrisch-Tiroler Kalkalpen. — *Internat. Sedimentary Petrograph. Series*, **9**, Leiden (Brill).
- FABRICIUS, F., 1967. Die Rhät- und Lias-Oolithe der nordwestlichen Kalkalpen. — *Geol. Rundschau*, **56**:140–170, Stuttgart.
- FISCHER, A. G., 1964. The Lofer Cyclothems of the alpine Triassic. — *Bull. Geol. Surv. Kansas*, **169**:107–149, Lawrence.
- FLÜGEL, E., 1978. Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. — Heidelberg (Springer).
- FÜRSICH, F. 1975. Trace fossils an environmental indicator in the Corallian of England and Normandy, *Lethaia*, **8**:151–172, Oslo.
- FÜRSICH, F. 1977. Corallian (Upper Jurassic) marine bentic associations from England and Normandy. — *Palaeontology*, **2/2**:337–385, London.
- FÜRSICH, F. 1981. Salinity-controlled bentic associations from the Upper Jurassic of Portugal, *Lethaia*, **14**:203–233, Oslo.
- FÜRSICH, F. & HURST, J., 1974. Environmental factors determining the distribution of brachiopods. — *Palaeontology*, **17/3**:879–900, London.
- FÜRSICH, F. & WENDT, J., 1977. Biostratigraphy and Palaeoecology of the Cassian Formation (Triassic) of the Southern Alps. — *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, **22**:257–323, Amsterdam.
- FÜRSICH, F. & WERNER, W., 1986. Bentic associations and their environmental significance in the Lusitanian Basin (Upper Jurassic). — *N. Jb. Geol. Paläont.*, **172/3**:271–329, Stuttgart.
- GAZDICKI, A., KOZUR, H. & MOCK, R., 1979. The Norian-Rhaetian Boundary in the light of micropalaeontological data. — *Geol. Razpr. Porocila*, **22/1**:71–111, Ljubljana.

- GAZDICKI, A., MICHALIK, J. et.al., 1979. An Upper Triassic - Lower Jurassic sequence in the Krizna nappe (West Tatra mountains). — *Zapadne Karpaty, Ser. geologia*, **5**:119–148, Bratislava.
- GOETEL, W., 1917. Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subtatarischen Zone in der Tatra. — *Bull. Acad. Cracovie, Sci. Math.-Nat., Serie A*, **1917**:1–222, Cracovie.
- GOLEBIEWSKI, R., 1986. Neue Misikellen-Funde und ihre Bedeutung für die Abgrenzung des Rhät s. str. in den Kössener Schichten. — *Sitzber. Österr. Akad. Wiss.*, **195**/4:53–65, Wien.
- GOLEBIEWSKI, R., 1990. The Alpine Kössen Formation, a key for European topmost Triassic correlations – a sequence and ecostratigraphic contribution to the Norian Rhaetian discussion. — *Albertiana*, **8**:25–35, Utrecht.
- GOLEBIEWSKI, R. & BRAUNSTEIN, R., 1988. A Triassic/Jurassic Boundary Section in the Northern Calcareous Alps (Austria). — *Berichte Geol. Bundesanst.*, **15**:39–46, Wien.
- GÜMBEL, C. W., 1859. Über die Gleichstellung der Gesteinsmassen in den nordöstlichen Alpen mit außeralpinischen Flöttschichten. — *Amtl. Ber. Versamml. deutsch. Naturforsch. u. Ärzte*, **34**:80–88, Karlsruhe.
- HALLAM, A., 1961. Brachiopod life assemblages from the Marlstone rock-bed of Leicestershire. — *Palaeontology*, **4**/4:653–659, London.
- HALLAM, A., 1976. Stratigraphic distribution and ecology of European Jurassic bivalves. — *Lethaia*, **9**:245–259, Oslo.
- HALLAM, A., 1981. The end-triassic bivalve extinction event — *Palaeogeograph. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **35**:1–44, Amsterdam.
- JACKSON, J.B., 1972. The ecology of the molluscs of *Thalassia* communities, Jamaica (II). — *Marine Biology*, **14**:304–337, London.
- KOZUR, H. & MOCK, R., 1974. *Misikella posthernsteini* n. sp., die jüngste Conodontenart der thetyalen Trias. — *Cas. Miner. Geol.*, **19**/3:245–250, Praha.
- KRANZ, P. M., 1974. The anastrophic burial of bivalves and its palaeoecological significance. — *J. Geol.*, **82**:237–265, Stuttgart.

- KRYSTYN, L., 1980. Stratigraphy of the Hallstatt region. — [in:] SCHÖNLAUB, H. (ed.). Second European Conodont Symposium, Fieldtrip B. — Abh. Geol. Bundesanst., **35**:69–98, Wien.
- KRYSTYN, L., 1988. Zur Rhät-Stratigraphie in den Zlambach-Schichten (vorläufiger Bericht). — Sitzber. öster. Akad. Wiss. (Math.-natw. Kl.), **196**/3:21–36, Wien.
- KUSS, J., 1983. Faziesentwicklung in proximalen Intraplattform-Becken: Sedimentation, Palökologie und Geochemie der Kössener Schichten (Ober-Trias, Nördliche Kalkalpen). — Facies, **9**:61–172, Erlangen.
- MICHALIK, J., 1977. Paläontologische Untersuchungen der Fatra-Formation (Köss. Fm.) des nördlichen Teils des Fatrikums in den Westkarpaten. — Geologica Carpathica, **28**/1:71–94, Bratislava.
- MORBAY, S., 1975. The Palynostratigraphie of the Rhaetian Stage, Upper Triassic in the Kendlbachgraben, Austria. — Palaeontographica (Abt. B), **152**:1–75, Stuttgart.
- MOSTLER, H., SCHEURING, B. & URLICHS, M., 1978. Zur Mega- und Mikrofauna und Mikroflora der Kössener Schichten vom Weißloferbach in Tirol unter besonderer Berücksichtigung der in der Suessi- und Marshi-Zone auftretenden Conodonten. — Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **4**:141–174, Wien.
- OHLEN, H., 1959. The Steinplatte reef complex of the Alpine Triassic of Austria. — Dissertation, Univ. Princeton.
- OPPEL, A. & SUESS, E., 1856. Über die muthmasslichen Äquivalente der Kössener Schichten in Schwaben. — Sitzber. k. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **21**/2:107–175, Wien.
- PEARSON, D. A., 1970. Problems of Rhaetian stratigraphie with special references to the lower boundary of the stage. — J. Geol. Soc. London, **126**:125–150, London.
- PEARSON, D. A., 1977. Rhaetian brachiopods of Europe. — N. Denkschr. Naturhist. Mus. Wien, **1**:1–85, Wien.
- PILLER, W., 1976. Fazies und Lithostratigraphie des gebankten Dachsteinkalkes am Nordrand des Toten Gebirges. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **23**:113–152, Wien.

- PILLER, W., 1981a. The Steinplatte Reef Complex, part of an Upper Triassic carbonate platform (Austria). — [in:] TOOMEY, D. F. (ed.): European fossil reef models. — Soc. Econ. Palaeont. Min. Sec. Publ., **30**:261–290, Tulsa.
- RUMPF, D., 1986. Sea-Level Fluctuations about the Triassic-Jurassic Boundary, a Palynological Approach. — Laboratory of Palaeobotany and Palynology Utrecht, Utrecht.
- SAVAZZI, E., 1984. Adaptive Significance of Shell Torsion in Mytilid Bivalves. — Palaeontology, **27**:307–314, London.
- SCHÖLLNER, W., 1967. Zur Faziesverzahnung der im Gebiet der Hohen Schrott. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **17**:73–86, Wien.
- SEILACHER, A., 1972. Divaricate patterns in pelecypod shells. — Lethaia, **5**:325–343, Oslo.
- SELLWOOD, B. W., 1972. Regional environmental changes across a Lower Jurassic stageboundary in Britain. — Palaeontology, **15**:125–157, London.
- SELLWOOD, B. W., 1978. Jurassic Communities. [in:] MCKERROW (ed.): The Ecology of Fossils: 204–279, London (Duckworth).
- STANLEY, G. D., 1979. Paleocology, structure and distribution of Triassic coral buildups in western North America. — Univ. Kansas, Paleont. Contribution, **65**:1–58, Lawrence.
- STANLEY, S. M., 1970. Relation of Shell Form to Life Habits of the Bivalvia. — The Geol. Soc. America, Memoir **125**, Boulder, Colorado.
- STANTON, R. & FLÜGEL, E., 1989. Problems with Reef Models: The Late Triassic Steinplatte "Reef" (Northern Alps, Austria). — Facies, **20**:1–138, Erlangen.
- STOPPANI, A., 1860–65. Geologie et Paléontologie des couches à *Avicula contorta* en Lombardie (Serie 3), Milano.
- STUR, D., 1871. Geologie der Steiermark (Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte). — Graz.
- SUESS, E., 1852. Untersuchungen der Brachiopoden in den sogenannten Kalkschichten von Kössen. — Jb. Geol. Reichsanst., **3**/1:180–181, Wien.

- SUESS, E., 1854. Über die Brachiopoden der Kössener Schichten. — Denkschr. k. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **7**:1–37, Wien.
- SUESS, E. & MOJSISOVICS, E., 1868. Studien über die Trias und Jura-bildungen in den östlichen Alpen. — Jb. k. k. Geol. Reichsanst., **18**:167–200, Wien.
- TCHOUMATCHENCO, P., 1972. Thanatocoenoses and Biotopes of Lower Jurassic Brachiopods in Central and Western Bulgaria. — Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecol., **12**/2:227–242, Amsterdam.
- TOZER, F.T., 1967. A Standart of Triassic time. — Geol. Surv. Canada. Bull., **156**, Ottawa.
- TOLLMANN, A., 1976a. Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikum. — Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A., 1977b. Geologie von Österreich, Bd.I: Die Zentralalpen. — Wien (Deuticke).
- URLICHS, R., 1972. Ostracoden aus den Kössener Schichten und ihre Abhängigkeit von der Ökologie. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**:661–710, Innsbruck.
- VORTISCH, W., 1926. Obertriadische Riffkalke und Lias in den nordöstlichen Alpen (I). — Jb. Geol. Bundesanst., **76**:1–64, Wien.
- VORTISCH, W., 1927. Oberrhätischer Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen, 2. Teil — Jb. Geol. Bundesanst., **77**:93–121, Wien.
- WINKLER, G., 1859. Die Schichten der *Avicula contorta* inner- und außerhalb der Alpen. — München (Palm).
- WINKLER, G., 1861. Der Oberkeuper, nach Studien in den bayrischen Alpen (III). — Zeitschr. deutsch. geol. Ges., **13**:459–519, Berlin.
- WIEDMANN, J., 1973. Upper Triassic Heteromorph Ammonites.— [in:] HALLAM, A. (ed.): Atlas of Paleobiogeography: 235–249, Amsterdam.
- ZUGMAYER, H., 1880. Untersuchungen über rhätische Brachiopoden. — Beitr. Paläont. Österr. Ung. u. Orients, **1**/1:1–42, Wien.