



**Zur Geologie
des Gebietes um Schwendt
und zur Foraminiferenführung
der Unterkreide
zwischen Thiersee und Lofer
(Nördliche Kalkalpen, Tirol)**

PARVIN MOHTAT-AGHAI*

16 Abbildungen und 1 Tafel

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 301

*Tirol
Nördliche Kalkalpen
Tirolikum
Stratigraphie
Unterkreide
Mikropaläontologie
Foraminiferen*

Inhalt

Zusammenfassung	450
Abstract	450
1. Einleitung	450
2. Regionalgeologischer und tektonischer Überblick	451
3. Lithologie, Stratigraphie und Lagerung der Abfolge Nor bis Alttertiär	451
3.1. Hauptdolomit	451
3.2. Plattenkalk (Obenor)	451
3.3. Kössener Schichten (Rhät)	451
3.3.1. Kössener Mergel	451
3.3.2. Kössener Kalke	453
3.4. Die jurassischen Ablagerungen	453
3.4.1. Scheibelbergkalk (Liashornsteinknollenkalk) im Sinne von TOLLMANN – mittlerer bis höherer Lias	453
3.4.2. Rotfazies (Adneter und Klauskalk)	453
3.4.2.1. Adneter Kalk (Komponenten) – Lias	453
3.4.2.2. Klauskalk (Dogger)	454
3.4.3. Malm	454
3.4.3.1. Ruhpoldinger Radiolarit (Oxford–Kimmeridge)	454
3.4.3.2. Aptychenschichten (Tithon)	455
3.5. Die kretazischen Ablagerungen	456
3.5.1. Schrambachschichten („Neokom-Aptychenschichten“)	457
3.5.2. Roßfeldschichten (ab Ober-Valendis)	461
3.5.3. Profil und Aufschlussbeschreibung	464
3.5.3.1. Neokommergel von Schwendt	464
3.5.3.2. Neokommergel der Thiersee-Mulde	464
3.5.3.3. Neokommergel von Sebi	465
3.6. Die alttertiären Ablagerungen	465
3.6.1. Häringer Schichten (Unter- bis Mittel-Oligozän)	465
3.7. Quartär	465
4. Mikropaläontologische Bemerkungen zur Unterkreide	466
4.1. Versuch einer palökologischen Interpretation	466
5. Mikropaläontologische Bemerkung zum Tertiär	467
Dank	468
Tafel 1	468
Literatur	470

*) Anschrift der Verfasserin: Dr. PARVIN MOHTAT-AGHAI, Universität Innsbruck, Institut für Geologie und Paläontologie, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

Zusammenfassung

Grundlage dieser Arbeit bildet die geologische Aufnahme des Gebietes von Schwendt sowie eine mikropaläontologische Untersuchung der Foraminiferenfaunen in den unterkretazischen Schrambach- und Roßfeld-Schichten zwischen Thiersee und Lofer (Nördliche Kalkalpen, Tirol).

Die Unterkreide reicht im Arbeitsgebiet bis ins Hauterivien hinauf. An Foraminiferen treten hier nur benthonische Formen auf. Die planktonischen Formen fehlen hier völlig, weil sich diese in der Unterkreide wahrscheinlich vorübergehend aus den flacheren Meeresteilen (Schelf) in die offene See zurückzogen, wie vor allem die Untersuchungen der Schrambachschichten vermuten lassen.

Innerhalb der jurassischen Abfolge im Raum Schwendt konnte erstmalig durch massenhaftes Vorkommen von *Globuligerina* Dogger, der hier in Klauskalk-Fazies ausgebildet ist, mit aufgearbeitetem Adnetter Kalk als Komponenten nachgewiesen werden.

Geology of the Schwendt Basin (Tirol) and Occurrences of Lower Cretaceous Foraminifera between Thiersee and Lofer

Abstract

This article is based on new geologic mapping of the area of Schwendt combined with a micropaleontological investigation of the foraminifera fauna in the Lower Cretaceous Schrambach and Rossfeld Formations between Thiersee and Lofer (Northern Calcareous Alps, Tyrol).

In the study area the Lower Cretaceous successions up to the Hauterivian are present. These marls only contain benthic foraminifera. The complete lack of planktonic forms is probably due to a retreatment out of the shallow marine shelf areas into the open sea during the Lower Cretaceous.

Based on the occurrence of *Globuligerina* we identified for the first time Middle Jurassic sedimentary rocks in the study area. These carbonates contain reworked components of Lower Jurassic Adnet Limestone and represent an equivalent of Klauskalk facies.

1. Einleitung

Im Rahmen einer geologisch-paläontologischen Untersuchung der Unterkreide wurden die Gebiete Schwendt (südlich Kössen) und Lofer bearbeitet. Die hier erstmaligen mikropaläontologischen Untersuchungen der Foraminiferen der Unterkreide (Neokom) brachten gute Ergebnisse.

Im Rahmen der Aufnahmen wurde auch eine Kartierung des Gebietes Schwendt im Maßstab 1 : 10.000 durchgeführt.

Die nachfolgend näher beschriebenen Roßfeldschichten sind im Verband der unterkretazischen Schichtglieder

in mehrfacher Hinsicht von besonderem Interesse. Hier im südlichen Teil des Tirolikums hatte sich, im Obervalengin beginnend und bis in das Unterapt fortsetzend eine nach Norden vordringende Tiefseerinne über einer aktiven Subduktionszone ausgebildet (Obere Roßfeldschichten) (FAUPL & TOLLMANN, 1979; FUCHS, 1968).

Die Nördlichen Kalkalpen als Teil des Oberostalpin waren während der Kreidezeit starken tektonischen Internbewegungen unterzogen. Die Kreideablagerungen spiegeln empfindlich tektonische Bewegungen wider (OBERHAUSER, 1968).

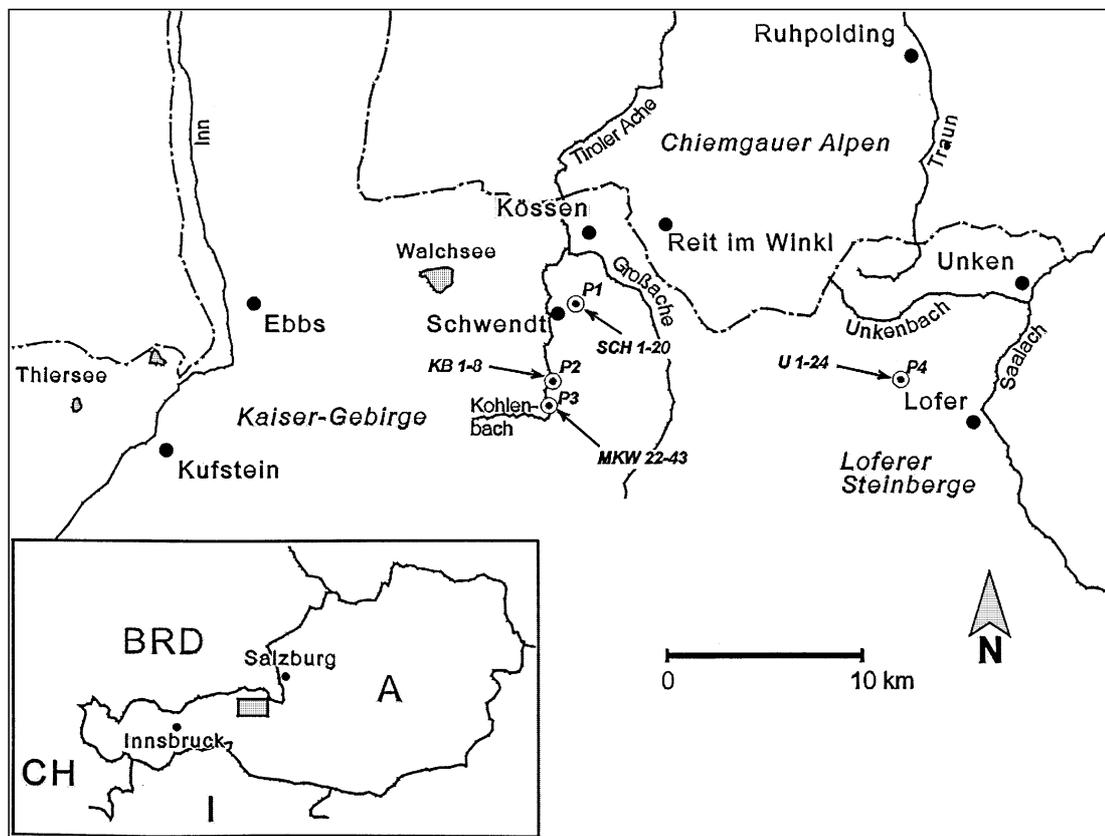


Abb. 1.
Übersichtskarte mit
Lage der aufgenommenen Profile.

2. Regionalgeologischer und tektonischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet liegt innerhalb des Tirolikums, hier auch Staufen-Höllengebirgs-Decke genannt. Diese zählt zu den tektonisch höheren Gebirgsstockwerken innerhalb der Nördlichen Kalkalpen (B. PLÖCHINGER, 1980).

Die Schichten sind hier im Durchschnitt mittelsteil nach Norden geneigt (35°–50°). Westlich des Kohlstattrückens (P 911), östlich Schwendt, sind die Schichtfolgen relativ ungestört aufgeschlossen, dagegen sind die Verhältnisse im Schlechtengraben komplizierter. Das isolierte Vorkommen von Rhät- und Jura-Schichten weist hier auf eine Störung hin. Es handelt sich dabei um einen N–S-gerichteten Bruch, der hier die Schichten gegenüber jenen im Westhang des Kohlstattrückens nach Norden verstellt.

Die am Westabfall des Schnappensrückens auch NS-streichende Bewegungsbahn schneidet die Häringers Schichten ab, daher muss sie jünger sein als Oligozän.

Das Becken von Schwendt ist in seinem relativ einfachen geologischen Bau an seiner Ost- und auch Westseite durch Bewegungen (Drehungen) der Kaisergebirgsscholle (autochthone Deckscholle) gestört. Eine Reihe von hauptsächlich N–S-gerichteten Bruchsystemen bestimmt im Umkreis von Schwendt die Tektonik. Diese Störungen (Verwerfungen) sind im Gelände nicht direkt zu beobachten; ihr Vorhandensein kann aber aus dem geologischen Kartenbild abgeleitet werden. Sie haben hier einen homothetischen Staffelbruch verursacht und der Gegend dementsprechend das tektonische Bild einer grabenartigen Einsenkung verliehen, wobei es mindestens vier abgesenkte Schollen gibt; die jeweils westliche Scholle ist gegenüber der östlichen abgesenkt worden. In dieser Einsenkung konnten sich die Jura- und Kreideablagerungen erhalten. Beiderseits des Grabens besteht die Schichtfolge aus Triasgesteinen.

Da von blattverschiebungsartigen Bewegungen an den Störungen, verursacht durch einen eventuellen Nord-schub einer Kaisergebirgs-„Decke“, nichts zu beobachten ist, gehe ich in Anlehnung an A. TOLLMANN (1969) auch davon aus, dass es sich beim Kaisergebirge nicht um eine freie Schubmasse handelt, wie O. AMPFERER (1921), L. KOBBER (1923), W. HEISSEL (1951, 1958) annahmen, sondern vielmehr um einen beiderseits (besonders im Norden und Süden) aufgeschuppten Teil des Tirolikums (F. HAHN, 1913b; K. LEUCHS, 1926; E. SPENGLER, 1956; TOLLMANN, 1969). Es handelt sich also um eine autochthone Deckscholle, deren östliche Abgrenzung fast mehr oder weniger mit der Kohlenbach-Störung oder einer eventuell etwas westseitig davon gelegenen zusammenfällt.

E. SPENGLER und A. TOLLMANN sprechen, was das Arbeitsgebiet betrifft, von einer Schwendter Synklinale als ursprüngliche Fortsetzung der Kaisergebirgsmulde. Meiner Meinung nach handelt es sich aber hier vielmehr um einen grabenartigen Einbruch und keine ausgesprochene Synklinale im Sinne von SPENGLER und TOLLMANN. Wie O. AMPFERER (1927) schreibt, bildet hier nur ein Teil der Jungschichten von Schwendt (Alttertiär) auf eine kurze Strecke den Südflügel der Kössener Tertiärmulde. Die von mir genauer lokalisierten N–S-Störungen sind jünger als die Anlage dieser Mulde.

Ob die Anlage der Störungen mit dem Herauspressen der Kaisergebirgsscholle zusammenhängt bzw. eine Folge deren Auflast auf ihre Unterlage ist, kann aus dem relativ kleinen Kartierungsgebiet heraus nicht beurteilt werden.

3. Lithologie, Stratigraphie und Lagerung der Abfolge Nor bis Alttertiär

Im Rahmen der Kartierungsaufnahmen wurde hier auch eine lithostratigraphische Charakterisierung der Schichtglieder vorgenommen. Es handelt sich hier um Ablagerungen von Trias bis Alttertiär (Hauptdolomit – Häringers Schichten; Abb. 2).

3.1. Hauptdolomit

Der Hauptdolomit ist hier das älteste Gestein und zugleich das Hauptgestein. Die scharfe Ostgrenze des Arbeitsgebietes ist im Niederhausertal durch die steilen Wände des Schnappensrückens charakterisiert; die Westgrenze bildet der Riedkogelkamm.

Der Hauptdolomit ist ein hellgrauer und manchmal dunkelgrauer, an den angewitterten Stellen braungrauer Dolomit. Er zerfällt bei der Verwitterung zu scharfkantigen Bruchstücken. Solche brecciöse Zertrümmerung und Zerreibung ist auch in tektonisch beanspruchten Bereichen zu beobachten, allerdings sind die Dolomitbröckchen durch weißlichen Zerreibungsstaub verkittet. An diesen Stellen kann man keine Bankung mehr beobachten.

Im frischen Anschlag ist oft ein bituminöser Geruch wahrzunehmen. Die gute Bankung (im Dezimeter- bis Meterbereich) und das nördliche Einfallen kann man von Weitem beobachten.

An einigen Handstücken am Fuße des Schnappensrückens wurden Algenstromatolithen und auch Birdseyestructuren beobachtet (Geopetalgefüge).

Solche durch Algenmatten gebildete Laminiten weisen auf extrem seichtes Ablagerungsmilieu hin (A. TOLLMANN, 1976).

Der Hauptdolomit erreicht hier eine Mächtigkeit von über 800 m.

3.2. Plattenkalk (Oberror)

Der Plattenkalk besteht aus einer Serie von grob gebankten, plattigen, dunkelgrauen Kalken (hier nicht immer plattig entwickelt). Die ebenflächige Bankung und die sehr feine Bänderung der Rhythmite weisen auf sehr ruhige und lebensfeindliche Ablagerungsbedingungen hin.

An einigen verwitternden Stellen sind häufig Lumachellen und vereinzelt Schnecken zu beobachten.

Für die Gesteine des Plattenkalkes ist auch ein ähnlicher Ablagerungsraum wie für den Hauptdolomit anzunehmen, allerdings weisen die Zunahme des Kalkgehaltes, die sehr feine Bänderung der Rhythmite und das Zurücktreten von Stromatolithen auf sehr ruhige und somit auf etwas tieferes Wasser hin. Die Mächtigkeit des Plattenkalkes beträgt hier 250–300 m.

3.3. Kössener Schichten (Rhät)

Die Kössener Schichten sind dunkelgraue bis graue Mergel und Mergelkalke, die aus dem Plattenkalk kontinuierlich hervorgehen und im Aufnahmegebiet eine Mächtigkeit zwischen 100 und 150 m erreichen.

Die Kössener Schichten, die im Bereich der Hauptdolomitfazies auftreten, stellen die Ablagerung der rhätischen Beckenfazies nördlich und westlich der großen Dachsteinkalkmasse der Loferer und Leonganger Steinberge dar (TOLLMANN, 1976).

3.3.1. Kössener Mergel

Die Kössener Mergel sind tonig-plattig ausgebildete Mergel. Die schwarzgraue Farbe weist nicht nur auf orga-

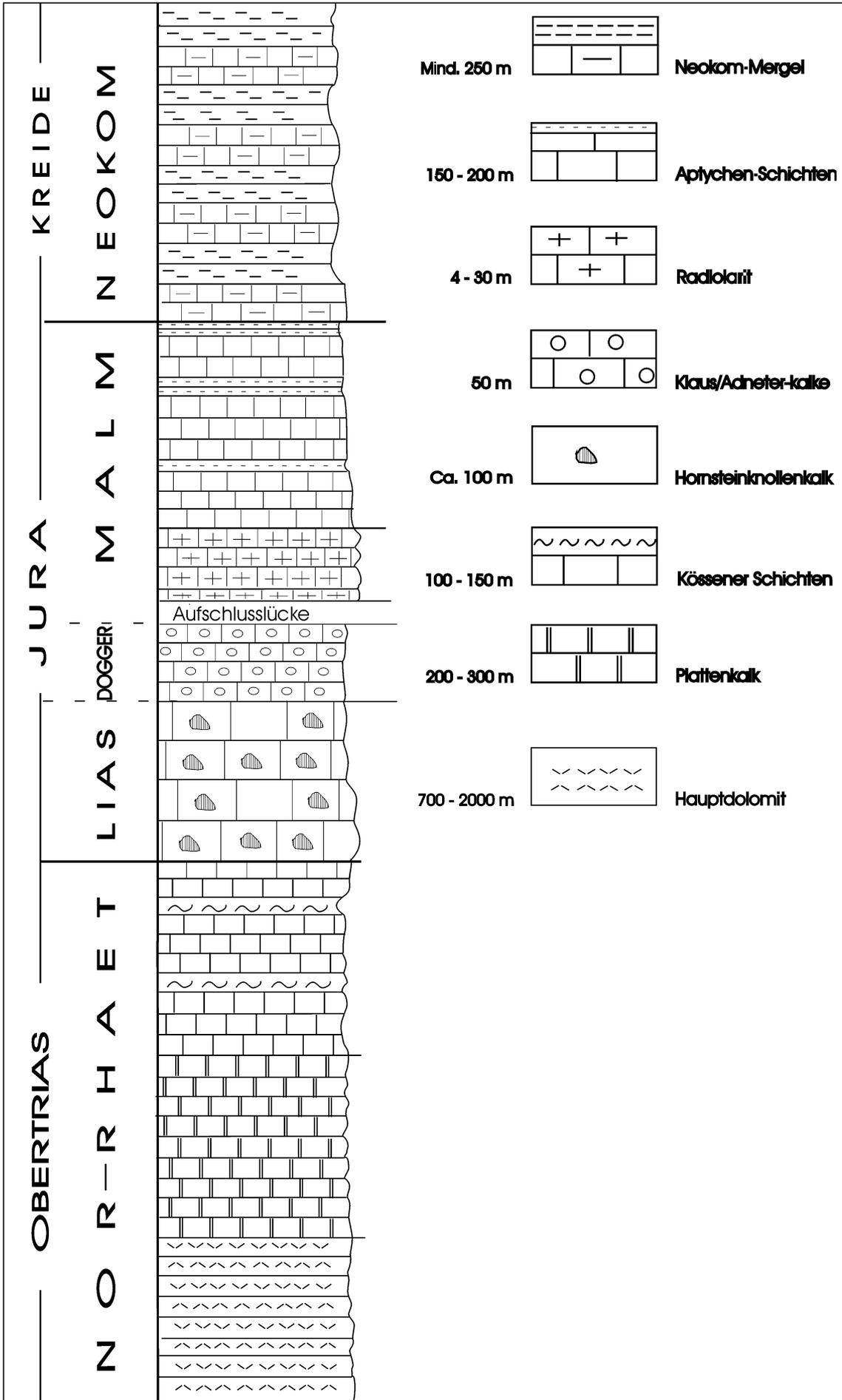


Abb. 2.
Stratigraphisches Säulenprofil aus der Umgebung von Schlecht.
Maßstab ca. 1 : 2.500.

nischen Kohlenstoff und Bitumin, sondern auch auf höheren Pyritgehalt der Gesteine hin. Da von mir geschlämmtes Mergelmaterial nicht reich an Mikrofaunen war, sind die Mergel als Halbfaulschlammfazies in Anwesenheit von wenig Sauerstoff in bodennahen Wasserschichten zu bezeichnen.

3.3.2. Kössener Kalke

Diese sind dunkelgraue Kalke, die eine deutliche Bankung aufweisen. Die Bankung liegt im dm-m-Bereich und führt als Zwischenlagen die oben angeführten Mergel. Die Kalklagen sind teilweise fossilreich.

Fossilfunde: Eine sessile Muschel: *Atreta intusstriata* (EMMERICH) und zwei Ammoniten, bei denen es sich wahrscheinlich um *Choristoceras marshi* oder *rhaeticum* handelt.

3.4. Die jurassischen Ablagerungen

Die jurassischen Ablagerungen treten im Vergleich zu den triadischen speziell in den Nördlichen Kalkalpen stark zurück. Einerseits waren sie primär geringmächtig, andererseits wurden sie auch stärker abgetragen. Bereits im unteren Jura machte sich ein deutlicher Umschwung bemerkbar (Altkimmerische Phase). Die Paläogeographie der jurassischen Meere wurde durch die Herausbildung von Becken- und Schwellenzonen geprägt. Der Meeresboden sank rascher ab als in der Trias; diese Absenkung erreichte im oberen Jura und in der tieferen Kreide ihren Höhepunkt (H. HAGEN, 1981). Während Radiolarite die tiefste Einsenkung des Meeresbodens kennzeichnen, zeigen Rotkalke Schwellen-Zonen an, die innerhalb der Becken lagen (B. PLÖCHINGER, 1980).

3.4.1. Scheibelbergkalk (Liashornsteinknollenkalk) im Sinne von TOLLMANN – mittlerer bis höherer Lias

Die Abfolge beginnt mit gelblichbraunen, geschichteten z.T. knollig calcilutitischen Bänken, die häufig Hornsteinkieselknauern führen. Die Scheibelbergkalke sind in einer tieferen, einem wenig bewegten Meeresraum zuzuweisenden Beckenfazies entstanden (B. PLÖCHINGER, 1980). Die Mächtigkeit im Aufnahmegebiet beträgt ca. 100 m.

3.4.2. Rotfazies (Adneter und Klauskalk)

Ein aus dem Kartierungsgebiet bisher unbekannt gebliebener Schichtkomplex ist auf dem Weg zur Hackeralm aufgeschlossen. Es handelt sich hierbei um rund 40 m

mächtige rotviolette Knollenkalke, wobei die runden Komponenten vorherrschend aufgearbeitete Adneter Kalke sind und die Matrix aufgrund des mikropaläontologischen Befundes (*Globuligerina*) Dogger-Alter aufweist und daher als Klauskalk angesprochen werden kann.

- Adneter Kalk (Komponenten) – Lias
- Klauskalk (Matrix) – Dogger

Nach A. TOLLMANN (1976) sind Knollenkalke und Rotkalke Vertreter der Schwellenzonen innerhalb der Beckenfazies.

Mit der hochalpinen Phase, Zunahme der Bodenbewegungen und bestimmten Strömungen am Meeresgrund treten Brekzienbildungen hervor. V. DIERSCHKE (1980) schreibt von einem Schwendt-Glasenbach-Becken, das sich nördlich des Triasriffzuges-Steinplatte-Kühstein befindet. Dort sind bis 50 m mächtige Rotkalke in der Fazies Flaserknollenkalke abgelagert. Resedimentationshorizonte in Form roter Knollenbrekzien treten auf. Sie sind ein Hinweis auf tektonische Unruhe in dieser Zeit. Ähnliche Resedimentlagen berichtet auch O. EBELI (1989, 1991, 1997) aus dem Unkenbach.

3.4.2.1. Adneter Kalk (Komponenten) – Lias

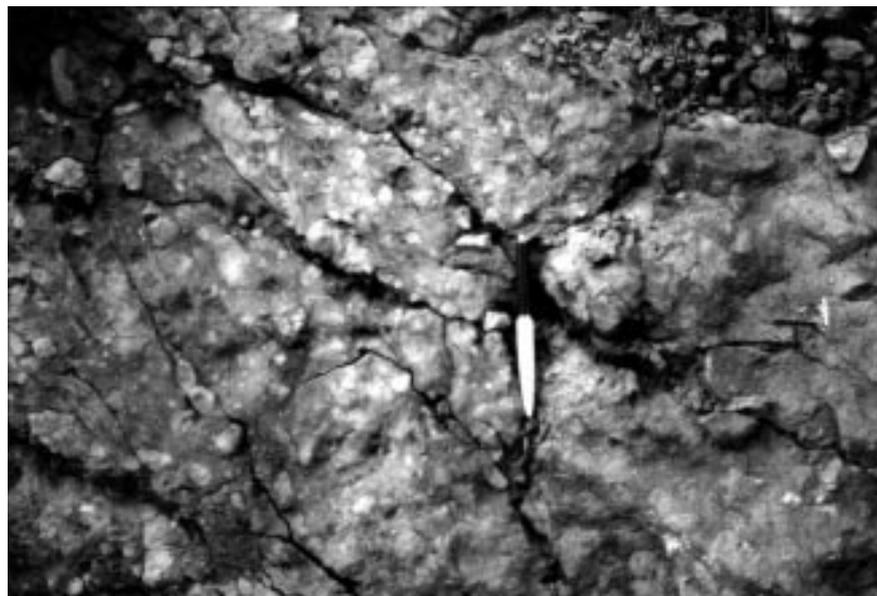
Die Adneter Kalke liegen hier nun in Form von ziemlich gut gerundeten Komponenten in der zeitlich jüngeren, ebenfalls roten Matrix (Dogger; Abb. 3).

In den Komponenten sind sehr häufig Mn/Fe-Krusten oder auch Knollen zu beobachten (Hinweis auf Mangel-sedimentation). Die Knollen erreichen manchmal bis zu Faustgröße und weisen einen feinlamellierten, teilweise auch gekräuselten Bau auf. Es handelt sich um ein stromatolithisches Gefüge, wobei am Aufbau Foraminiferen und Algen beteiligt sind. Unter dem Mikroskop sind sehr häufig starke Bioturbationen zu beobachten.

In den bekanntlich cephalopodenreichen Adneter Kalcken konnten leider nur Bruchstücke von Ammoniten und Belemniten gefunden werden.

K. JAKSCH (1961) fand in diesen roten Kalken einen *Coe-loceras* und schließt daher auf ein liassisches Alter. Diesen Ammoniten muss ich aufgrund meiner Befunde für umgelagert halten, ebenso wie die Komponenten (Lithoklaste) von rotem Adneter Kalk.

Dünnschliffbeschreibung eines dunkelroten Adneter Kalkes (Nr. AD 5; Abb. 4)



Mikrofazielle Typisierung:
Biomikrit bis fein arenitisch.

Matrix: Mikrit.

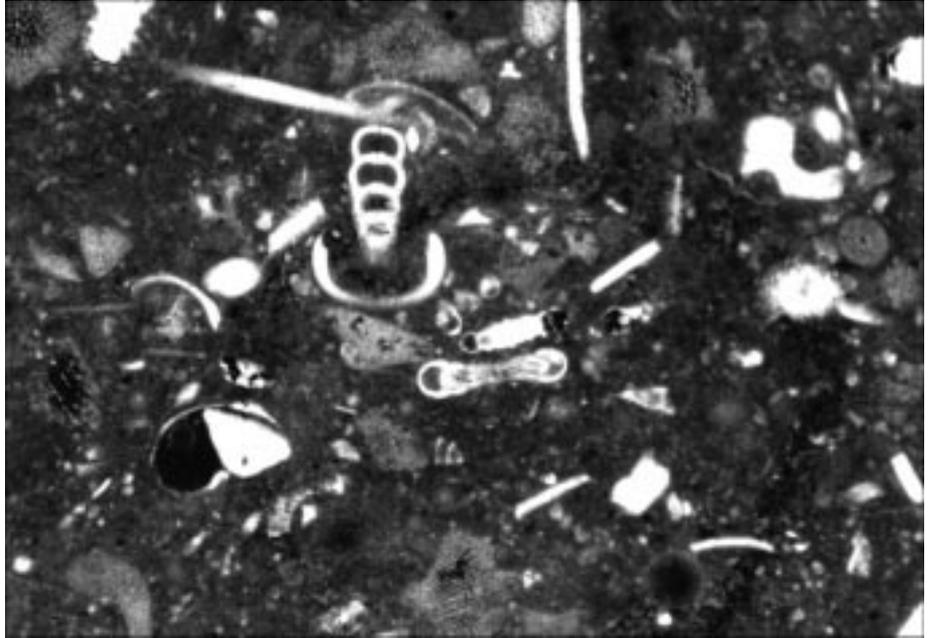
Biogene: Foraminiferen, *Involutina liassica* (JONES), *Ophalmidium* (Axialschnitt), uniseriale Lagenide (*Dentalina*), planspirale Lageniden (*Lenticulina*), Gastropoden, Ostrakoden, Brachiopoden, Ammoniten und Echinodermerreste.

Ablagerungsmilieu: Schwellenfazies.

Der Schliff zeigt eine für Adneter Kalk typische Sedimentationsunterbrechung und Hinweise auf Hunger-Fazies.

Abb. 3.
Adneter Kalk führendes Resediment im Raum Schlecht.

Abb. 4.
Adneter Kalk mit *Involutina liassica* und
einer *Nodosaria*.
Dünnschliff Nr. Ad5.



3.4.2.2. Klauskalk (Dogger)

Der Klauskalk ist ein ebenfalls roter, knolliger, schlecht gebankter, gering mächtiger (ca. 4 m) Kalk. Faziell dem Adneter Kalk ähnlich, jedoch in den Dogger hineinreichend und im Vergleich zum ebenfalls doggerzeitlichen Reitmauer Kalk weist dieser eine reiche Ammonitenfauna auf. Der Klauskalk kann aufgrund der mikrofaziellen Ausbildung und zahlreichen Vorkommen von *Bositra buchi* (RÖMER), syn. *Posidonia alpina*, im Dünnschliff als Filamentkalk bezeichnet werden.

An Makrofossilien wurden immer wieder kleine Ammoniten, die als Bruchstücke vorhanden waren, gefunden.

An Mikrofossilien treten erstmalig und massenhaft *Globuligerina* sp. auf, auch Trocholinen kommen vor.

Dünnschliffbeschreibung eines hellroten Klauskalks (Nr. AD4; Abb. 5)

Mikrofazielle Typisierung: Bioarenit.
Matrix: Arenitisch.

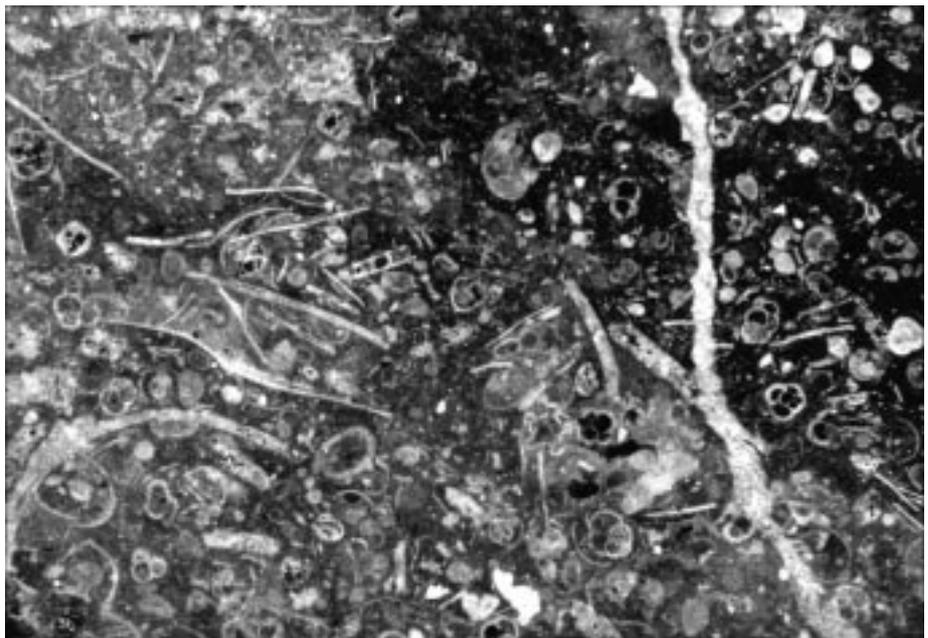
Biogene: Foraminiferen: Sehr viele Globuligerinen, Lageniden sowohl planspirale als auch uniseriale Formen, andere „Rotaliina“; planktonische Larvenreste von Muscheln (Filament), kleine Gastropoden, Ostrakoden, Brachiopoden, Echinodermenreste. Der Schliff führt sehr viele Mikrofaunen; stark bioturbat; auch ein Teil der Biogene zeigt Anbohrungen.

Ablagerungsmilieu: Subtidal-bathyal.

Im Kartierungsgebiet sind die beiden Gesteinsformationen vermischt vorhanden, wobei die „Adneter Kalke“ die knolligen Komponenten und die „Klauskalke“ offenbar die Grundmasse bilden.

O. EBLI (1989, 1997) berichtet über ähnliche Resedimente aus dem Unkenbach bzw. der Unkenner Mulde, wobei diese aus Adneter und offenbar Scheibelbergkalk-Klasten bestehen.

Abb. 5.
Klauskalk mit massenhaften Vorkommen
von Globuligerinen und Filamenten.
Dünnschliff Nr. AD4.



3.4.3. Malm

Für die Ablagerungen des Ober-Jura im oberostalpinen Malm wurden von A. FENNINGER & H.L. HOLZER (1972) die Begriffe Lang- und Kurzschwebfazies verwendet. Die Gesteinskomplexe, die den Übergang zwischen Lang- und Kurzschwebfazies bilden, werden als Übergangsfazies bezeichnet.

Der tiefere Malm ist in einer kieseligen Fazies entwickelt, wie z.B. die Ruhpoldinger Radiolarit-Schichten, die eine geringe Mächtigkeit aufweisen. Im höheren Malm werden dann wesentlich mächtigere Beckenkalke wie z.B. die Aptychenkalke abgelagert.

3.4.3.1. Ruhpoldinger Radiolarit (Oxford–Kimmeridge)

Mit einsetzender Radiolaritbildung, die den Gesamt- raum der Kalkalpen und darüber hinaus weite Regionen der alpinen Geosynklinale ergreift, wird der durch die lokal wechselnde Gliederung des Meeresbodens bedingten Fa- ziessplitterung des Lias und Dogger ein Ende gesetzt (TOLLMANN, 1976).

Im höheren Jura setzen die stark kieseligen Radiolarit-Schichten ein, die als grüne oder rote Radiolarite auftreten.

Nach BOSELLINI & WINTERER (1975) wären die Radiolarite der Nordalpen in Wassertiefen zwischen 3300 bis ca. 3700 m abgelagert worden. GARRISON & FISCHER (1969) schätzen für die Ablagerung der Radiolarite je nach Kompensationstiefe für Kalzit und Aragonit Ablagerungstiefen zwischen 2000 bis 4000 m.

Diese Angaben sind meiner Meinung nach zu hoch. W. SCHLAGER lehnt auch derart große Tiefen für die Radiolaritbildung ab und begründet es wie folgt: Solch große Absenkungsbeträge der sialischen Kruste seien völlig ungewöhnlich, weil auch keine Hinweise vorliegen, dass untertriassische Sedimente in den Nordalpen verstärkt metamorphosiert sind (cit. in V. DIERSCHKE, 1980, S. 178).

V. DIERSCHKE selbst ist der Meinung, dass für die Radiolarite der Nordalpen maximale Ablagerungstiefen von 2200 m Wassertiefen zu ermitteln sind.

Nach den neuesten Ergebnissen sind weder größere Meerestiefen noch große Entfernung von der Küste für die Bildung der Radiolarit-Fazies nötig. Es kann möglicherweise auch lokaler Vulkanismus, das Klima und die Tonmineraldiagenese als SiO_2 -Quellen die Bildung der Radiolarite begünstigt haben (V. DIERSCHKE, 1980). Daher und auch nach Ansicht von GRUNAU (1947) ist also die Bildung von Radiolariten auch in geringeren Tiefen zu erwarten (cit. V. DIERSCHKE, 1980).

Grüner Radiolarit

Der grüne Radiolarit ist ein hellgraues bis grünes kieseliges Gestein, das nur sehr geringmächtig entwickelt ist (ca. 2–4 m), die manchmal dünne, grüne und tonige Schichten als Zwischenlagen führen.

GRUNAU (1959) stellte bei seinen Untersuchungen an Radiolariten fest, dass grüne Radiolarite ein $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnis unter 1 aufweisen, wobei das Ferri-Eisen-Verhältnis besonders an Serizit und Chlorit gebunden ist, außerdem soll die Grünfärbung auch durch Pyrit mitbedingt sein. Grüngraue Radiolarite weisen nach GRUNAU auch noch abnorm hohe FeO-Gehalte auf.

Roter Radiolarit

Diese Varietät des Radiolarites ist ein braunrotes bis grauviolette, scharfkantigbrechendes, stark kieseliges,

kompaktes Gestein. Die Mächtigkeit beträgt im Aufnahmebereich ca. 25 m. Aufgeschlossen ist das Gestein aber selten anzutreffen.

GRUNAU (1959) fand, dass hier für die Rotfärbung ein $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnis über 1, und zwar Hämatit als Mineral verantwortlich ist.

Makrofaunen sind in den Radiolaritschichten nicht sehr häufig, aber es kommen, wie K. JAKSCH (1968) schreibt, hier schon Aptychen vor, die allerdings schlecht erhalten sind.

An Mikrofaunen, soweit es von den Dünnschliffen bekannt ist, gibt es vorwiegend Radiolarien.

Benthonische Foraminiferen sind in den Radiolarit-Absfolgen sehr selten, planktonische fehlen völlig (V. DIERSCHKE, 1980).

3.4.3.2. Aptychenschichten (Tithon)

Bunte (Rote) Aptychenschichten

(Ammergauer Schichten sensu TOLLMANN, 1976)

Am Nordrand des Tirolikums setzen die geringmächtigen roten Aptychenkalke allmählich mit zunehmendem Kalkgehalt über dem kieseligen Radiolarit ein. Diese Kalke sind sehr geringmächtig (ca. 5 m) und plattig ausgebildet. Die Plattendicke liegt zwischen 5–10 cm mit tonigen Zwischenlagen von weniger als 1 cm.

Biostratigraphisch gehören die Rotkalke der Saccocoma-Coeno-Zone des Kimmeridge bis Mitteltithon und der Calpionellen-Coeno-Zone an (V. DIERSCHKE, 1980). An Makrofossilien kommen hier wie im gesamten Aptychenkalk häufig die Lamellaptychen vor. Diese teilweise auffallend große Häufigkeit von Aptychen in den oberjurassischen Sedimenten der Alpen kann verschiedene Ursachen haben:

- Es traten eventuell mehr Ammoniten mit kalzitischen Aptychen auf (TRAUTH, 1927; W. SCHLAGER, 1974).
- Episodisch stärkere Bodenströmung, beispielsweise auch beim Auftreten von Turbiditen u.ä., übten einen Sammeleffekt aus (ZAPFE, 1963).

Entsprechend ist das Fehlen solcher Aptychen-„Lumachellen“ in den Sedimenten der Radiolarit-Gruppe ein Hinweis auf schwächere Bodenströmung (V. DIERSCHKE, 1980).

- Ablagerungstiefe unterhalb ACD und oberhalb CCD.

K. JAKSCH (1964 und 1968) konnte aufgrund der Aptychenfunde auf tiefstes Tithon hinweisen. Ein unvollständig erhaltener Aptychus wurde auch bei den Geländeaufnahmen gefunden. Es handelt sich dabei um *Lamellaptychus cf. Beyrichi* OPP.

Graue Aptychenschichten

(Ammergauer Schichten sensu TOLLMANN, 1976)

Die Grauen Aptychenkalke sind wesentlich mächtiger als die Bunten. Sie werden im Gebiet von Schwendt bis zu 250 m mächtig, können aber anderwärts bis zu 1000 m erreichen.

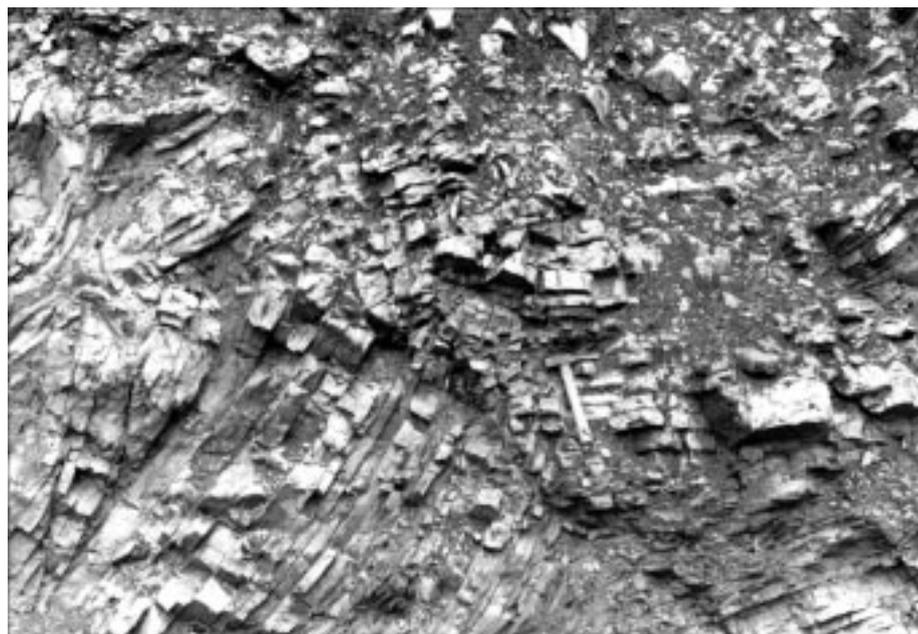


Abb. 6.
Stark verfallene Aptychen-Schichten im Raum Schlecht.

Die Plattendicke beträgt im Aufnahmebereich 3–20 cm mit dünnen Mergelhäuten als Zwischenlagen, die zum Hangenden hin etwas dicker werden; daher neigen sie auch leicht zu einer intensiven Verformbarkeit. Im Aufnahmegebiet bei Schwendt liegt auf dem Weg zur Hacker-alm der Aufschluss, der die Entwicklung einer Kleinfalten-tektonik im Meterbereich zeigt (Abb. 6). Die B-Achsen streichen annähernd Ost–West.

Es wurde immer wieder versucht, die Aptychenkalke mittels verschiedener Makro- und Mikrofaunen paläontologisch zu gliedern, wie z.B. QUENSTEDT (1951) durch Cephalopodenkiefer, Aptychen und Belemniten, F. TRAUTH (1938) und K. JAKSCH (1961, 1964, 1968) durch *Lamellaptychus* und K. DOBEN (1962), sowie J. REMANE (1964, 1967) durch Calpionellen (in fünf Calpionellen-Zonen) durchführten. Calpionellen sind Organismen mit planktonischer Lebensweise. Ihre weite Verbreitung ist das wichtigste Merkmal des oberen Jura und sie erlangen daher höchsten stratigraphischen Leitwert.

Auch hier konnte K. JAKSCH (1968) mittels Aptychen aus dem Aufnahmegebiet Schwendt auf ein tithonisches Alter hinweisen. Ein von mir gefundener Aptychus liegt nicht ganz frei, deshalb konnte er nur ungenau bestimmt wer-

den. Es handelt sich hier um *Lamellaptychus* cf. *Submortilleti* TRAUTH (1938).

Im Gebiet von Lofer fand ich außer Aptychen auch *Chondrites* sp. in guter Erhaltung, sowie einfache Grabgangausfüllungen auf der Schichtunterseite, die jedoch keine typischen Spreitbauten darstellen.

Bei dem von mir gefundenen Brachiopoden handelt es sich um eine *Pygope diphya* (COLONNA). Dieser Brachiopode kommt nach B. ZIEGLER (1967) vorwiegend in Tiefen um 400 m vor.

Diskussion der Wassertiefe bei der Bildung der Aptychenkalke

Viele Autoren benutzen zur Tiefeneinstufung solcher Ablagerungen den Kalk-Kompensationshorizont, der heute bei 3700–4500 m liegt (R.E. GARRISON, 1967; R.E. GARRISON & A.G. FISCHER, 1969).

Meiner Meinung nach ist aber der Kalk-Kompensationshorizont alleine kein geeigneter Tiefenanzeiger für mesozoische Ablagerungen, weil dieser Horizont je nach Wassertemperatur in verschiedenen Zeitepochen sehr variabel ist und sich stark ändern kann. Vielmehr müsste man andere wichtige Kriterien als Ansatzpunkte für eine Tiefeneinstufung mit berücksichtigen:

- 1) Faunen und eventuell Flora z.B. *Globochaete*, etc.
- 2) Lithofazies-Unterschiede, sowohl lateral als auch vertikal.

K.I. SCHÜTZ (1979) konnte mit Hilfe dieser Kriterien die Ablagerungen der Aptychenschichten in vier relative bathymetrische Zonen untergliedern.

- 1) Ein höchstgelegenes Flachwassergebiet im Süden, Flachwasser-Karbonat-Plattform.
- 2) Ein mittleres Ablagerungsgebiet mit der Biancone-Fazies während des Tithons und des Berriasien im Ostteil.
- 3) Das tiefstgelegene Ablagerungsgebiet mit der Beckenfazies der Aptychenschichten im Westteil (Becken und Beckenrand).
- 4) Faziesraum der Rotkalke im Norden, der höher liegt als die Biancone-Fazies und die Aptychenschichten des Westteils.

Die Aptychenschichten im Kartierungsgebiet sind vergleichbar mit Zonen, die SCHÜTZ (1979) in Punkt III. und teilweise IV. erwähnt. In meinem Arbeitsgebiet kommt also als Ablagerungsraum nur Beckenfazies mit Bildungstiefen zwischen 800 und 900 m in Frage.

3.5. Die kretazischen Ablagerungen

Die Grenzziehung Jura/Kreide ist in den Nördlichen Kalkalpen oft sehr schwer. Die Ammergauer bzw. Oberalmer Schichten werden nach oben immer mergeliger und gehen dann gleichartig ohne sichtbare Grenze in die

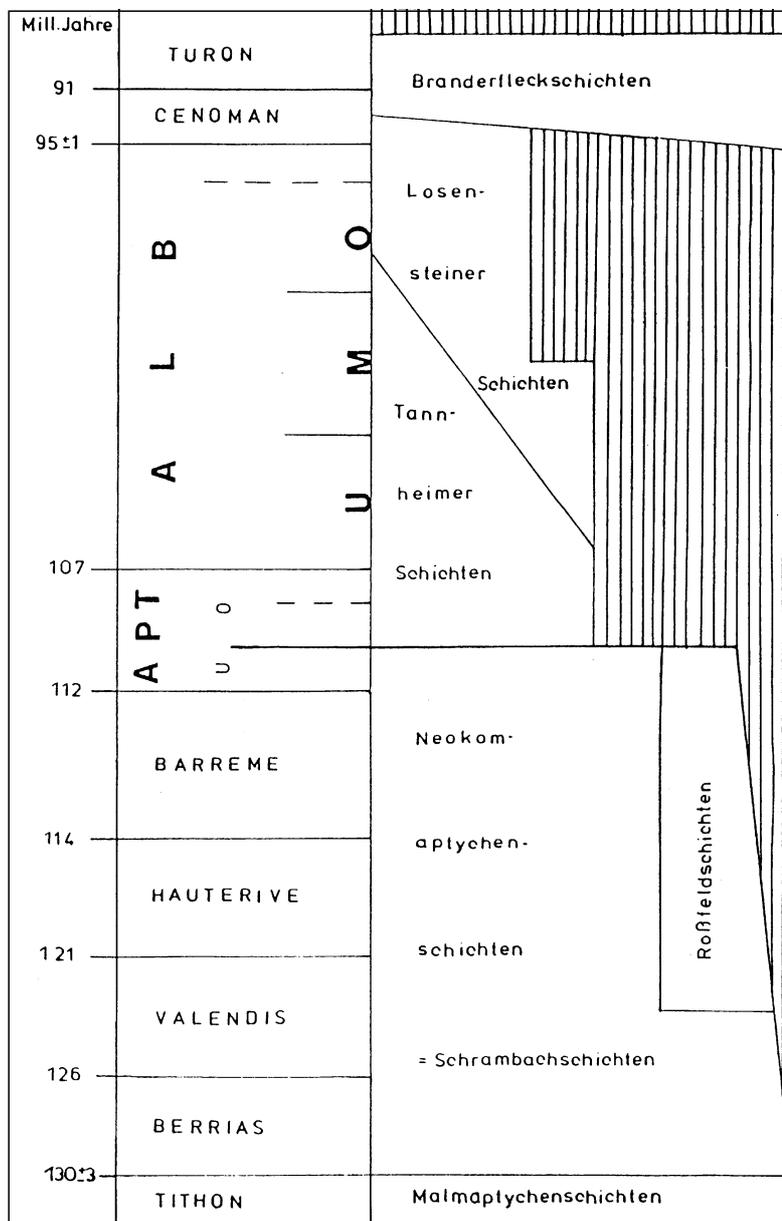


Abb. 7. Die Schichtfolgen der kalkalpinen Unteren und Mittleren Kreide. Nach H. RISCH (1981) abgeändert und ergänzt nach ODIN (1982).

Schrambachschichten über, wobei die Grenze Jura/Kreide noch im oberen Teil der Ammergauer bzw. Oberalmer Schichten liegt. Zudem haben auch die Untersuchungen von J. SAMAN (1972), K.I. SCHÜTZ (1979) und T. MOHTAT (1984) ergeben, dass die Basis der Schrambachschichten östlich der Karwendelmulde und noch mehr östlich der Thiersee-Mulde jeweils etwas höher in der Unterkreide liegt.

Diese Tatsachen weisen wahrscheinlich auf eine tektonisch ruhigere Zeit unter zunehmender Absenkung hin (kontinuierliche Sedimentabfolgen). Fest steht, dass mit zunehmenden Ablagerungstiefen eine Abnahme des Karbonatgehaltes verbunden ist.

Gegen die hohe Unterkreide machen sich gebirgsbildende Vorgänge durch Schichtlücken, Diskordanzen und Schüttungen grober Sedimente deutlich bemerkbar (B. PLÖCHINGER, 1980). Trotz der großen Lückenhaftigkeit der Kreideablagerungen im Kalkalpin, einerseits durch den kretazischen und postkretazischen Zusammenschub, andererseits durch die innerkretazischen und postkretazischen Erosionen bedingt, lassen sich doch wichtige Schritte der dynamischen Entwicklung des alpinen Orogens aus den Sedimenten und dem Fossilinhalt ableiten (D. HERM, 1979, S. 100). Die Alpen Hauptgebirgsbildungsphasen fallen ebenso in die Unterkreide. So kommt es im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen im südlichen Teil des Tirolkums mit der Voraustrischen bzw. Austroalpinen Phase in den höheren neokomen Roßfeldschichten zur Bildung Wildflynchartiger Brekzien. Im nördlichen und westlichen Abschnitt des oberostalpinen Bereiches läuft die Entwicklung der neokomen Aptychenschichten bis in das Apt weiter (B. PLÖCHINGER, 1980).

3.5.1. Schrambachschichten („Neokom-Aptychenschichten“)

Die Schrambachschichten entwickeln sich allmählich durch Abnahme des Kalkgehaltes und Zunahme des Tongehaltes aus den Aptychenschichten (Ammergauer Schichten). Sie sind hellgrau bis braune Mergelkalke und Mergel. Diese Mergelkalke werden in unteren, mittleren und oberen Mergelschiefer unterteilt. Der Unterschied ist an den Farben im Gelände deutlich zu erkennen. Die unteren Mergelschiefer sind grünlich bis hellgrau, die mittleren sind grau und die oberen weisen gelblich bis braune Farbe auf. Sie sind leicht mit der Hand zu zerbröckeln und haben eine sehr gute plattig ausgebildete Schichtung. Die Mächtigkeit liegt hier um 250 m.

Unter den Makrofaunen sind Aptychen auch hier stratigraphisch sehr wertvoll. Ammoniten sind auch aus den Neokomschichten bekannt, wie aus dem Neokom von Sebi (nördlich Kufstein) und aus der Thiersee-Mulde.

Mikrofaunen: Die Kreide war eine Blütezeit der Foraminiferen. Die Schlämmrückstände enthalten auch eine ganze Reihe anderer Mikrofaunen: Radiolarien (hauptsächlich Spumellarien); Muscheln und Schnecken (Schalen und Bruchstücke); Cephalopoden (Ammoniten mit Embryonalformen, Kiefertelle und Kammerbruchstücke); Ostrakoden; Echinodermen (Seeigelstacheln); Fische (Zähnechen).

Bei den Foraminiferen handelt es sich um ausschließlich benthonische Formen, planktonische Foraminiferen fehlen hier im Schlämmrückstand völlig.

K.F. WEIDICH (1990) hat erst nach Abschluss meiner eigenen Untersuchungen für die Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen eine Zonenfolge mit planktonischen und benthonischen Foraminiferen erarbeitet. Mit planktoni-

schen Foraminiferen kann der Zeitbereich Hauterive–Alb in 13 Zonen (und 4 Subzonen) unterteilt werden. Mit benthonischen Foraminiferen gliedert sich der Zeitbereich Obertithon–Alb in 10 Zonen.

Nach K.F. WEIDICH hat das Erstaufreten von planktonischen Foraminiferen im Barreme der Nördlichen Kalkalpen fazielle Ursachen. In der Fazies der Neokom-Aptychen-Schichten bleiben offensichtlich planktonische Foraminiferen-Gehäuse nicht erhalten.

Vergleiche bei den obengenannten Zonen der bethonischen Foraminiferen mit Formen aus dem Arbeitsgebiet (Schwendt) verstärken die Vermutung, dass hier die Unterkreide nur bis Obervalengin und höchstens Unterhauterive hinaufreicht.

Nach meiner Ansicht wurde hier der Ablagerungsraum während der Entwicklung von den Aptychenschichten zu den Neokommern tiefer, weil auch im Osten gleich eine flyschoide Fazies anschließt und unter den Foraminiferen die tiefwasserliebenden Epistominen vorherrschen, allerdings nicht tief genug, damit planktonische Foraminiferen gute Lebensbedingungen für ihre onthogenetische Entwicklung finden konnten. Interessant ist die Feststellung von M. CARON & P. HOMEWOOD (1983), dass sich das Foraminiferen-Plankton gerade in der Unterkreide vorübergehend aus den flacheren Meeresteilen (Schelfbereich) in die offene See zurückzieht. Hiermit kann vielleicht auch

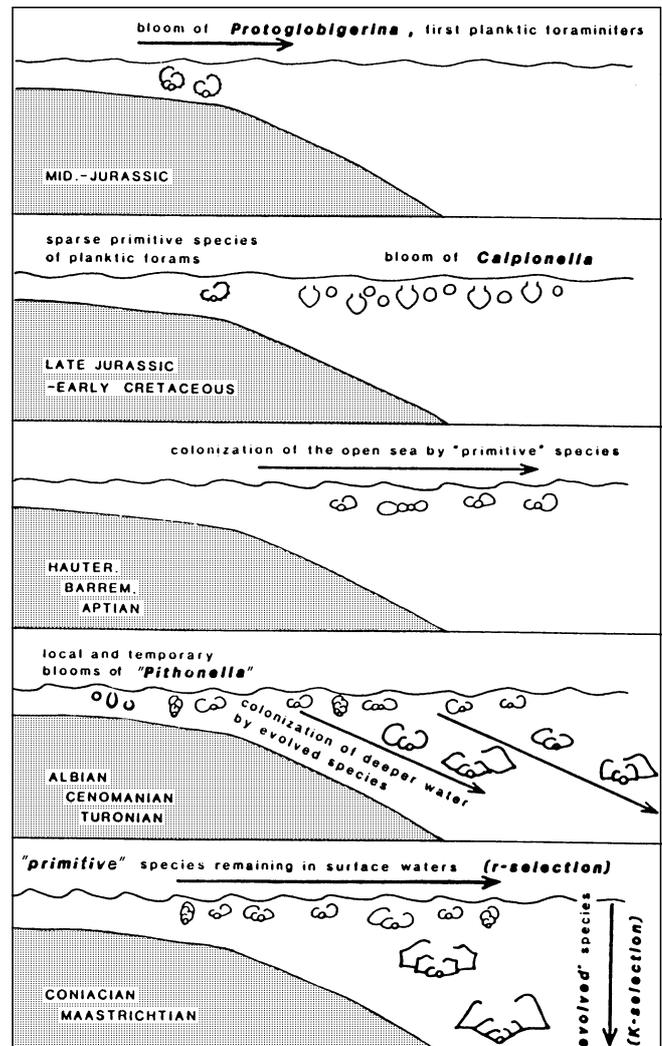


Abb. 8.

Lebensraum der Foraminiferen im Zeitraum Mittlerer Jura bis Oberkreide nach CARON & HOMEWOOD (1983).

das Zurücktreten von sandschaligen Arten erklärt werden. Auf jeden Fall liegen die Ablagerungen hier unter der Sturmwellenbasis. Diese liegt heute im Persischen Golf z.B. bei ca. 60 m (SARNTHEIN). Überlegungen zur Tiefenlage der CCD-Linie im Hinblick auf das Fehlen von planktonischen Foraminiferen in meinen Proben ist nicht relevant, weil nach D. SCHNITKER (1980) die Kalkkompensationstiefe in der Unterkreide generell tiefer liegen sollte (bei ca. 3000–4000 m) als der Ablagerungsraum der Neokom-Mergel.

Folgende Foraminiferenfaunen kommen in den Schrambachschichten (Raum Schwendt) häufig vor (siehe auch Abb. 9, 10, und 11):

- Bathysiphon* sp.
- Ammodiscus tenuissimus* GÜMBEL, 1862
- cf. *Reophax* sp.
- Haplophragmium aequale* (ROEMER, 1841)
- Astacolus schloenbachi* (REUSS, 1863)
- Astacolus* sp.
- Dentalina communis* (ORBIGNY, 1826)
- Dentalina cylindroides* REUSS, 1860
- Dentalina linearis* (ROEMER, 1841)
- Dentalina terquemi* (ORBIGNY, 1849)
- Fronicularia hastata hastata* ROEMER, 1842
- Lagena levies* (MONTAGU, 1803)
- Pseudonodosaria humilis* (ROEMER, 1841)
- Lenticulina eichenbergi*
BARTENSTEIN & BRAND, 1951
- Lenticulina guttata* (DAM, 1946)
- Lenticulina muensteri* ROEMER, 1839
- Lenticulina nodosa* (RUESS, 1863)
- Lenticulina ouachensis ouachensis* (SIGAL, 1972)
- Lenticulina ouachensis wisselmani*
(BETTENSTAEDT, 1952)
- Marginulina pyramidalis* (KOCH, 1851)
- Vaginulina kochii* ROEMER, 1841
- Ramulina aculeata* WRIGHT, 1886
- Spirillina minima* SCHACKO, 1892
- Epistomina caracolla caracolla* (ROEMER, 1841)
- Epistomina caracolla anterior*
BARTENSTEIN & BRAND, 1951
- Epistomina ornata* (ROEMER, 1841)
- Epistomina tenuicostata*
BARTENSTEIN & BRAND, 1951

3.5.2. Roßfeldschichten (ab Ober-Valendis)

Im mittleren Teil der Nördlichen Kalkalpen gewinnen die Roßfeldschichten zunehmend an Bedeutung und stellen faziell die höheren Teile der Schrambach-Schichten dar.

Im untersuchten Profil in einem NE-SW-verlaufenden Graben nordwestlich der Loferer Alm scheint die Grenze zwischen Schrambach und Roßfeldschichten ziemlich scharf zu sein (Abb. 12). Dies ist zu beweisen durch spontanes Einsetzen von Sandsteinmergeln und sandigen Kalken. Die Schrambachschichten sind hier nur als höherer Teil der unteren Mergelschiefer vorhanden (höheres Valanginien).

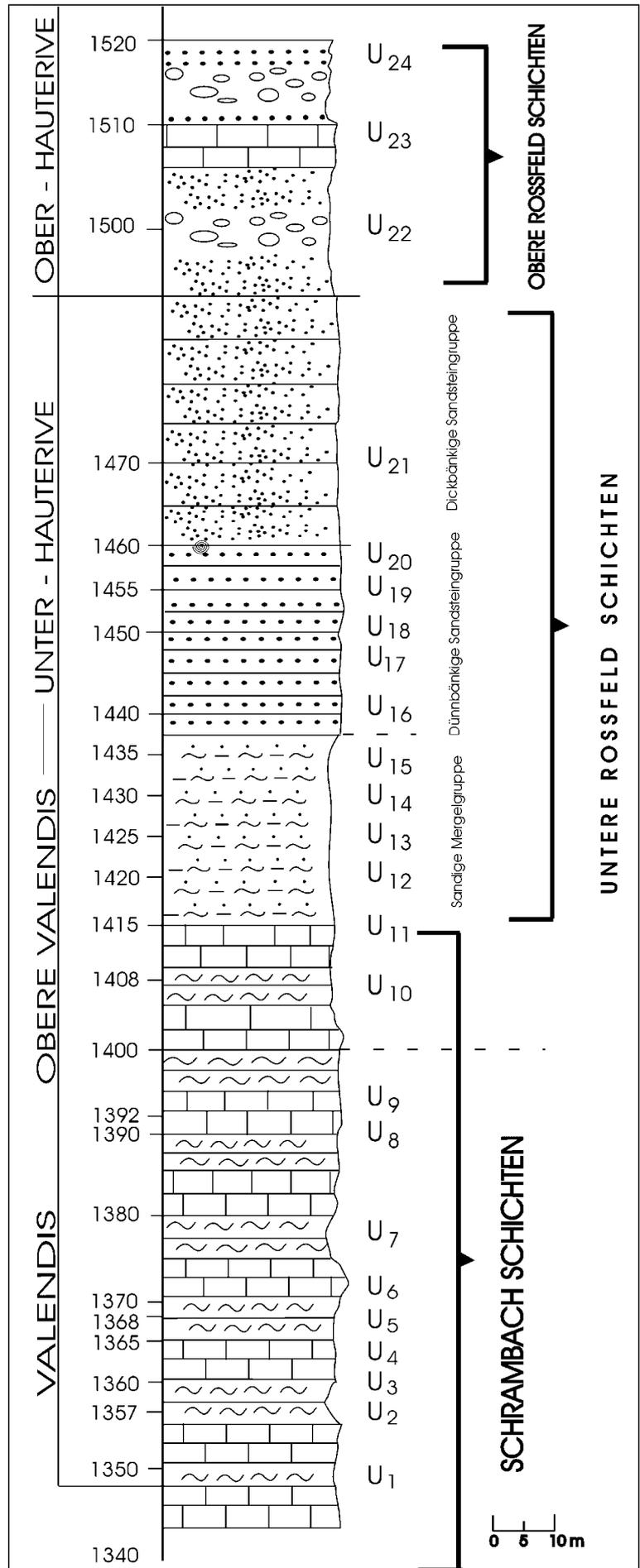


Abb. 12. Säulenprofil im Graben nordwestlich der Loferer Alm.

Nach FAUPL & TOLLMANN (1979) lassen rezente Faziesverteilungsvergleiche erkennen, dass diese vor allem lithologisch flyschartigen Sedimente (A. TOLLMANN, 1978) in einem vorstoßenden Bereich eines Tiefseerinnen-Environments gebildet worden sind. Diese synorogenen Sedimentabfolgen und Megagleitblöcke sind in einer West-Ost-gerichteten Tiefseerinne innerhalb der Kalkalpen abgelagert worden, und werden auch als vorstoßende Serie eines aktiven submarinen Trenches interpretiert (FAUPL & TOLLMANN, 1979; DECKER et al., 1987). Verschiedene Subenvironments kann man hier unterscheiden: Im Bereich der Hauptrinne entwickelten sich die dickbankigen Sandsteingruppen, beckenwärts liegt ein Damm (dünnbankige Sandsteinfazies), wo anschließend daran in einem submarinen Überflutungsbereich die Mergelgruppen entstanden sind.

Die Oberen Roßfeldschichten sind in einem von der Beckenabhangseite vorgeschobenes kleinräumiges Fächersystem abgelagert. Diese Ablagerungen sind grobklastisch und weisen eine Korngrößenzunahme vom Liegenden gegen das Hangende auf, d.h. sie werden immer proximaler.

Lithologie

Es handelt sich hier um ziemlich harte dunkelgraue bis schwarze Sandsteinmergel und Kalke, die gegen das Hangende hin intensiv terrigen beeinflusst, grobklastisch bis konglomeratisch werden und Turbidite führen. E. WEBER (1942) sprach hier schon von Flyschbreccien.

Untere Roßfeldschichten

Bestehen aus ca. 150 m mächtigen Mergelgruppen, die durch Sandeinschaltungen gekennzeichnet sind. Später setzen kalkig bis sandige Gruppen ein, die dünnbankig sind und eine Feinschichtung gut beobachten lassen. Darüber folgen die dickbankigen Sandsteingruppen, die im Vergleich zu den dünnbankigeren Ablagerungen größere Lamination aufweisen. Die einzelnen Bänke liegen hier im Meterbereich.

Obere Roßfeldschichten

Charakteristisch sind die ca. 20 m mächtigen Konglomerate, die großteils ortsfremde, schlecht gerundete Komponenten enthalten, z.B. glimmerreiche Werfener Sandsteine und Hallstätterkalke (siehe auch B. PLÖCHINGER, 1984).

Mit dem Einsetzen der Oberen Roßfeldschichten kommt es zu einem vollständigen lithofaziellen Umschwung. Das Auftauchen von Megagleitblöcken und weit transportierten Komponenten weist auf starke Bodenunruhe zu dieser Zeit hin. Diese fällt genau mit Bewegungen der austroalpinen Phase zusammen, die im Ober-Hauterive einsetzen und im Barreme den Höhepunkt erreichen und bis in das tiefere Apt anhalten (A. TOLLMANN, 1976).

Die riesigen Blöcke stammen meist aus der fern liegenden Hallstätterzone und liegen hier auf Grund der weiten Transportwege als Olistolithe vor. Es gibt lithologische Vergleiche solcher im Tirolikum sedimentierten Gesteine mit Wildflysch. Diese Gesteine stammen vor allem von Süden heranrückenden juvavischen Schubmassen, wie bereits KÜHNEL (1929) feststellen konnte. Auch J. SCHWEIGL & F. NEUBAUER (1997) bezeichnen diese Ablagerungen im Vorfeld der herankommenden juvavischen Decken als "clastic wedge".

Für den gesamten Komplex der klastischen Serie ist das Faziesmuster einer vorstoßenden Tiefseerinnenbildung, wie man sie rezent über aktiven Subduktionszonen kennt, charakteristisch (TOLLMANN, 1978). Mit der klasti-

schen Sedimentation gelangte neben siliziklastischem Detritus auch ophiolitisches Material ins Becken (POBER & FAUPL, 1988). Ihr Schwermineralinhalt bietet Hinweise auf Liefergebiete aus Obdukten, welche längs von vom Tethysbereich her sich in Richtung Ostalpin schließenden Suturen hochgeschürft worden sein können. Sie könnten Erosionsprodukte liefern, zu denen Schwerminerale wie Spinelle etc. gehören (G. WOLETZ, 1963; P. FAUPL & A. TOLLMANN, 1974; P. FAUPL & E. POBER, 1991; R. OBERHAUSER, 1995).

Die Roßfeldschichten an der Typlokalität sind mit den im Nachbargebiet (Ostrand der Unkener Mulde) befindlichen Lackbachschichten durchaus vergleichbar. Die beiden Schichten sind zwar in der Genese verwandt, aber grundsätzlich unterschiedliche Sedimente.

Die Unterschiede zwischen den Lackbachschichten und Roßfeldschichten sind in folgenden Punkten dargestellt:

- 1) Art des Einsetzens der Klastika, d.h. die Roßfeldschichten entwickeln sich durch die allmähliche Zunahme des Sandgehaltes. In den Lackbachschichten dagegen setzen die Sandsteine abrupt ein.
- 2) Die Lackbachschichten sind stärker aufgegliedert. Nach FAUPL & TOLLMANN (1979) sind die Roßfeldschichten in fünf sedimentäre Environments aufgegliedert, wobei die Lackbachschichten in acht Faziesbereiche zu unterteilen sind. Da fehlen den Roßfeldschichten besonders die von R. DRAGA & K.F. WEIDICH beschriebenen Konturite und die Mergel des oberen Teils des Lackbach-Profiles.
- 2) Bei den Roßfeldschichten stellt sich nach oben hin die Korngrößenvergrößerung ein, und dann plötzlich setzen die extrem groben Schüttungen ein, während bei den Lackbachschichten bereits 20 m über der ersten Sandsteinbank die ersten Konglomerate und etwas später die ersten Olistostrome mit bis zu 0,5 m großen Komponenten einsetzen.

Fossilführung

Die Foraminiferen sind hier artenarm aber manchmal reichhaltig vorhanden. Durch die mikrofaziellen Untersuchungen wurde nach oben nur noch das Ober-Hauterive teilweise erfasst.

Rhizammina indivisia BRADY, 1884

Bathysiphon sp.

cf. *Reophax* sp.

Ammobaculites subcretaceus CUSHMAN & ALEXANDER, 1930

Ammobaculites goodlandensis CUSHMAN & ALEXANDER, 1930

Haplophragmium aequale (ROEMER, 1841)

Marssonella cf. *oxycona* (REUSS, 1860)

Astacolus schloenbachi (REUSS, 1863)

Dentalina communis (ORBIGNY, 1826)

Dentalina cylindroides REUSS, 1860

Dentalina linearis (ROEMER, 1841)

Dentalina terquemi (ORBIGNY, 1849)

Pseudonodosaria humilis (ROEMER, 1841)

Pseudonodosaria mutabilis (REUSS, 1863)

Lagena laevis (MONTAGU, 1803)

Lenticulina eichenbergi BARTENSTEIN & BRAND, 1951

Lenticulina guttata (DAM, 1946)

Lenticulina muensteri ROEMER, 1839

Lenticulina nodosa (REUSS, 1863)

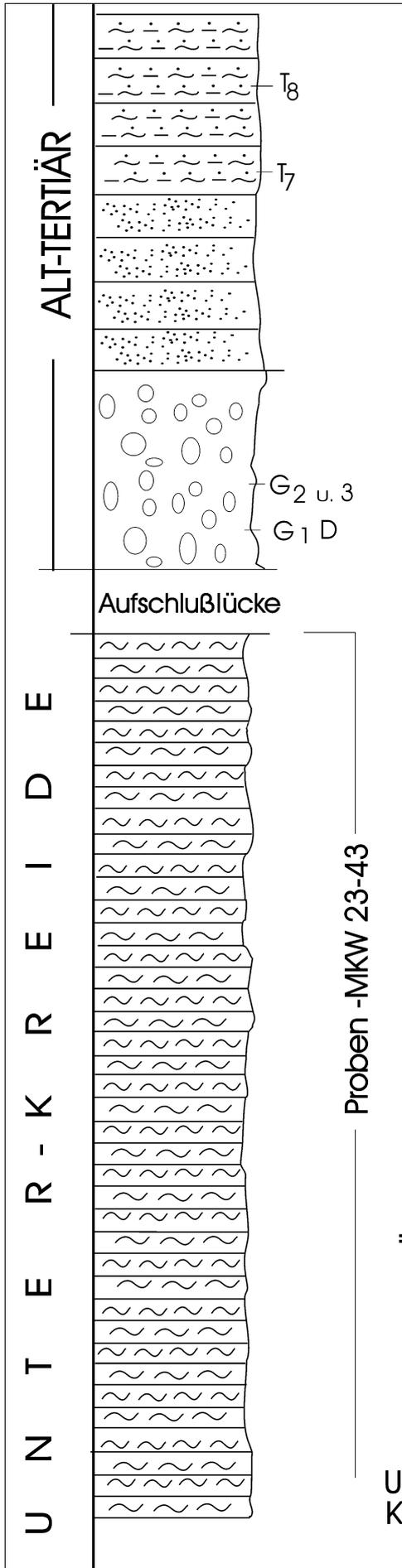
Lenticulina ouachensis ouachensis (SIGAL, 1972)

Lenticulina ouachensis wisselmanni (BETTENSTAEDT, 1952)

Lenticulina subalata (REUSS, 1854)

Vaginulina kochii ROEMER, 1841

Ramulina aculeata WRIGHT, 1886



- Epistomina caracolla caracolla* (ROEMER, 1841)
- Epistomina caracolla anterior* BARTENSTEIN & BRAND, 1951
- Epistomina caracolla* (ROEMER, 1841)
- Epistomina ornata* (ROEMER, 1841)
- Epistomina tenuicostata* BARTENSTEIN & BRAND, 1951.

Die Epistominen sind in meinem Material gut erhalten, dagegen schreibt P. FAUPL, dass bei ihm die Epistominen weniger häufig und in schlechtem Erhaltungszustand anzutreffen waren (Abb. 13).

3.5.3. Profil und Aufschlussbeschreibung

Die untersuchten Neokomvorkommen befinden sich in den Nördlichen Kalkalpen im Grenzbereich Tirol-Salzburg. Nach der tektonischen Kartenskizze von PLOCHINGER (1980) befindet sich das Arbeitsgebiet im Bereich der Staufen-Höllengebirgs-Decke (Tirolikum) und Lechtal-Decke (Hochbau-Juvarikum). Das Hauptuntersuchungsmaterial stammt einerseits aus der Umgebung von Schwendt südlich von Kössen, andererseits aus dem Muldenkern der Kammerkehr-Sonntagshornsynklinale, nordwestlich von Lofer. Zwischen diesen beiden Vorkommen fehlen die Neokomschichten, dann aber setzen sie sich in westlicher Richtung bei Niederndorf (Sebi) und in der Thiersee-Mulde wieder fort.

3.5.3.1. Neokommergel von Schwendt

Schwendt liegt in einem von Wäldern umrahmten Tal am Fuß des Zahmen Kaisers. Die Aufschlussverhältnisse sind im Bereich der Jungschichten schlecht. Es handelt sich um viele kleine Einzelaufschlüsse. Sie befinden sich einmal nordöstlich von Schwendt am Fuße des Kohlstatt-Rückens und dann noch entlang des Kohlenbaches westlich von Schwendt (Abb. 14).

Nach SCHÜTZ (1979) würde hier die Basis für die Neokommergel im tieferen Valanginien liegen. Meine Untersuchungen haben ergeben, dass im Gebiet von Schwendt keine jüngere Unterkreide als Hauterive vorhanden ist. Diese Ergebnisse decken sich auch mit denen von K. JAKSCH (1993). Die weiche Landschaftsform um Schwendt ist auch durch starke Erosion der wenig widerstandsfähigen Jungschichten entstanden, die dann durch Grundmoränen und Vegetation verhüllt wurde.

Im Kohlenbacheinschnitt westlich von Schwendt sind die Neokommergel viel besser aufgeschlossen, sie sind jedoch sehr mühsam zu erreichen. Diese Mergel sind durch die Schnappenberg-Störung (Verwerfung) abgesenkt worden. Die nach Osten gerichteten Schollenbewegungen der Kaiserergebirge und die damit verbundene Pressung führte hier zu einer Schuppenbildung (W. POLESCHINSKI, 1984).

3.5.3.2. Neokommergel der Thiersee-Mulde

Die Thierseer-Mulde liegt nahe an der deutsch-österreichischen Grenze, nördlich bis nordöstlich vom Achensee. Sie ist ca. vierzig Kilometer lang und an der Oberfläche zwei Kilometer breit (Auszug der Jungschichten). Der Südflügel der Mulde ist auf den Nordflügel aufgeschoben (K.I. SCHÜTZ, 1979). Die Mulde wird von Triasgesteinen (hpts. Hauptdolomit) umrahmt. Den Muldenkern bilden die Mergelgesteine der Unterkreide. Sie sind im Gegensatz zu den Neokomschichten aus dem Raum Schwendt dicker gebankt. Dieses ist auf den hohen Karbonatgehalt, ca. 65 % CaCO₃ und ca. 2 % MgCO₃ der Mer-

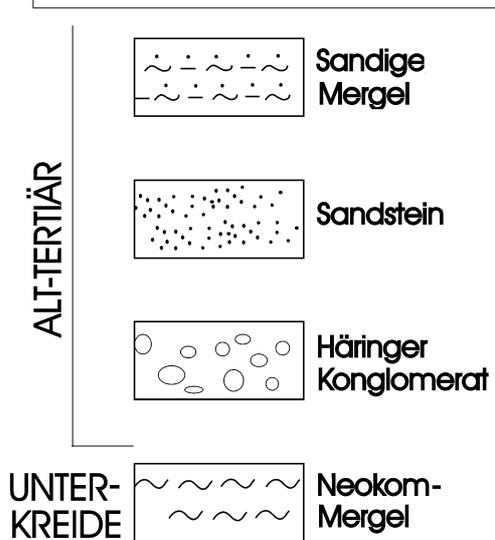


Abb. 14. Säulenprofil „Kohlenbach“. Maßstab ca. 1 : 1.000.

gel zurückzuführen. Die chemischen Analysen der Heidelberger Zementwerke zeigen, dass hier die Mergel bis zu 70 % Karbonate enthalten können. In diese Mergel schalten sich die Psammittagen ein. Diese sind braun bis dunkelgrau, cm-dick und laminiert. Eine Gradierung ist selten zu beobachten, aber auffallend ist die Lamination der Psammite, die durch helle und dunkle Lagen hervorgerufen wird. Die Bankung bewegt sich hier im 20–50 cm-Bereich.

Aus diesem Bereich der Nördlichen Kalkalpen wurden erstmals fossile Dinoflagellatenzysten aus dem Barreme und Unterapt mit über 40 Arten nachgewiesen (J. HARLOFF & K.H. KIRSCH, 1992).

Über die Wassertiefe während der Ablagerung der Neokomschichten geben die Psammite wahrscheinlich einen Hinweis auf flachere Ablagerungsräume als im Osten; auch SCHÜTZ (1979) spricht hier von einer Verflachung der Ablagerungsräume, mit Bildungstiefen um 200 m.

3.5.3.3. Neokommergel von Sebi

Das Neokom bei Sebi (Niederndorf) ist tektonisch stark gestört. Nach SCHÜTZ (1979) liegt am Ostende der Thiersee-Mulde und damit wohl auch bei Sebi die Basis der mergeligen Unterkreide-Fazies, etwa im Grenzbereich Berriasien/Valanginien.

Die Neokommergel sind hier in engen Falten nach Norden überkippt und von den Gosauschichten transgressiv überlagert. Dies sind sehr gute Beweise für den Anschlag aus dem Süden und für eine starke Verfaltung des Neokoms schon vor der Ablagerung der Gosauschichten. Das Neokom von Sebi ist eine der berühmtesten Ammonitenfundstellen der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen.

3.6. Die alttertiären Ablagerungen

Das Alttertiär im Bereich des Unterinntales liegt meist transgressiv auf gefaltetem Kalkalpinem Mesozoikum (Trias-Gosau). TOLLMANN (1976) schreibt, dass die Transgression ab Beginn des Oligozäns die marine Sedimentation ausgehend von Oberaudorf nach Süden und Osten hin verursacht hat, sodass die Räume im Inntal, das Becken von Kössen und Reith im Winkl auch allmählich einbezogen wurden. Die Vorkommen von Alttertiär wurden von W. HEISSEL (1957) für zwei voneinander getrennte Becken gehalten. Dagegen sind aber H. HAGN (1960, 1967) und H.G. LINDENBERG (1965, 1981) für einen einzigen Ablagerungsraum, der durch eine Überschiebungszone getrennt wird in einen nördlichen tertiären Ablagerungsraum im Bereich des Baujuvarikums (Lechtaldecke) mit Obereozän als ältesten Bildungen (Oberaudorfer Schichten) und einen südlichen tertiären Ablagerungsraum im Bereich des Tirolikums mit ausschließlich oligozänen Ablagerungen (Häring Schichten, Angerberg-Schichten).

Den Südflügel der Kössener und Reit-im-Winkl-Mulde bilden ebenfalls wie in meinem Arbeitsgebiet Tertiär-Schichten, wobei die Angerberg-Schichten im Kern der Mulde bereits außerhalb meines Gebietes liegen.

3.6.1. Häring Schichten (Unter- bis Mittel-Oligozän)

Im Bereich des südwestlichen Tirolikums sind keine eozänen Sedimente mehr nachzuweisen. Die Transgression von Norden begann hier erst im Unteroligozän. Diese Ablagerungen sind in einer schmalen muldenförmigen Depression entlang des Nord-Randes der Tirolischen Einheit erhalten.

Diese Depression ist tektonisch stark beansprucht. In der N/S-Richtung ist sie stark eingengt und teilweise durch die herausgepresste Scholle des Kaisergebirges überschoben (H.G. LINDENBERG, 1981). LINDENBERG ordnet die Vorkommen der Häring Schichten tektonisch und paläogeographisch einem nördlichen (Reith im Winkl, Kaiserwald) und einem südlichen (Kössen, Häring) Ablagerungsraum zu. Der nördliche Teil der Häring Schichten ist marin entwickelt, während im Süden die basalen Teile limnofluviatil ausgebildet sind.

Im Gebiet von Schwendt, speziell im Kohlenbach liegen über dem Neokom limnofluviatile Konglomerate, überlagert von einem sandigen, braun-roten Süßwasser-Kalk. Zwischen dem Neokom und den Häring Schichten in Unterschwendt (S/SO Kössen) besteht auch eine stratigraphische Schichtlücke, die auf Gebirgsbildungs- und Abtragungsvorgänge schließen lässt.

Die limnofluviatilen Konglomerate, die am Kohlenbach südlich des Kraftwerkes vorkommen, werden von KHAZE (1968) für Gosau-Konglomerate gehalten. Dagegen, und meiner Meinung nach berechtigt, ordnet E. MOUSSAVIAN (1983) diese den Häring Schichten zu.

Der Tertiär-Aufschluss des Schlechten Grabens, etwa 400 m südlich des Gehöften Niederhauser ist ca. 25 m mächtig und beginnt mit einer Basisbreccie. Dieser wird aus feinen, einige Millimeter großen Gesteinssplintern, vorwiegend Dolomittrümmern zusammengesetzt. Das Bindemittel ist kalkig und hart.

Die Breccie ist durch zahlreiche Schalenfragmente von Muscheln und Schnecken durchsetzt und ist hier ca. 30 m mächtig. Darüber folgen fein- bis mittelkörnige Kalksandsteine, die von vielen kreidig-weißen Schalen, Bruchstücken von Muscheln, Schnecken und von Korallen durchsetzt sind; auch cm-dicke Grabgänge wurden beobachtet. Die Mächtigkeit des Sandsteines liegt hier zwischen 30 und 40 m. Den Fossilreichtum dieses Tertiärvorkommens erwähnt auch K. JAKSCH (1984, S. 15). Die im Kohlenbach befindlichen Häring Schichten weisen gleiche Merkmale auf, allerdings sind sie in basalen liegenden Teilen, wie schon erwähnt, limnofluviatil ausgebildet und führen im Hangenden des Kalksandsteines Mergel. Diese Mergel sind bräunlich, sandig und reich an Foraminiferen. Schon R. v. KLEBELSBERG (1935) ordnet diese Fauna dem Lattorfien zu. Die Mergel sind hier ca. 60 m mächtig. Die Häring Schichten werden nach oben sandiger, diese zeigen den Übergang in die Unterangerberg-Schichten an. Die Mächtigkeit der Häring Schichten im Gesamten liegt hier zwischen 100 und 150 m. Meine Schlammproben enthalten u. a. sehr viele Milioliden (*Quinqueloculina*, *Trilloculina*) und massenhaft *Spiroplectinata*. Nach MICHAEL (1974) kommen diese Formen im sublitoralen Bereich vor. Vermutete maximale Wassertiefen bis 200 m.

3.7. Quartär

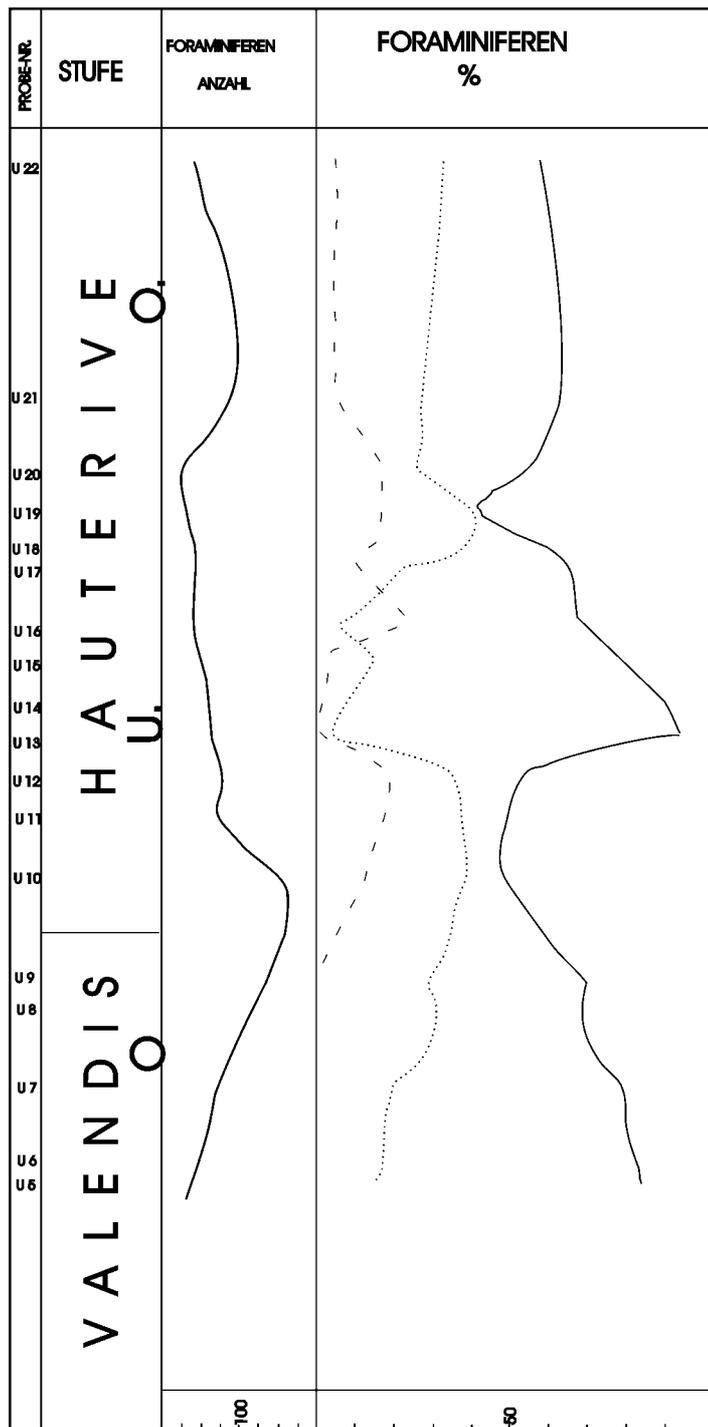
Zwischen dem Schnappenberg und Unterberghorn sind die Talseiten im tiefen Einschnitt des Niederhauser-tals vorwiegend von Grundmoränen bedeckt. Ziemlich sicher liegen sie hier auf dem Hauptdolomit gestaut vor; wie AMPFERER (1927) schreibt, scheint es so, als ob der Gletscher das Material hereingeschleppt, aber nicht mehr wieder hinausgeschoben hätte. AMPFERER bezeichnet das Niederhauser-tal als einen typischen Grundmoränen-speicher.

Auch mehrere Moränenwälle wurden im Bereich des Kartierungsgebietes beobachtet, daher kann man Schwendt als typische Moränenlandschaft bezeichnen.

Die Grundmoräne ist hier als Fernmoräne anzusehen, weil sie sehr viel ortsfremdes Material enthält. Dieses ist eher feinkörnig, gut abgerundet. Riesige Blöcke von 1–3 m³ aus kristallinen Gesteinen, Buntsandstein und auch rote Liaskalke sind im Bachbett des Niederhausertales vorzufinden. Das ortsfremde Fernmaterial weist auf ein Liefergebiet aus dem Süden hin.

4. Mikropaläontologische Bemerkungen zur Unterkreide

Das untersuchte Material aus den Unterkreideschichten der Umgebung nordwestlich Lofer, Schwendt, Niederdorf (Sebi) und Thiersee enthält vorwiegend Foraminiferenfaunen. Nur für die benthonischen Formen scheinen optimale Existenzbedingungen geherrscht zu haben.



Die hydrographischen Faktoren beeinflussen hauptsächlich die Verbreitung der Foraminiferen und ihre paläogeographische Entwicklung. Die wichtigsten Faktoren sind:

- Sauerstoffgehalt
- Temperatur
- Salinität
- Küstenentfernung
- Wassertiefe

Mikropaläontologische Untersuchungen der Proben brachten folgende Ergebnisse:

- Häufiges Vorkommen von Kalkschalern, vorherrschend eine von Nodosariiden dominierte Residualfauna.
- Sandschaler-Assoziationen sind seltener vorhanden. Die Erklärung dafür liegt sicherlich bei den oben genannten Faktoren, wobei die Wassertiefe eine große Rolle spielt.

4.1. Versuch einer palökologischen Interpretation

Der direkte Vergleich rezenter, gut untersuchter Foraminiferen-Faunen mit fossilen Assoziationen ist nur begrenzt möglich, sodass Interpretationen problematisch sind:

- Es gibt nur wenige ökologisch signifikante Gattungen.
- Fossile und rezente Foraminiferen sind selten direkt vergleichbar.
- Verschiedene Faktoren wirken gleichzeitig wie z.B. Wassertiefe, Sauerstoffgehalt, Temperatur, usw.

Die einzelnen Foraminiferen wurden bis zur Unterart bestimmt und ausgezählt. Aus der Gesamtzahl der Foraminiferengruppen Sandschaler – Lageniden – Epistominen wurden die Prozente ausgerechnet und ins dazugehörige Profil eingetragen (Abb. 15).

Beobachten wir zunächst einmal das Verhalten der Foraminiferenfauna in einem Profil der Schrambach-Roßfeldschichten im Mittelabschnitt der nördlichen Kalkalpen (nordwestlich der Loferer Alm).

Die Schrambachschichten liegen hier als pelagisches Karbonatgestein einer Beckenfazies vor. Gegen die Mergel-Sandsteingruppe der unteren Roßfeldschichten hin wird diese Tiefwasserkarbonatfazies intensiv terrigen beeinflusst. Es entwickeln sich hier einige 100 m sandige Mergel, Sandstein und wenig Kalke, in die gegen das Hangende hin mächtige Konglomeratlagen eingeschaltet sind.

Mit der Einschränkung, dass das Material artenarme Faunen beinhaltet und die Vertreter meisten aus einem engen Verwandtschaftskreis stammen, möchte

ich die charakteristischen Veränderungen in der Häufigkeitsverteilung in meinem Profil darstellen.

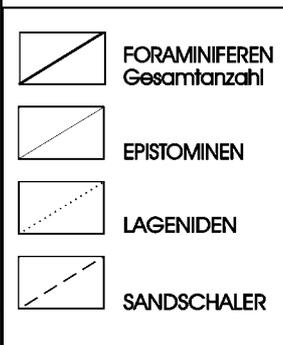


Abb. 15. Verteilung der Foraminiferen in den Schrambach- und Roßfeldschichten im Graben NW Loferer Alm.

Im unteren Abschnitt sind die Sandschaler sehr zurücktretend bis fehlend. Ab den obersten Schrambachschichten tauchen hier die ersten Sandschaler auf und erreichen in den Roßfeldschichten ihre größte Häufigkeit (bis 25 % der Gesamtforaminiferenfauna im Vergleich zu den anderen Profilen, wo die Sandschaler auch in den Schrambachschichten nur untergeordnet vorhanden sind).

Wie die Proben aus dem untersten Teil der Roßfeldschichten zeigen, haben hier die Epistominen stark zugenommen. Nach E. HENSOLDT (1938) bevorzugen zumindest Epistominen tiefes Wasser.

Untersuchungen im Nordwestdeutschen Apt/Alb haben ergeben, dass Sandschaler-Epistominen-Gemeinschaften eher Kaltwassercharakter besitzen, wie H. BERTRAM & E. KEMPER (1982) gezeigt haben. Diese Autoren weisen darauf hin, dass auch rezente Vertreter von Epistominen und deren nächste Verwandte ähnliche Lebensansprüche stellen. Daraus lässt sich also schließen, dass mit der Anlieferung von grobklastischem Material eine Vertiefung des Ablagerungsraumes verbunden war (vgl. auch FAUPL & TOLLMANN, 1979).

Das Einsetzen stärker terrestrisch beeinflusster Sedimente ist demzufolge auch mit einer Zunahme der Wassertiefe verbunden und nicht nur mit einer Änderung des Sedimentangebotes. Interessant ist, dass Sandschaler auf diese wahrscheinlich nicht abrupte Zunahme der Wassertiefe noch vor Einsetzen stärker sandiger Sedimente reagieren. Wie BERTRAM & KEMPER (1982) aufzeigen, kommt gehäuftes Auftreten von Sandschalern unter gewissen Voraussetzungen (z.B. normale Salinität) ebenfalls entsprechender palökologischer Aussagewert zu. Auch bei einem Vergleich mit der Zusammenstellung von CHAMNEY (1973) weisen die meisten der in meinem Material vorgefundenen Gattungen auf ein niederenergetisches Environment unterhalb von 200 m hin.

5. Mikropaläontologische Bemerkungen zum Tertiär

Die tertiären Mergel sind sandig und sehr reich an gut erhaltenen Foraminiferen. Sie gehören stratigraphisch zum höheren Teil der Häringer Schichten. Sie sind charakteristisch für marin bis brackischmarine Ablagerungen. Die Häringer Schichten sind vor allem durch H. LINDENBERG (1966, 1981) bezüglich ihrer Foraminiferenfauna untersucht worden. Die Foraminiferenfaunen der Häringer Schichten lassen sich in Analogie zur anfangs transgressiven, später regressiven Faziesentwicklung, in einzelne Faunengemeinschaften gliedern (H. LINDENBERG, 1981).

Je nach Ablagerungstiefe und Ablagerungsbedingungen unterscheidet man die Faumentypen a-e:

- Zum Faumentyp a gehören meist großwüchsige noch relativ artenarme Faunen, in denen dickschalige, rotaliide Formen dominieren, auch Milioliden und grobe, einfach gebaute lituolide Sandschaler sind hier häufiger. Plankton kommt nur sehr untergeordnet vor (Wassertiefe 50–200 m).
- Faumentyp b enthält extrem arten- und individuenreiche Faunen, in denen planktonische Formen zwischen 30–50 % Anteil haben (Wassertiefe, 200–400 m).
- Faumentyp c ist durch die starke Abnahme der benthonischen Arten und Zunahme des Plankton-Anteils gekennzeichnet (Wassertiefe 600–1000 m).
- Faumentyp d, die so genannten „Fischschiefer“, sind durch eine relativ kleinwüchsige, artenarme Planktonfauna charakterisiert, in die nur wenige, allerdings

häufig individuenreiche benthonische Arten gemischt sind (Hinweis auf ungünstige Lebensbedingungen).

- Faumentyp e enthält nur noch relativ wenig Plankton, die benthonischen Foraminiferen sind kleinwüchsig und häufig mit Arten des Faumentyps a vergleichbar (Hinweis auf starke Abschnürung und beginnende Aussüßung).

Die Transgression der Häringer Schichten erfolgte über ein sich rasch vertiefendes Gebiet, fortschreitend in nordöstlich-südwestlicher Richtung (H. LINDENBERG).

In den Proben aus dem Arbeitsgebiet kommen sehr viele *Amphistegina hauerina* (D'ORBIGNY) und Milioliden vor, die als wärmeliebende Flachwasserformen bekannt sind. Plankton kommt nur untergeordnet vor. Nach POKORNY (1959) sind Amphisteginen und Milioliden charakteristisch für vorwiegend seichte und warme Zonen, besonders im Bereich der Korallenriffe. O.H. CHERIF (1973) schreibt auch, dass die Milioliden überall in küstennahen Sedimenten vorhanden sind.

Bei Eintragung der Proben in das Dreieck-Diagramm von STHELI (vgl. K. WEIDICH, 1984) konzentrieren sich die Probepunkte im Bereich der Lagune (Abb. 16).

Wenn man das Fehlen von Plankton vor allem paläogeographisch erklärt, d.h. als Ablagerungsraum eventuell eine ziemlich enge Meeresbucht annimmt, müsste man trotz Fehlen von Plankton nicht mit extrem geringen Wassertiefen operieren. Das Fehlen von Lageniden ist ähnlich zu beurteilen wie das Fehlen von Plankton. Die Anwesenheit von stockbildenden Korallen spricht jedenfalls gegen lagunäre Verhältnisse und abnormale Salinität.

Verglichen mit der Faunenliste von H. LINDENBERG gehören die Faunen in meinen Proben zum Faumentyp a, der besonders im unteren Oligozän über der limnofluviatilen Basisserie vorkommt. Die vermuteten hydrologischen Bedingungen sind vor allem meist gut durchlichtet, hoher Sauerstoffgehalt, bewegtes Bodenwasser und auch günstige Wassertemperaturen (optimale Lebenszone für die Korallen).

Daraus lässt sich eine Wassertiefe um 50 m unter normal salinären Verhältnissen für die sandigen Mergel annehmen. Die beiden Mikroproblematika von H. LINDENBERG

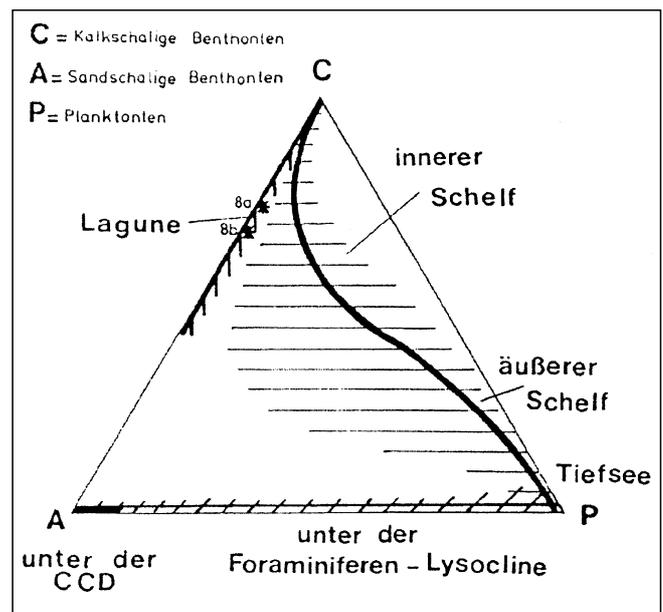


Abb. 16. Probeneintragungen in das Dreieck-Diagramm von STHELI.

BERG (1965; *Pseudarcella* und *Bicornifera*) aus den Häringer Schichten meines Arbeitsgebietes bzw. aus der Nachbarschaft wurden nicht gefunden.

Die Foraminiferenfaunen-Liste aus den Häringer Schichten (Bestimmung unter anderem nach A. PAPP & M. E. SCHMID) umfasst folgende Arten:

Ammobaculites agglutinans (D' ORBIGNY)
Spiroplectinella sp. (D' ORBIGNY)
Textularia mariae (D' ORBIGNY)
Nodosaria badenensis (D' ORBIGNY)
Lenticulina inornata (D' ORBIGNY)
(= *Cristellaria crassa*)

Marginulina nodosaria (D' ORBIGNY)
Vaginulinopsis haurina (D' ORBIGNY)
Quinqueloculina sp.
Stilostomella adolphina (D' ORBIGNY)
Elphidium (porosonion) granoaum (D' ORBIGNY)
(= *Nonionina perforata* D' ORBIGNY)
Amphistegina haurina D' ORBIGNY
(= *Nummulina radiata* D' ORBIGNY) (D' ORBIGNY)
Anomalina Cibicides ungerianas badenensis (D' ORBIGNY)
Heterolepa dutemplei (D' ORBIGNY)
Melonis pompilioides (FICHEL & MOLL)
(= *Nonionina tuberculata* D' ORBIGNY)

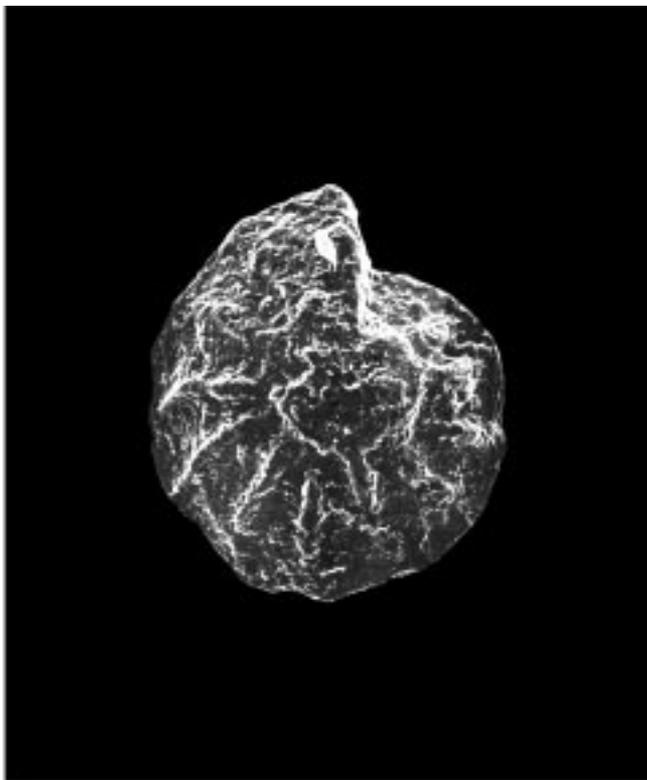
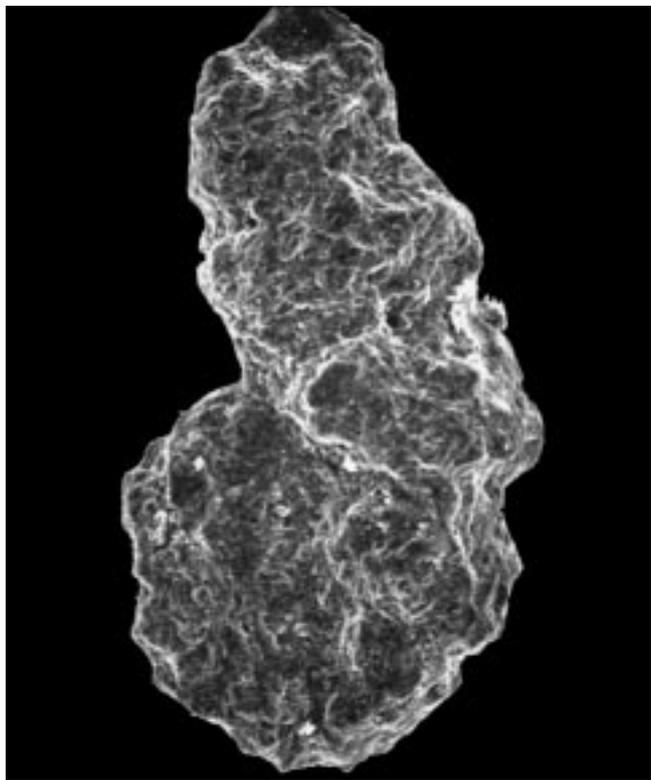
Dank

Diese Publikation basiert im Wesentlichen auf Ergebnissen aus der Dissertationsarbeit der Verfasserin und stellt eine Kurzfassung und Ergänzung derselben dar (P. MOHTAT, 1987). Für wertvolle Diskussionen und kritische Durchsicht des Manuskripts sei an dieser Stelle Herrn Doz.-Dr. W. RESCH ganz besonders herzlichst gedankt.

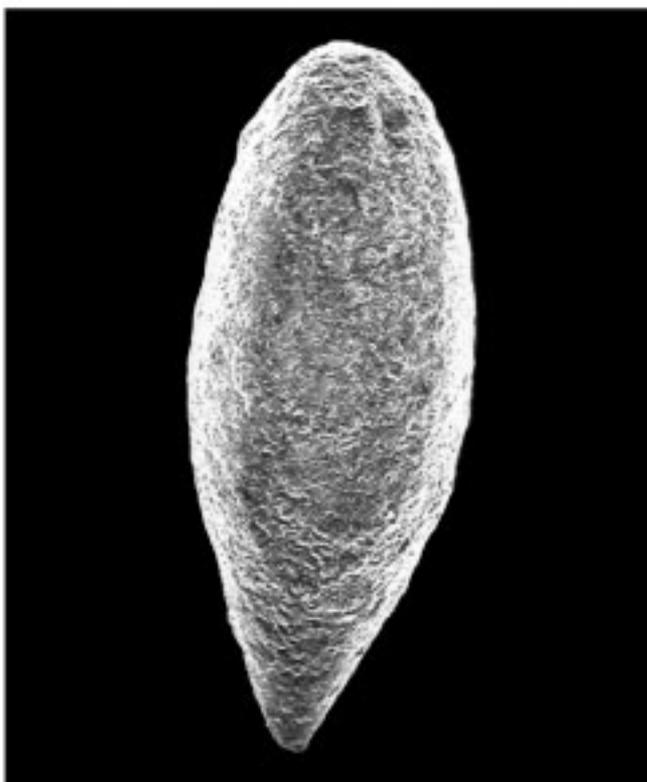
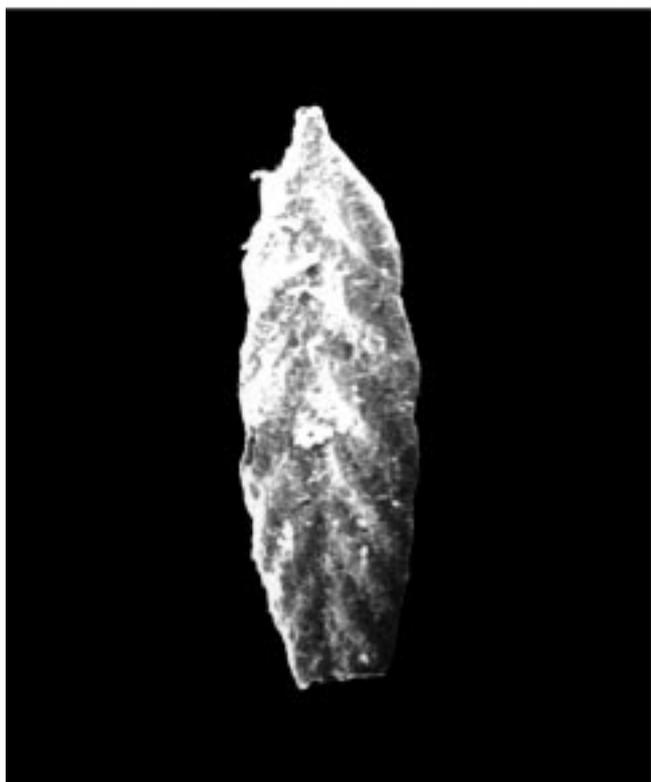
Tafel 1

Foraminiferen aus den Schrambachschichten (Berriasien–Hauterive)

- Fig. 1: *Ammobaculites subcretaceus* CUSHMAN & ALEXANDER, 1930.
× 100.
Fig. 2: *Lenticulina heiermani* BETTENSTAEDT, 1952.
× 100.
Fig. 3: *Frondicularia hastata hastata* ROEMER, 1842.
× 75.
Fig. 4: *Pseudonodosaria humilis* (ROEMER), 1841.
× 90.



1 2
3 4



Literatur

- AMPFERER, O.: Über die regionale Stellung des Kaisergebirges. – Jb. Geol. Staats-Anst., **71**, 159–172, 4 Abb., Wien 1921.
- AMPFERER, O. & KERNER-MARILAUN, F.: Geologische Spezialkarte der Rep. Österreich, Blatt Lofer und St. Johann, 1 : 75.000. – Geol. B.-A., Wien 1927.
- BARTENSTEIN, H.: Taxonomische Revision und Nomenklatur zu F. Hecht. „Standardgliederung der nordwestdeutschen Unterkreide nach Foraminiferen“. Teil 2: Barrême. – Senckenberg, **33**, 297–312, 6 Abb., 8 Taf., Frankfurt/Main 1952.
- BERTRAM, H. & KEMPER, E.: Die Foraminiferen des späteren Apt und frühen Alb Nordwestdeutschlands. – Geol. Jb. **A65**, 481–497, 3 Taf., Hannover 1982.
- CARON, M. & HOMEWOOD, P.: Evolution of Early Planktic Foraminifers. – Marine Micropaleontology, **7** (1982/1983), 453–462, Amsterdam 1983.
- CHAMNEY, T.P.: Micropalaentological correlation of the Canadian boreal lower Cretaceous. – In: CASE, R. & RAWSON, P.F. (Eds.): The Boreal Lower Cretaceous, Spec. Issue. geol. J., **5**, 19–40, Liverpool 1973.
- CHERIF, O.H.: Zur Klassifizierung der Gattung *Quinqueloculina* (For). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **142**, 15 Abb., 73–96, Stuttgart 1973.
- DARGA, R. & WEIDICH, K.F.: Die Lackbach-Schichten, eine klastische Unterkreide-Serie in der Unken Mulde (Nördliche Kalkalpen, Tirolikum). – Mitt. Bayer. Staatslg. Paläont. Hist. Geol., **26**, 93–112, München 1986.
- DIERSCHKE, V.: Die Radiolarite des Ober-Jura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – 3 Taf., 45 Abb., 1 Tab., Geotekt. Forsch., 1–217, Stuttgart (E. Schweizerbart) 1980.
- DOBEN, K.: Paläontologisch-stratigraphische und fazielle Untersuchung an der Jura-Kreide-Grenze in den Bayerischen Kalkalpen zwischen Inn und Saalach. – Diss. Univ. München, 97 S., 1962.
- EBLI, O.: Foraminiferen und Cocolithen aus den Lias-Epsilon-Schiefern der Unken Mulde (Tirolikum, Nördliche Kalkalpen). – Mitt. Bayer. Staatslg. Paläont. Hist. Geol., **29**, 61–83, München 1989.
- EBLI, O.: Sedimentation und Biofazies an passiven Kontinentalrändern: Lias und Dogger des Mittelabschnitts der Nördlichen Kalkalpen und des frühen Atlantik (DSDP site 547B, offshore Marokko). – Münchner Geowiss. Abh. (A) **32**, 1–255, 61 Abb., 39 Taf., 6 Profiltaf., München 1997.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A.: Die Roßfeldschichten: ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der Kalkalpinen Unterkreide. – Geol. Rdsch., **68**, 93–120, 10 Abb., 2 Taf., Stuttgart 1979.
- FAUPL, P. & POBER, E.: Zur Bedeutung detritischer Chromspinelle in den Ostalpen: Ophiolitischer Detritus aus der Vardarsutur. – Jubiläumsschrift 20J., Zus. Österr.-Ung., Teil 1, 133–143, Wien 1991.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**, 52–141, Wien 1972.
- FUCHS, W.: Eine bemerkenswerte, tieferes Apt belegende Mikrofauna aus den konglomeratreichen Oberen Roßfeldschichten vom Grabenwald (Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., **1968**, 87–98, 1 Abb., 4T., Wien 1968.
- GARRISON, R.E.: Pelagic Limestones of the Oberalmbeds (Upper Jurassic–Lower Cretaceous), Austrian Alps. – Bull. Canad. Petrol. Geol., **15**, 21–49, 8 Abb., 3 Tab., 4 Taf., Calgary 1967.
- GARRISON, R.E. & FISCHER, A.G.: Deep-Water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. – Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **14**, 20–56, 1969.
- GRUNAU, H.H.: Mikrofazies und Schichtung ausgewählter Jungmesozoischer Radiolarit führender Sedimentserien der Zentralalpen. – Int. Sediment. Petrogr. Ser. 4, Leiden (E.J. Brill) 1959.
- HAGN, H., HILLEBRANDT, A.V., LINDENBERG, H.G., MALZ, H., MARTINI, E., MOUSSAVIAN, E. & ULRICH, M.: Kalkalpines Mesozoikum und Alttertiär zwischen Reith im Winkel und dem Inn. – In: HAGN, H.: Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht, Geologica Bavarica, **82**, 133–159, 4 Abb., München 1981.
- HAGN, H.: Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. – Geologica Bavarica, **44**, 1–208, Taf. 1–12, 10 Abb., 1 Taf., München 1960.
- HAGN, H.: Neue Beobachtung in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thierseeer Mulde SE Landl, Kalkalpine Randschuppe SW Bad Wiessee). – Mitt. Bayer. Staatslg. Paläont. Hist. Geol., **22**, 117–135, 4 Abb., Taf. 13–15, München 1982.
- HAGN, F.F.: Grundzüge des Baus der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. 1. Teil. – Mitt. Geol. Ges. Wien., **6**, 238–357, Wien 1913b.
- HARLOFF, J. & KIRSCH, K.H.: Foraminiferen und Dinoflagellatenzysten aus der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thierseemulde, Nordtirol). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart 1992.
- HERM, D.: Die Süddeutsche Kreide – Ein Überblick. Aspekte der Kreide Europas. – IUGS Series A, **6**, 85–106, Stuttgart 1979.
- HEISSEL, W.: Das Kaisergebirge. – Sdh. A, 113–116, Abb. 6–7, Tab. 18, Wien 1951b.
- HEISSEL, W.: Das Unterinntaler Tertiär. – Sdh. A, 116–119, Taf. 18, Wien 1951 c.
- HEISSEL, W.: Beiträge zur Tertiär-Stratigraphie und Quartärgeologie des Unterinntales. – Jb. Geol. B.-A., **94** (1949–1951), 207–221, 14 Abb., Taf. 21–22, Wien 1951d.
- HEISSEL, W.: Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges., **50**, 95–135, Wien 1957.
- HENSOLDT, E.E.: Die Faziesunterschiede im Foraminiferenvorkommen von Braunschweig und ihre Bedeutung für die Mikrostratigraphie. – Zentralblatt f. Min. etc., **1938**, Abt. B., 304–312, 1. Tab., 1938.
- JAKSCH, K.: Die fazielle Ausbildung von Jura und Neokom am Nordostrand des Kaisergebirges. – Mitt. Naturwiss. Arb. A. d. Haus der Natur Salzburg, **12**, 18–34, 1 Tab., 3 Taf., Salzburg 1961.
- JAKSCH, K.: Zur Geologie der Landschaft um Schwendt am Nordostrand des Kaisergebirges (Tirol). – Verh. Geol. B.-A., **1964**, 211–222, Wien 1964.
- JAKSCH, K.: Aptychen aus dem Neokom zwischen dem Kaisergebirge und Saalach. – Verh. Geol. B.-A., 105–125, Wien 1968.
- JAKSCH, K.: Zur Geologie der Landschaft am Ostrand des Kaisergebirges (Geologischer Überblick und Exkursionsbeschreibung). – Jahresbericht der B-Gymn. St. Johann in Tirol, 9–15, Juli 1984.
- JAKSCH, K.: Über das Liasvorkommen von Schwendt am Nordostrand des Kaisergebirges (Tirol) mit besonderer Berücksichtigung seiner Ammonitenfauna. – Jb. Geol. B.-A., **136/1**, 65–75, Wien 1993.
- KHAZE, I.: Geologie des Gebietes Schwendt – Gastteig – Unterberghorn (Kaisergebirge – Ost, Tirol), unveröff., Diss., Univ., Innsbruck 1968.
- KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. – 872 S., 12 Beil., Berlin (Verlag Bornträger) 1935.
- KÜHNEL, J.: Geologie des Berchtesgadner Salzberges. – N. Jb. Min. Geo. Paläont., Abt. B., Beil., **61**, 447–559, Stuttgart 1929.
- LINDENBERG, H.G.: Problematica aus dem inneralpinen Tertiär pseudarcella SPANDEL, emend. und Bicornifera n. g. – N. Jb. Geol. Paläont. MH., **1965**, 18–29, München 1965.
- LINDENBERG, H.G.: Das Alttertiär im Bereich des Unterinntales. – In: HAGN, H. et al.: Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht, Geologica Bavarica, **82**, 28–33, Abb. 7–8, München 1981.
- MICHAEL, E.: Zur Palökologie und Faunenführung in westlichen Bereichen des norddeutschen Unterkreide-Meeress. – Geol. Jb., Reihe A, Hannover 1974.
- MOHTAT, P.: Beiträge zur Foraminiferen-Führung der Unterkreide zwischen Thiersee und Lofer. – Unveröff. Diss., Univ. Innsbruck, 1987.
- MOHTAT, T.: Foraminiferen-Führung und Stratigraphie der Unterkreide in der Karwendel und Gutenbermulde. – Unveröff., Diss. Univ. Innsbruck, 1984.
- MOUSSAVIAN, E.: Die Gosau und Alttertiär-Gerölle der Angerberg-Schichten (Oberoligozän, Unterinntal). – Inaug. Diss. Univ. München 1983.

- OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in Mikropaläontologischer Sicht. – Jb. Geol. B.-A., **106**, 63–67, Wien 1963.
- OBERHAUSER, R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – Jb. Geol. B.-A., **111**, 115–145, 2 Abb., 2 Taf., Wien 1968.
- OBERHAUSER, R.: Stratigraphisch-Paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. – Geol. Rundsch., **62**, 96–106, 3 Abb., Stuttgart 1973.
- ODIN, S.G. et al.: Geochemical events as a means of correlation. – In: Numerical Dating in Stratigraphy, 1, 37–71, New York 1982.
- OHM, U.: Zur Kenntnis der Gattung Reinholdella, Garantella und Epistomina (Foram.). – Paleontographica, **127**, Abt. A, 103–188, Stuttgart 1967.
- PLÖCHINGER, B.: Der Bau der südlichen Osterhorngruppe und die Tithon-Neokomtransgression. – Jb. Geol. B.-A., **96**, 357–372, Wien 1953.
- PLÖCHINGER, B.: Die Nördlichen Kalkalpen. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, Wien – New York (Springer Verl.) 1980.
- PLÖCHINGER, B.: Zum Nachweis Jurassisch-Kretazischer Eingleitungen von Hallstätter Gesteinsmassen beiderseits des Salzach-Quertales (Salzburg). – Geol. Rundschau, **73**, 1, 293–306, Stuttgart 1984.
- POBER, E. & FAUPL, P.: The chemistry of detrital chromian spinel and its implication for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. – Geol. Rdsch., **77**, 641–670, Stuttgart.
- POKORNY, V.: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. – 1–12, 582 S., 1 Taf., Dtsch. d. Wiss., Berlin 1958.
- POLESCHINSKI, W.: Aufnahmebericht Kaiser – Ost. – 1–21, Innsbruck 1984.
- QUENSTEDT, W.: Geologische Exkursion in das Achantalgebiet. – Geologica Bavarica, **6**, München 1951.
- REMANE, J.: Untersuchungen zur Systematik und Stratigraphie der Calpionellen in den Jura-Kreide-Grenzschichten des Vocontischen Troges. – Palaeontographica A, **123**, Lief. 1–3, 1–57, 1964.
- REMANE, J.: Les possibilités actuelles pour une utilisation stratigraphique des Calpionelles (Protozoa incertae sedis, Ciliata?). – Proc. 1st. Int. Conf. Planct. Microfoss. Geneva, 1967, **2**, 559–573, 7 Abb., Leiden 1969 (cum. Lit.).
- RISCH, H.: Untere bis mittlere Kreide. – In: HAGN, H. et al. (Hrsg.): Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht, Geologica Bavarica, **82**, 20–22, Abb. 5, München 1981.
- SAMAN, J.: Mikrofauna der Neokommargel der Thiersee Kreidemulde. – Inaug.-Diss. Univ. Innsbruck, 1972.
- SCHLAGER, W.: Preservation of cephalopod skeletons and Carbonate dissolution on Ancient Tetyan sea floor. – In: HSU, K.J. & JENKYN, H.C. (Eds.): Pelagic sediments on land and under the sea, Intern. Ass. Sedimentol., Spec. Publ., **1**, 49–70 1974.
- SCHNITKER, D.: Global Paleooceanography and its Deep Water Linkage to the Antarctic Glaciation. – Earth-Science Reviews, **16/1**, 1–20, Amsterdam 1980.
- SCHÜTZ, K.I.: Die Aptychen-Schichten der Thiersee- und der Karwendelmulde. – Geotekt. Forsch., **57**, 1–84, 1 Taf., 32 Abb., 1 Beil., Stuttgart (Verl. E. Schweizerbart) 1979.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F.: New structural, sedimentological and geochemical data on the Cretaceous geodynamic of the central Northern Calcareous Alps (Eastern Alps). – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, H. **3/4**, 329–343, Stuttgart 1997.
- SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. IPI. Teil: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., **99**, 1–74, 5 Abb. 1, Taf. (1), Wien 1956.
- SZTEJN, J.: Micropaleontological stratigraphy of the Lower Cretaceous in central Poland. – Inst. Geol. Prace, 185–263, Warszawa 1967.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 2. Teil: der Mittelabschnitt. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **61** (1968), Wien 1969.
- TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – XV, 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (F. Deuticke) 1976.
- TOLLMANN, A.: Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **69**, 1976, 291–351, 11 Abb., Wien 1978.
- TRAUTH, F.: Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjuras in den nördlichen Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1948**, Wien 1950.
- WEBER, E.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Roßfeldschichten und ihrer Fauna. – N. Jb. Geol. Paläont., Beil. **86**, Abt. B, 247–281, Stuttgart 1942.
- WEIDICH, K.F.: Feinstratigraphie, Taxonomie planktonischer Foraminiferen und Palökologie der Foraminiferengesamtfaua der kalkalpinen tieferen Oberkreide (U-Cenoman-U-Campan) der Bayerischen Alpen. – Bayerische Akademie der Wissenschaften, Math.-Naturw. Klasse, Abhandlung, Neufolge, **162**, 151 S., München 1984.
- WEIDICH, K.F.: Die Kalkalpine Unterkreide und ihre Foraminiferenfauna. – Zitteliana, **17**, 312, 62 Taf., München 1990.
- WOLETZ, G.: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. – Geol. B.-A., **106**, 89–119, 4 Abb., 18 Tab., 1 Taf., Wien 1963.
- ZAPFE, H.: Aptychen – Lumachellen. – Ann. Nath. Mus. Wien, **66**, 261–266, 1963.
- ZIEGLER, B.: Ammoniten – Ökologie am Beispiel des Ober-Jura. – Geol. Rdsch., **56**, 439–464, 1967.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1998

Band/Volume: [141](#)

Autor(en)/Author(s): Mohtat-Aghai Parvin

Artikel/Article: [, Parvin Zur Geologie des Gebietes um Schwendt und zur Foraminiferenführung der Unterkreide zwischen Thiersee und Lofer \(Nördliche Kalkalpen, Tirol\) 449-471](#)