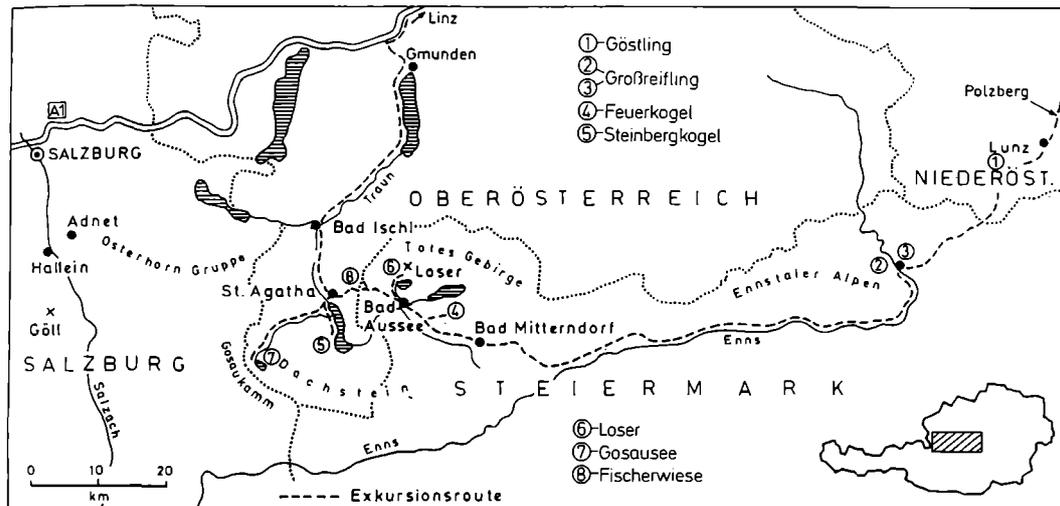


Die Fossilagerstätten der alpinen Trias



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-

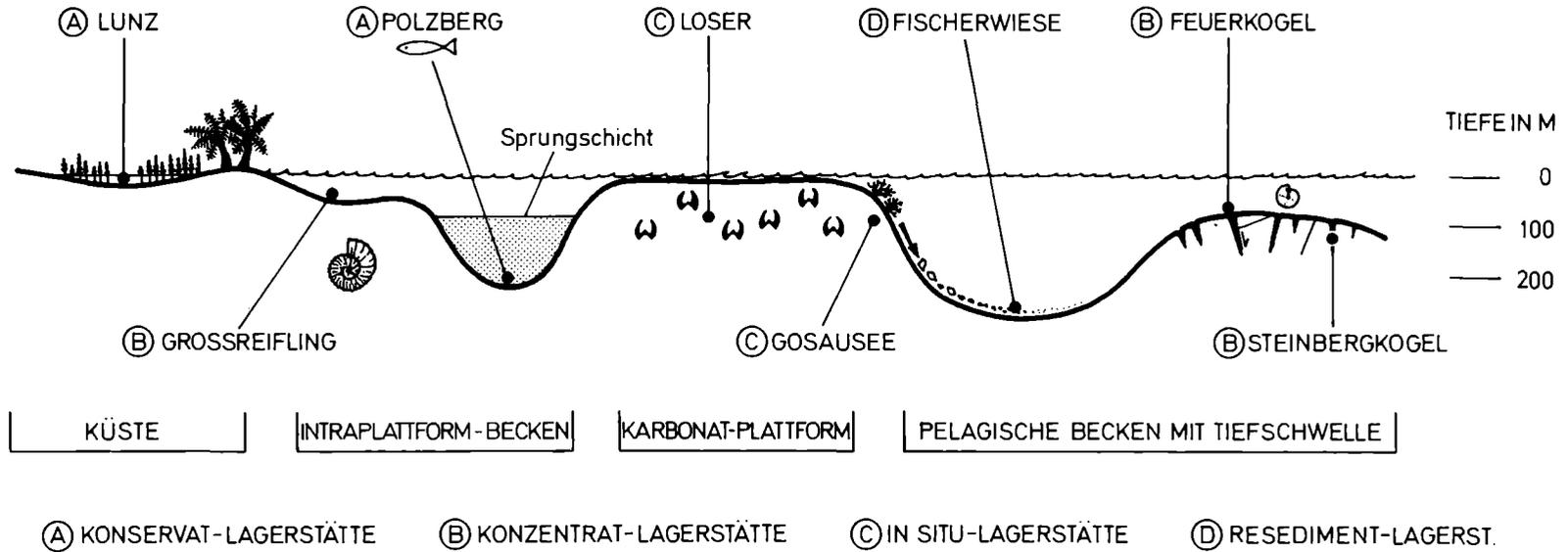


Abb. 4: Fossilagerstättenmodell der kalkalpinen Trias. Man beachte die deutliche paläogeographische Differenzierung zwischen Konservat- und Konzentratlagerstätten (Feuerkogel, Steinbergkogel). Die Lunzer Kohlsümpfe entsprechen nicht wirklich der Küste des alpinen Triasmeeres, sondern entstanden innerhalb 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 Biozönosen. 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 Thanatozönosen 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 syndimentäre 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	Hauptdolomit	⊕ Konservat-Lagerstätte ⊕ Konzentrat-Lagerstätte ⊕ Insitu-Lagerstätte ⊕ Resediment-Lagerstätte	Massiger Hettk.	
		2					<i>Malayites paulcke</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.

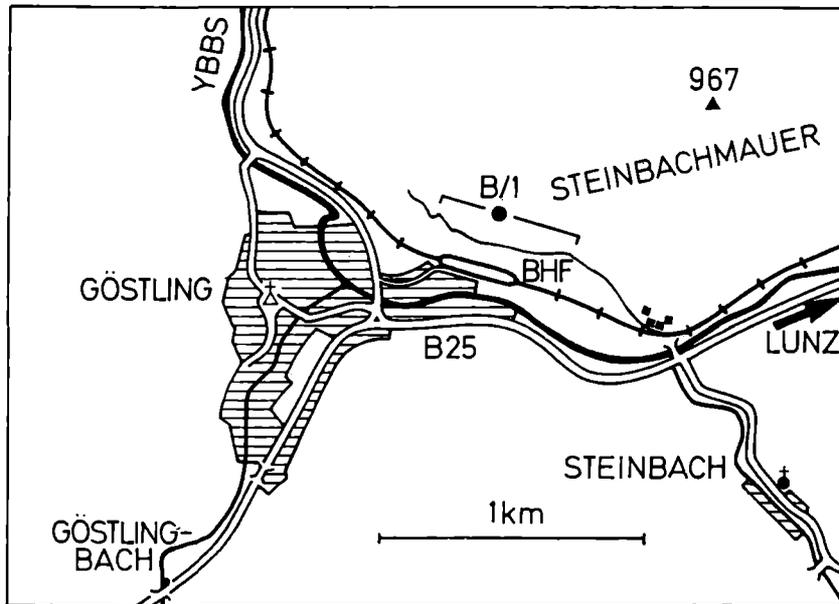


Abb. 6: Lageskizze des Exkursionspunktes B/1 bei Göstling (Niederösterreich).

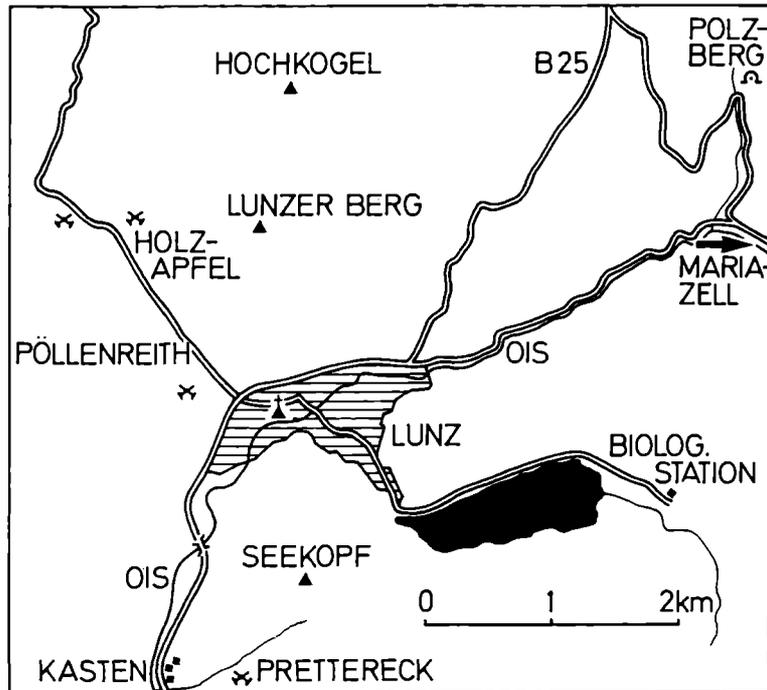


Abb. 7: Lage historischer Kohlebergbaue (Pflanzenfundstellen) bei Lunz sowie der Fischfundstelle (Stollenzeichen) am Polzberg.

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

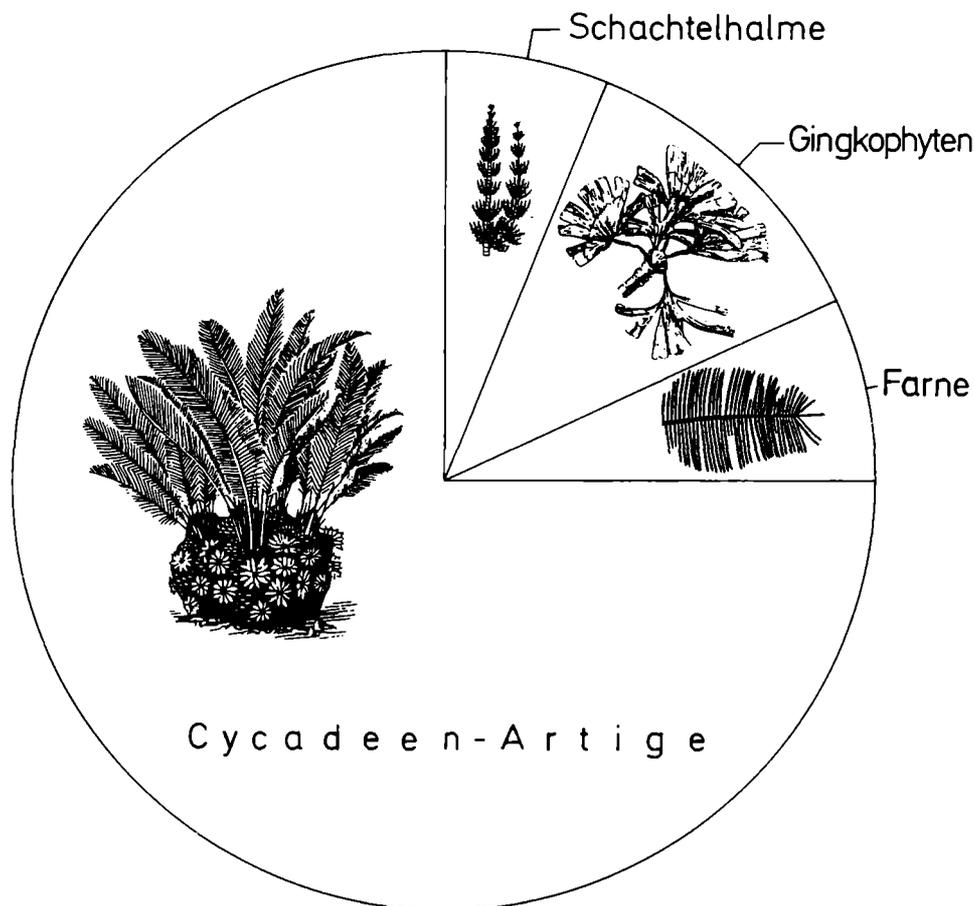


Abb. 9: Florenspektrum des Lunzer Pflanzenlagers nach DOBRUSKINA (1988).

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 Schichten¹ (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).

¹Die 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.

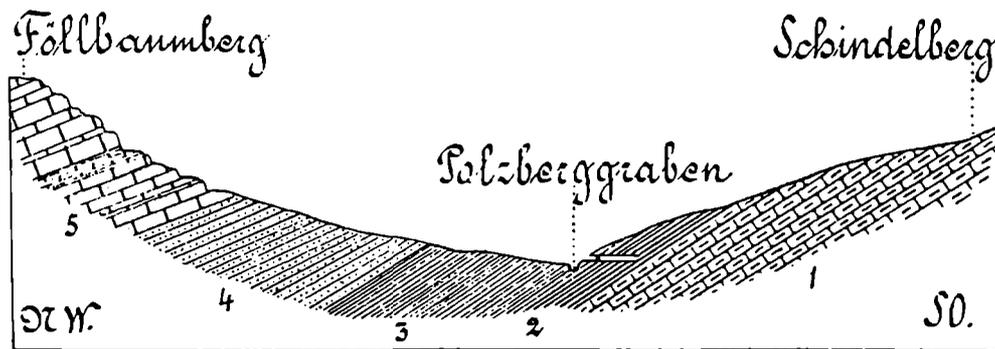


Abb. 10: Profil des Polzberger Fischlagers nach TELLER 1891; 1) Reiflinger Kalk, 2-3) Raingrabener Schichten (2: Fischlager), 4) Lunzer Schichten, 5) Opponitzer Schichten.

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

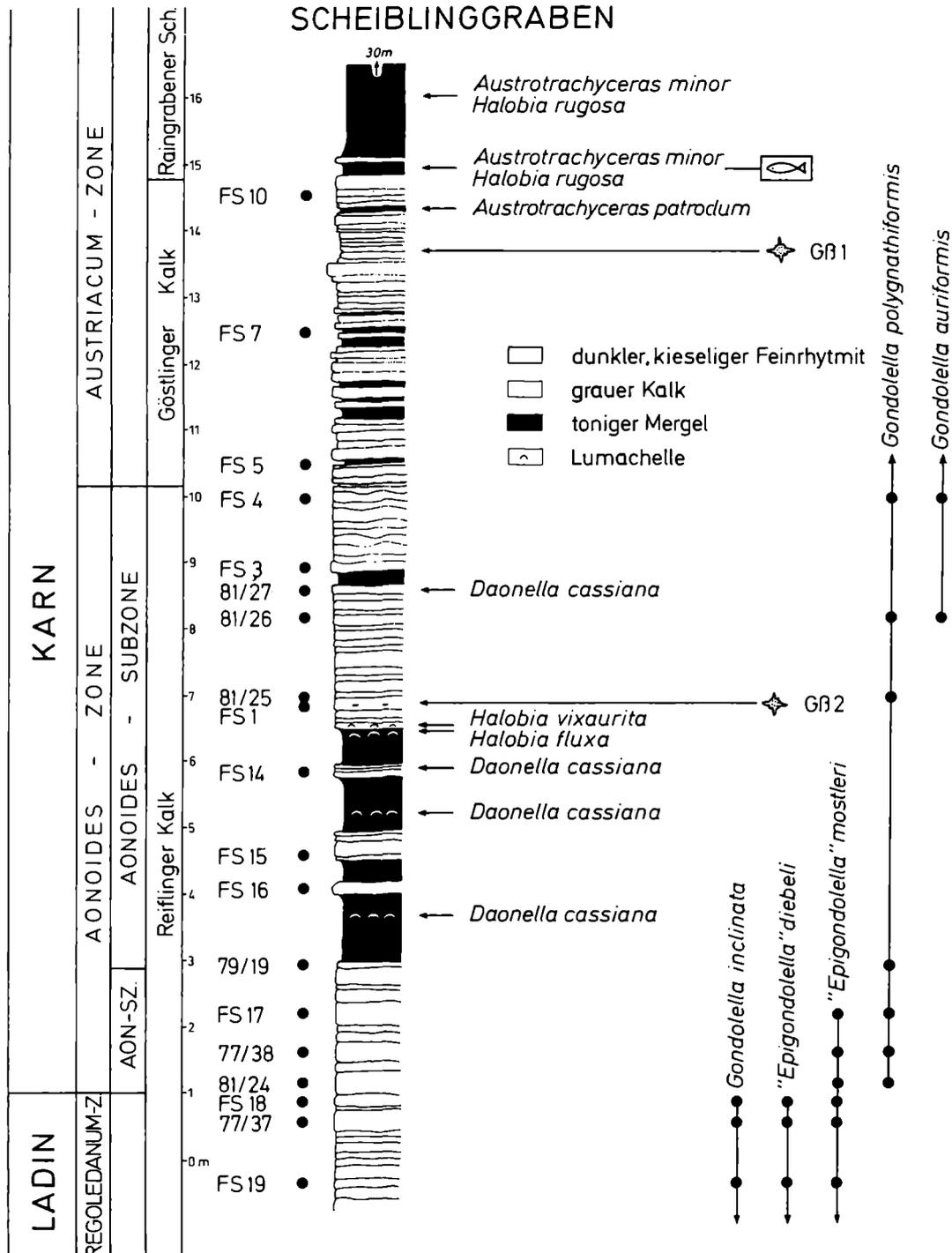


Abb. 11: Detailstratigraphie des hangenden Reiflinger Kalkes, des Göstlinger Kalkes und der basalen Raingrabener Schichten im Scheiblinggraben mit Position des Fischlagers; Gβ1 + Gβ2: „cordevolische“ Radiolarienfaunen von LAHM 1984. Ergänzt und verändert nach KRYSSTYN 1978.

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 Faunenzählung (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.

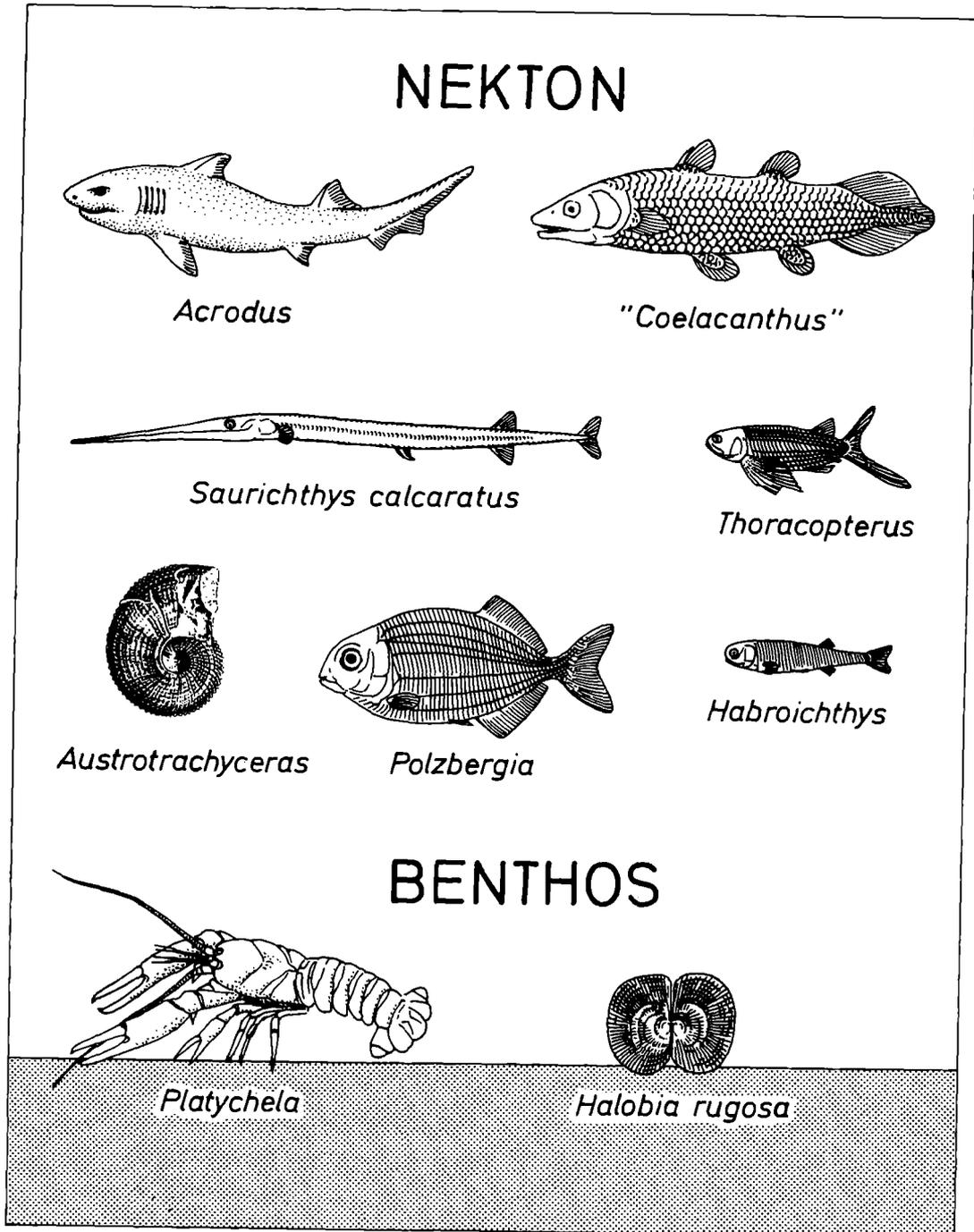


Abb. 12: Fauna des Polzberger Fischlagers; Organismen nicht im gleichen Maßstab.

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 0,25m² 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.

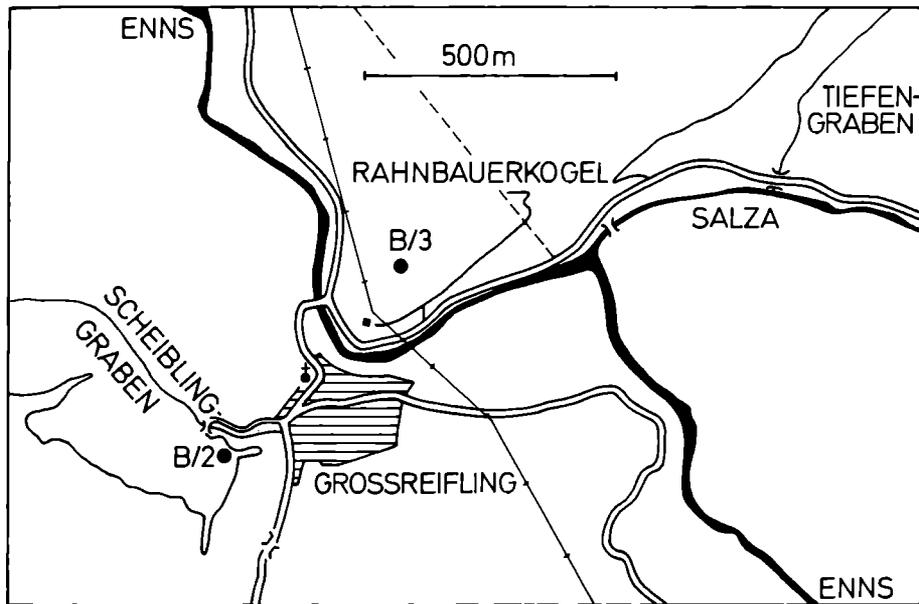


Abb. 13: Umgebungskarte von Großreifling mit den Exkursionspunkten B/2 (Scheiblinggraben) und B/3 (Rahnbauerkogel).

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-*

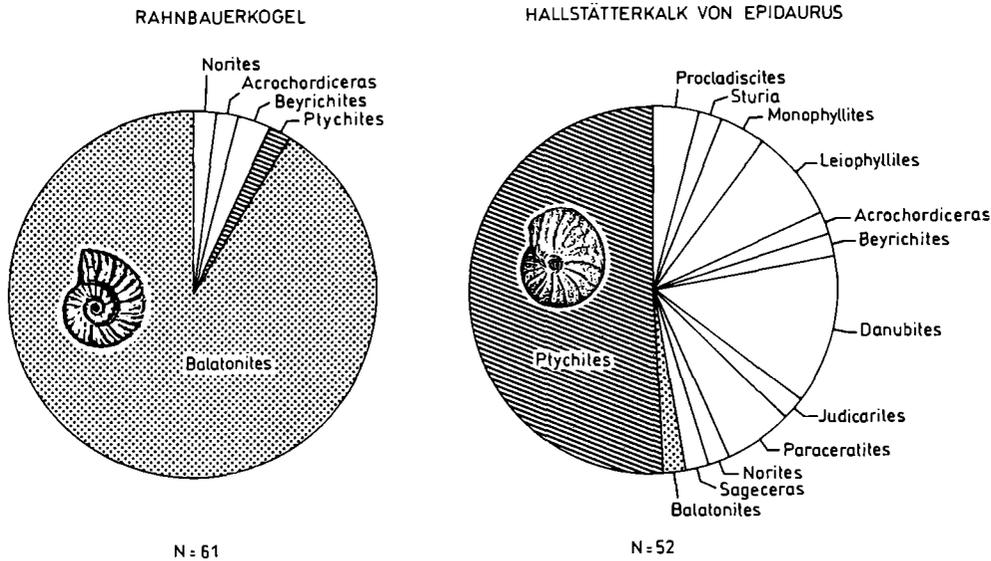


Abb. 14: Mittelanisische Ammonitenfaunenspektren im Vergleich: Epidaurus (Griechenland) hoch divers, Rahnbauerkogel deutlich eingeschränkt.

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-

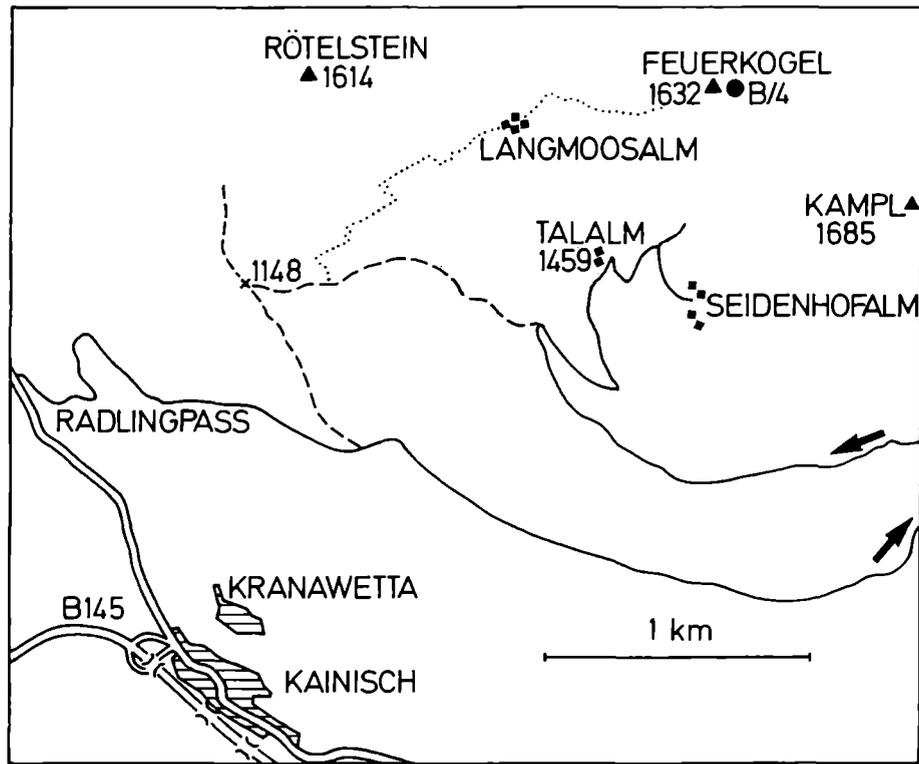


Abb. 15: Lageskizze des Feuerkogels bei Kainisch (Steiermark).

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.

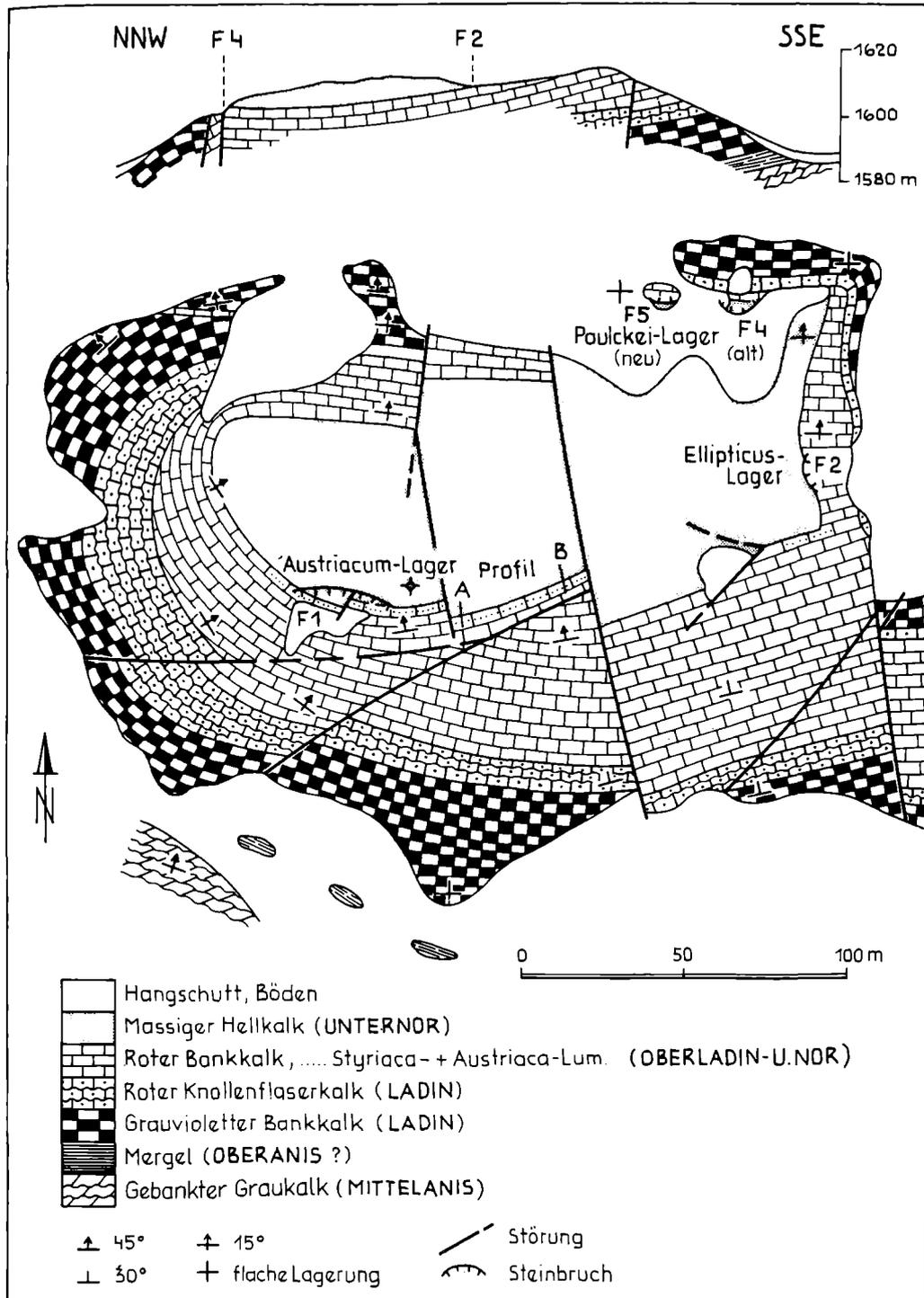


Abb. 16: Geologische Karte des Feuerkogels mit den Steinbrüchen F1 (Austriacum-Lager; Exkursionspunkt B/4), F2 (Ellipticus-Lager) sowie F4/F5 (Paulckeilager).

		F 1	F 4 / F 5
NOR	Lac	1 (70/50) 20-150cm	Spalte mit syndimentärer 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 syndimentäre 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 m² 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

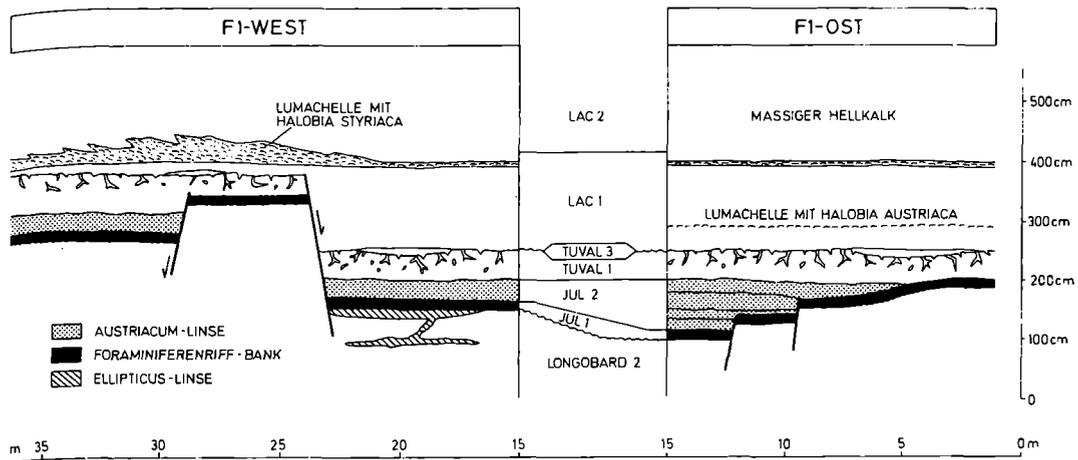


Abb. 18: Lagerstätten-Abfolge im Steinbruch F1 des Feuerkogels (Ost/West-Schnitt).

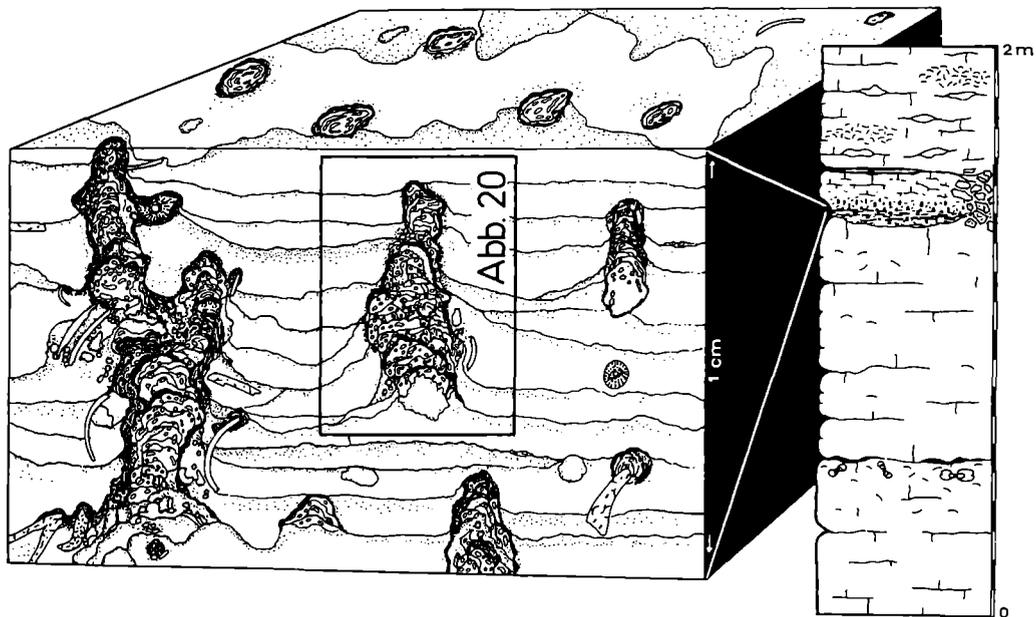


Abb. 19: Querschnitt durch die „schwarze Bank“ mit Foraminiferenriffchen (nach WENDT 1969b).

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

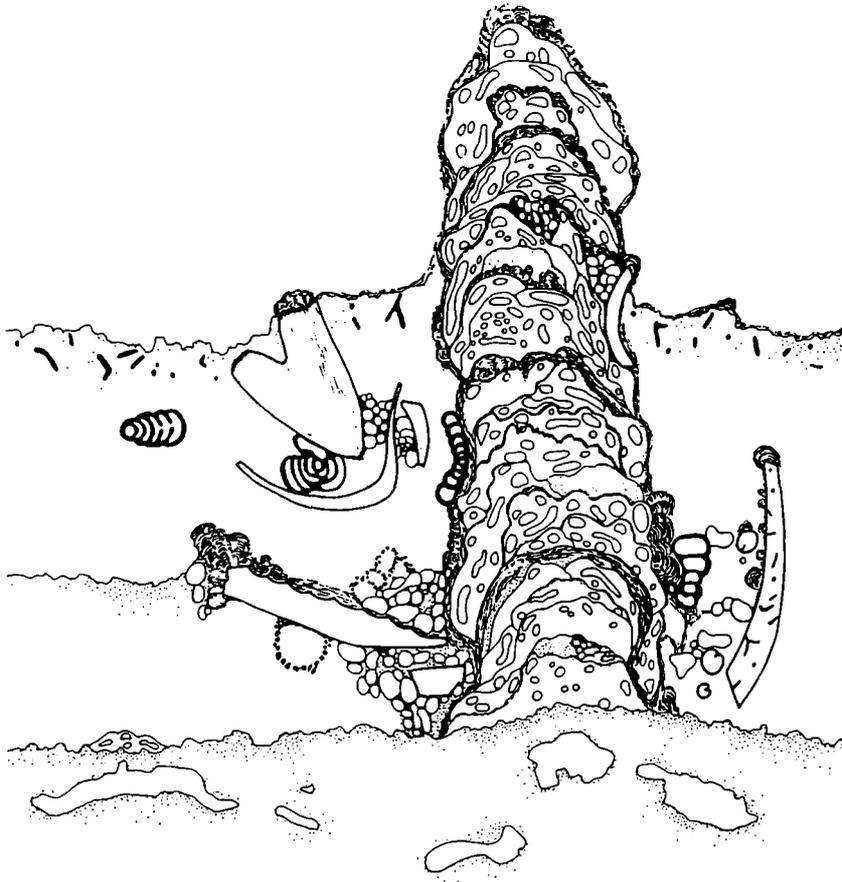


Abb. 20: Schnitt durch ein Foraminiferenriff, das im Zentrum vor allem von *Tolypammina gregaria* (dünne Kammerlumina) aufgebaut wird. *Planinvoluta* (dicke Röhrenquerschnitte) siedelt dagegen auf den Riff flanken (x 20), nach WENDT (1969).

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.

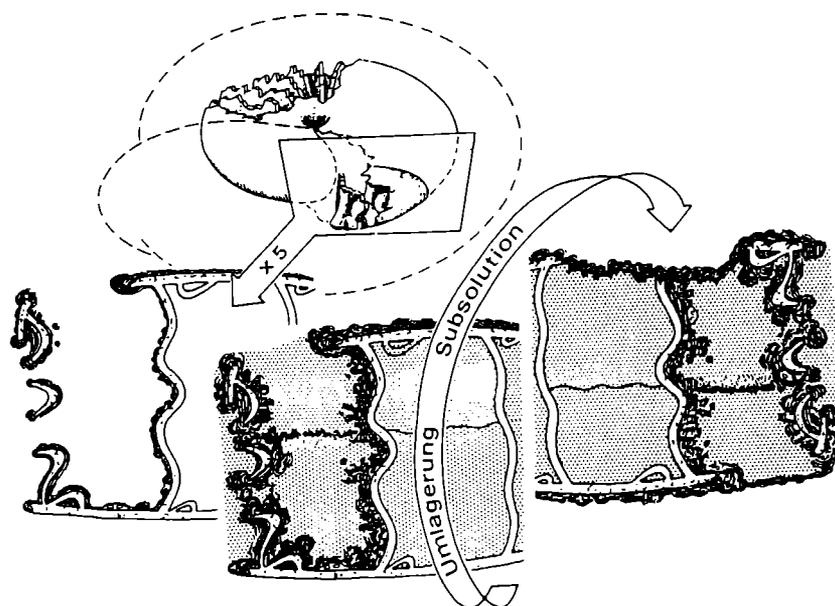


Abb. 21: Taphonomie eines Ammonitengehäuses mit mehrphasiger Einbettungsgeschichte in einem Kondensationslager; nach WENDT (1970).

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 leiostrake 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 Halobien-schalen 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, makrofos-silarme 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 Auf-raugung (Tiefschwelle). Die andriftenden Cephalopodengehäuse werden durch die genannten Vorgänge konzentriert und bleiben als deren Zeugen (Abb. 21) linsenförmig angereichert über. Im Streiffeld 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 mit-unter 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 untertervalischen 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,

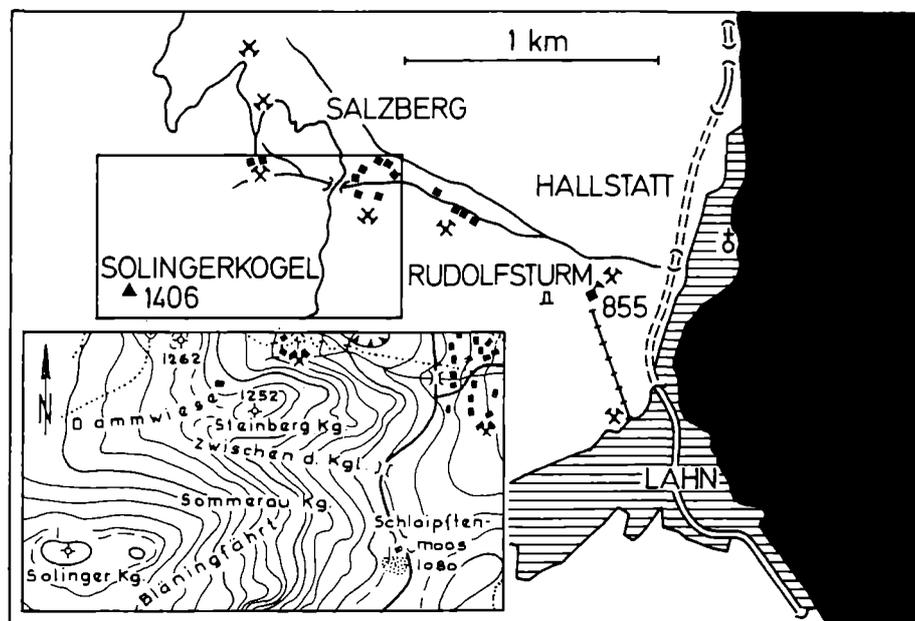


Abb. 23: Lageskizze des Steinbergkogels (Exkursionspunkt B/5) am Hallstätter Salzberg.

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 m² 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).

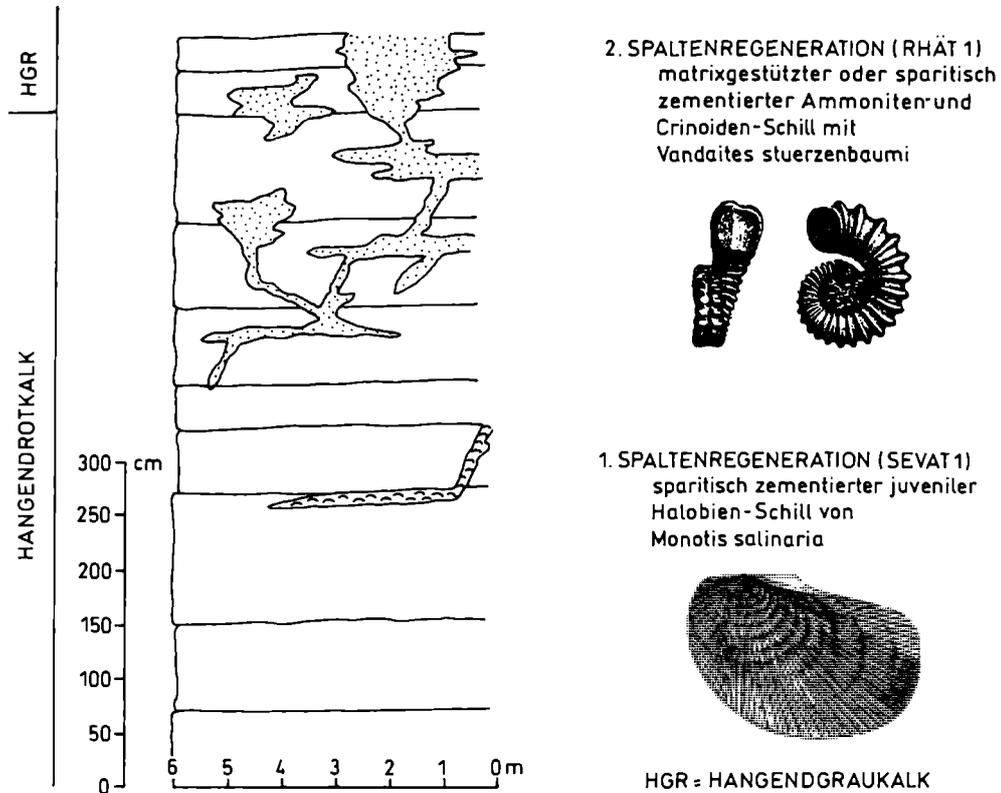


Abb. 24: Detailprofil vom Gipfel des Steinbergkogels mit zwei Generationen von Q-Spalten, die als Fossilager dienen.

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.

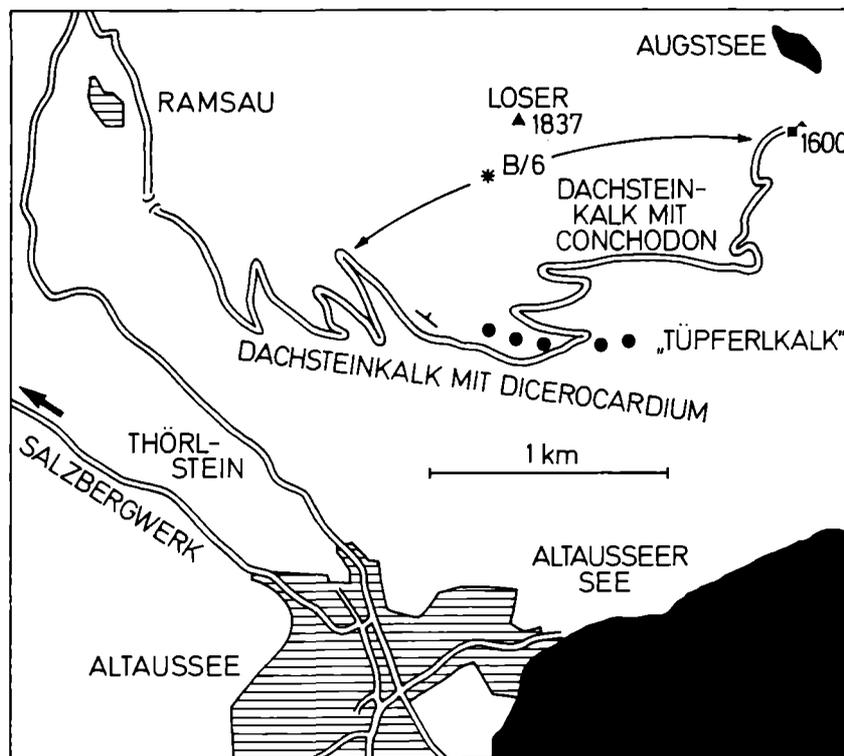


Abb. 25: Lageskizze des Exkursionspunktes B/6 am Loser bei Altaussee.

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

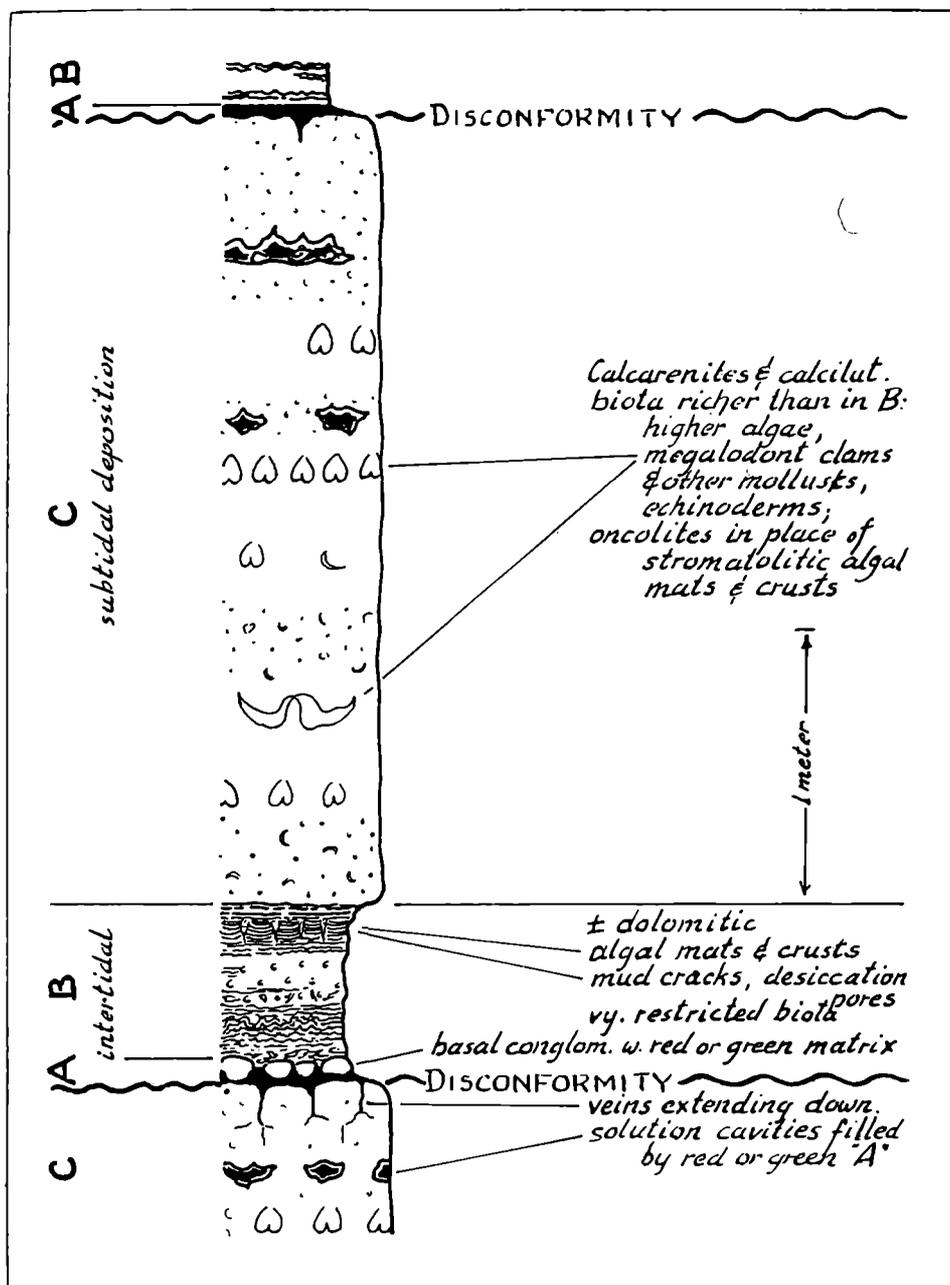


Abb. 26: Loferer Zyklus im gebankten Dachsteinkalk, nach FISCHER (1964).

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 Loforit 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 Teiglieder 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 Kremperandes 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.

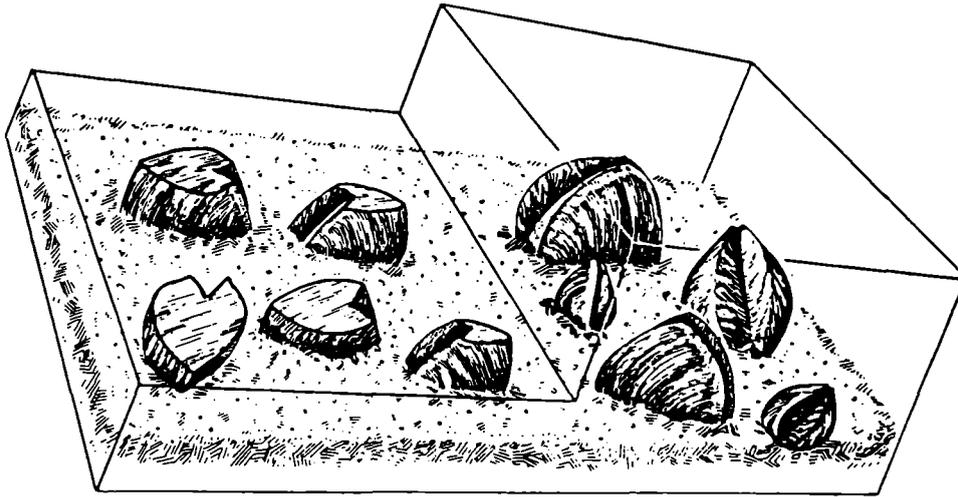


Abb. 27: Megalodontenkolonie der Gattung *Conchodon* in Lebensstellung, nach ZAPFE (1957).

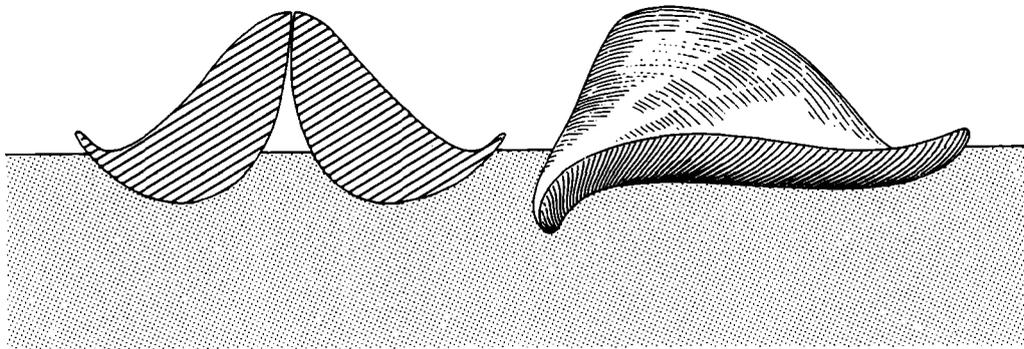


Abb. 28: Schematische Lebensstellung von *Dicerocardium petasus* ZAPFE im Querschnitt und in Seitenansicht.

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 (Oberror).

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; KRYSZTYN 1972; WURM 1981, 1982 ZAPFE 1962, 1967a) war.

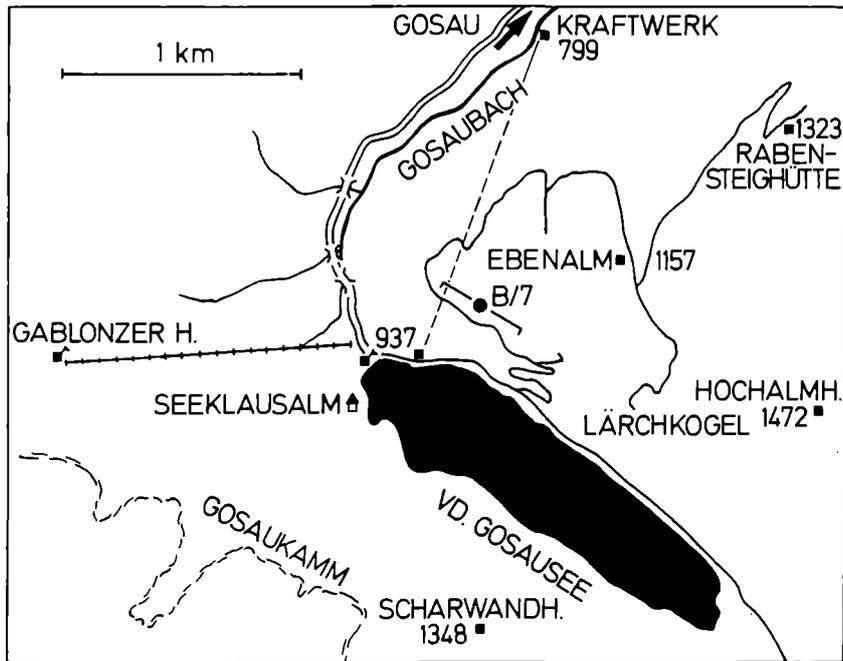


Abb. 29: Lageskizze des Exkursionspunktes B/6 am Nordrand des Gosausees.

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)

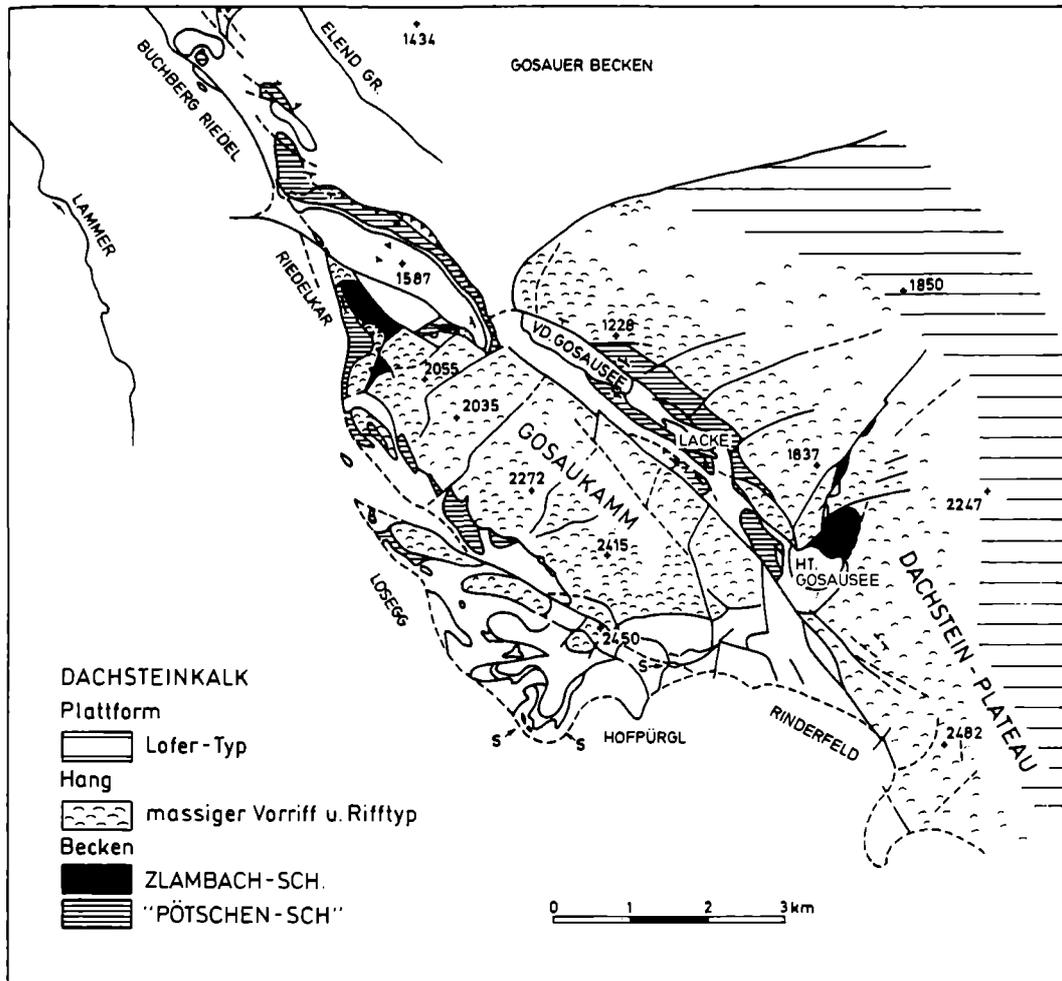


Abb. 30: Fazies der oberen Trias im Gosauseegebiet, modifiziert nach MANDL (1984).

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.

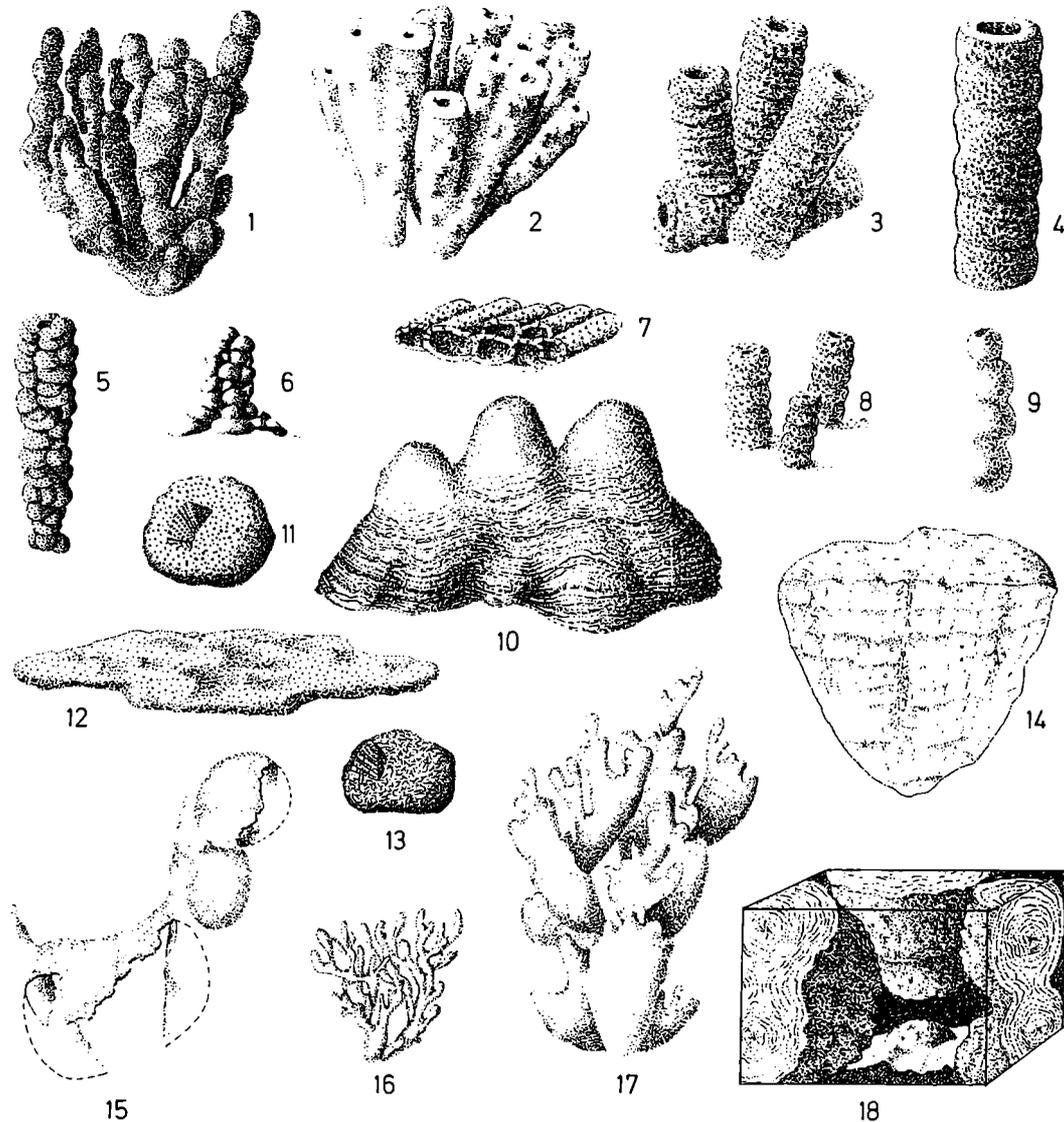


Abb. 31: Riffbildner des Dachsteinkalkes (nach ZANKL 1969): Kalkschwämme (1-9), Hydrozoen (10-14), Kalkalgen (15-18). *Peronidella* (?) sp., x 0,5 (1), *Peronidella fischeri* FLÜGEL, x 0,35 (2), *Polytholosa* sp., x 0,4 (3), *Polytholosa* cf. *cylindrica* SEILACHER, x 0,15 (4), *Cystauletes* sp. 1, x 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).

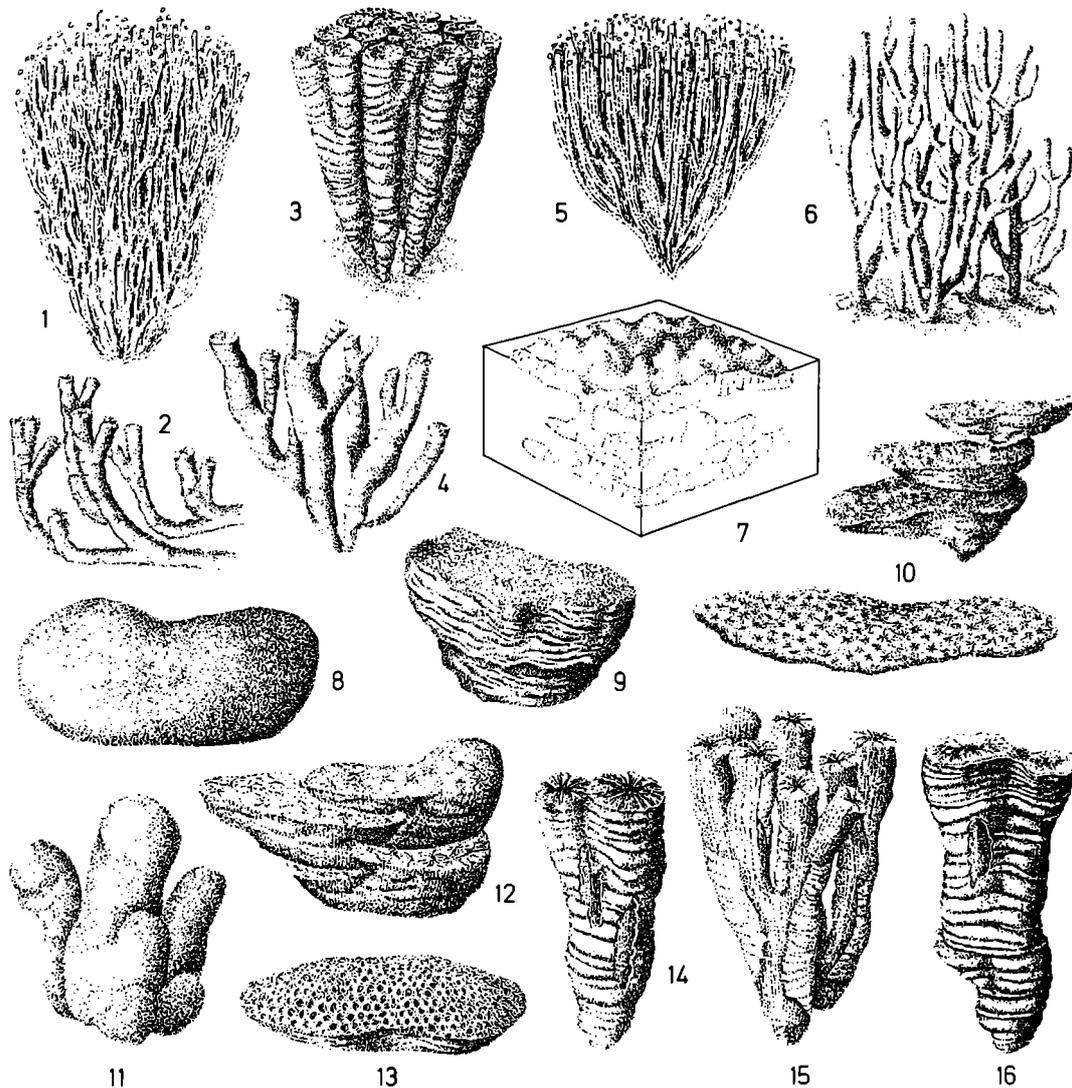


Abb. 32: Riffbildner des Dachsteinkalkes (nach ZANKL 1969): *Retiophyllia clathrata* (EMMRICH), Form B, x 0,04 (1), *Retiophyllia* sp. 1, x 0,08 (2), *Styllophyllum polyacanthum* REUSS, x 0,2 (3), *Pinacophyllum* sp. 2, x 0,5 (4), *Pinacophyllum* sp. 1, x 0,05 (5), *Astraeomorpha confusa* WINKLER, Form 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.

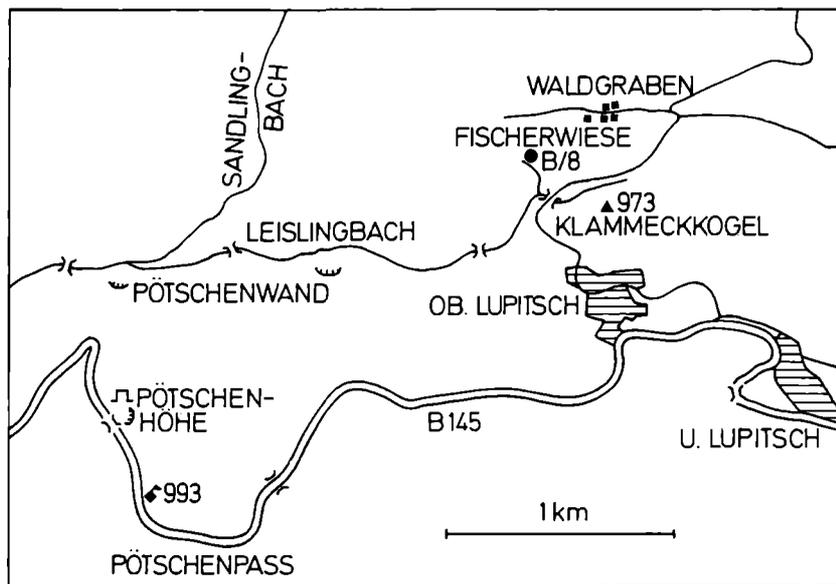


Abb. 33: Lageskizze des Exkursionspunktes B/8 auf der Fischerwiese bei Oberlupitsch (Steiermark).

Beschreibung:

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

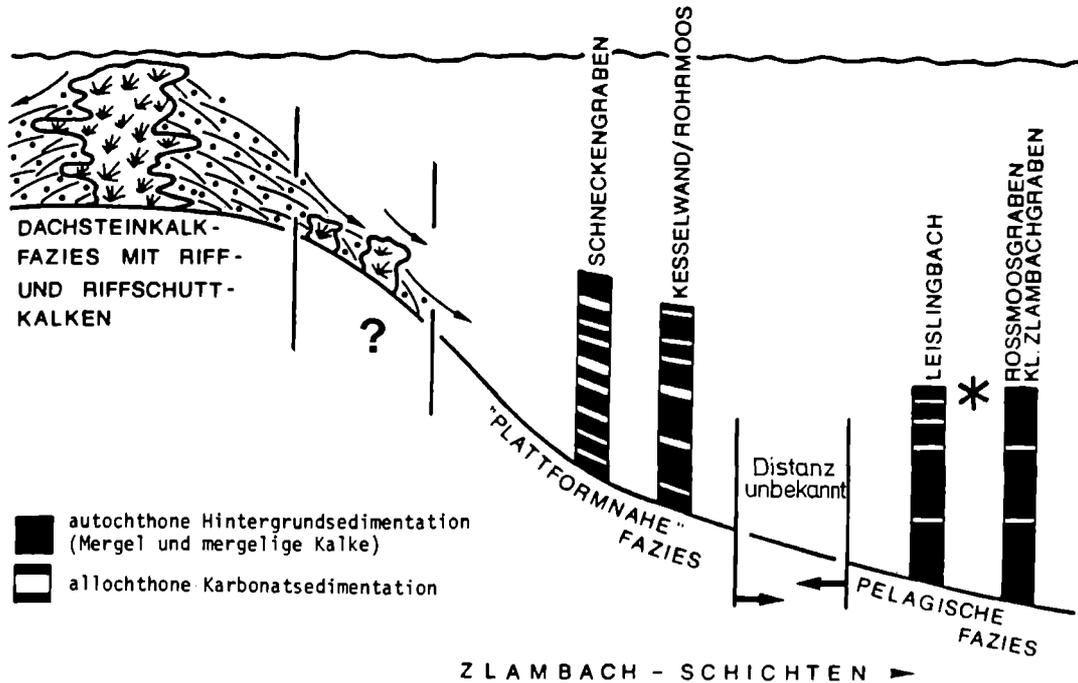


Abb. 34: Ablagerungsmodell der Zlambach-Schichten nach MATZNER (1986). Der „?“-Bereich entspricht dem Herkunftsort, der „*“-Bereich dem Einbettungsort der Korallenmergel-Fauna der Fischerwiese.

„*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. & SCHÖLLNERBERGER, 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.