

**Zur Geologie der Wurzer Deckscholle und deren Rahmen
im Bereich des Warschenecks (O.Ö.)**

von

Franz OTTNER

mit 12 Abbildungen, 3 Tafeln und 3 Beilagen

Anschrift des Verfassers:

Mag. Franz Ottner
Institut für Bodenforschung und Baugeologie
Universität für Bodenkultur
Gregor Mendel-Straße 33
A-1180 Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	S. 101–145	36	Wien, 1990
---------------------------------------	------------	----	------------

Inhalt

Zusammenfassung	102
1. Einleitung	103
2. Geologischer Rahmen und Erforschungsgeschichte	104
3. Schichtfolge	106
3.1. Die Basis der Wurzer Deckscholle (Warscheneckdecke)	106
3.1.1. Der Hauptkörper der Warscheneckdecke	106
Dachsteinkalk	106
Hierlatzkalk	107
Protoglobigerinenkalk	107
3.1.2. Schollen ungeklärter tektonischer Stellung	107
Allgäuschichten	108
Kieselkalke	108
Ruhpoldinger Radiolarit	116
3.2. Die Wurzer Deckscholle (Hallstätter Decke)	125
3.2.1. Rofanbrekzie s.l.	125
3.2.2. Haselgebirge s.l.	128
3.2.2.1. Haselgebirgston	128
3.2.2.2. Gips und Anhydrit	129
3.2.3. Werfener Schichten	129
3.3. Die Brunnsteinscholle (Dachsteindecke)	130
3.3.1. Dachsteinkalk	130
3.3.2. Hierlatzkalk	131
3.4. Die neoautochthone Bedeckung (Warscheneckdecke)	132
3.4.1. Oberalmer Schichten	132
4. Tektonik	135
5. Literatur	138

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurde die Wurzer Deckscholle im Warscheneckstock (Oberösterreich) und deren Rahmen neu bearbeitet.

Die Wurzer Deckscholle liegt auf der tirolischen Einheit der Warscheneckdecke, die aus einer Trias-Jura Schichtfolge besteht.

Die eigentliche Basis der Deckscholle (= Hintersteineralm-Basisschuppe) wird aus grauen Kieselkalken gebildet. Mittels Radiolarien konnte dieses Schichtglied stratigraphisch in Oxford bis unterstes Kimmeridge eingestuft werden. An zwei Profilen wurde der Mineralbestand – der einen hohen Kalzitanteil aufweist – und die Zusammensetzung der Tonfraktion (2 μm) untersucht. Der in der Umgebung der Deckscholle vorkommende Radiolarit konnte ebenfalls mit Radiolarien als Oberoxford bis unterstes Kimmeridge eingestuft werden. Die mineralogische Zusammensetzung des Radiolarites wird von geringerem Kalkgehalt und hohem Quarzanteil bestimmt. In einem Großteil der Radiolaritproben gelang der Nachweis des Zeolithminerals Analcim. Im Zusammenhang mit dem Vorkommen von Montmorillonit und Vermiculit in der Tonfraktion der Tonzwischenlagen des Radiolarites ist dies ein Hinweis auf Vulkantätigkeit während dessen Sedimentation.

Die Basis der juvavischen Deckscholle wird von einer polymikten Gleitbrekzie markiert. Durch Conodonten konnten Hallstätter Buntkalke als Komponenten nachgewiesen werden. Weiters kommen Jurakalke, Kieselkalke und triassische Tonschiefer vor. Die Komponenten stammen somit sowohl von der Deckscholle als auch von deren Unterlage.

Die Deckscholle selbst besteht aus Gips, Anhydrit und Werfener Tonen. Der Gips wird in einem großen Tagbau von der Firma KNAUF abgebaut und als Rohstoff weiterverarbeitet.

Der südlich der Wurzer Deckscholle gelegene Brunnsteinzug mußte aufgrund der vorliegenden Geländeaufnahmen von der Warscheneckdecke abgetrennt werden. Er wird als Brunnsteinscholle zur Dachsteindecke gestellt.

Nach der Eingleitung der Scholle erfolgte die Sedimentation der Oberalmer Schichten, die gelegentlich in früheren Arbeiten zu Unrecht zur Wurzer Deckscholle gezählt wurden.

1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit ist die Kurzfassung einer in den Jahren 1985 bis 1987 am Institut für Geologie der Universität Wien entstandenen Diplomarbeit, deren Aufgabenstellung in einer genauen geologischen Neubearbeitung der Wurzer Deckscholle und deren Rahmen lag.

Das kartierte Gebiet befindet sich auf Blatt 98, Liezen, der ÖK 1:50.000 im Bundesland Oberösterreich.

Methodik:

Neben der Kartierung im Maßstab 1:10.000 und Profilaufnahmen als klassische geologische Feldmethoden wurde für mineralogische Untersuchungen die Röntgendiffraktometrie angewandt.

Gesamtmineralbestand

der Locker- und Festgesteine, vor allem von Radiolarit und Kieselkalken.

Mit dieser Methode können Mineralphasen qualitativ und semiquantitativ erfaßt werden. Die untersuchten Proben wurden folgendermaßen aufbereitet:

Die einzelnen Proben wurden getrocknet und in einer Scheibenschwingmühle zu Analysenfeinheit vermahlen. Um für die Auswertung texturfreie Präparate zu erhalten, wurde das Mahlgut im Verhältnis 1:1 mit Kunstharz vermengt und nach dem Aushärten nochmals vermahlen. Erst dann konnten die Proben in der Röntgendiffraktometer-Anlage analysiert werden. Es wurde jeweils der Bereich von $10^{\circ} 2\theta$ bis $60^{\circ} 2\theta$ abgefahren.

Die Peaks dienen sowohl zur Identifizierung als auch zur semiquantitativen Erfassung der Mineralphasen. Die einzelnen Peakflächen wurden vermessen (Halbwertbreite) und nach der Methode von SCHULTZ (1964) über Korrekturfaktoren die Zusammensetzung der Probe berechnet. Quarz wurde nach vorhandenen Standardreihen ausgewertet.

Tonmineralanalyse

der Tonfraktion ($2 \mu\text{m}$) der Lockergesteine, vor allem von Tonzwischenlagen in Radiolarit und Kieselkalken.

Die Proben wurden mit 15 %igem Wasserstoffperoxid dispergiert. Nach Abklingen der Reaktion und Entfernung des Überschüssigen H_2O_2 erfolgte eine 15 minütige Beschallung im Ultraschallbad. Mittels Naßsiebung wurde die $63 \mu\text{m}$ Fraktion und aus dieser durch Sedimentation die $2 \mu\text{m}$ Fraktion gewonnen. Anschließend erfolgte die Kationenbelegung. Jeweils

400 ml der Tonsuspension wurde mit 100 ml 4 n KCl Lösung bzw. 4 n $MgCl_2$ Lösung vermischt und 12 Stunden geschüttelt. Als Unterlage für die Texturpräparate dienten Keramikplättchen, auf die durch Unterdruck die Tonsuspension aufgesaugt wurde. Nach erfolgter Aufnahme im Diffraktometer kamen die Mg-belegten Proben in Glycerin-Atmosphäre (zur Unterscheidung von Montmorillonit von Vermiculit) und die K-belegten Proben in DMSO (Dimethylsulfoxid) Atmosphäre (Unterscheidung Chlorit/Kaolinit). Nach einer zweiten Aufnahme im Diffraktometer erfolgt die Auswertung der einzelnen Tonmineralphasen nach dem gleichen Prinzip wie bei der Gesamtmineralbestimmung.

Dank

Initiiert wurde diese Arbeit von Doz. Dr. R. LEIN, dem ich an dieser Stelle für die umfangreiche Hilfestellung vor allem bei der Deutung der komplizierten Tektonik sehr herzlich danken möchte.

Für die Ausführung der Mineral- und Tonmineralanalysen stand die Röntgendiffraktometer-Anlage und die gesamte Laboreinrichtung des Institutes für Bodenforschung und Baugeologie der Universität für Bodenkultur Wien zur Verfügung. Herrn Prof. Dr. B. SCHWAIGHOFER und Herrn Doz. Dr. H. W. MÜLLER vom selben Institut danke ich für die vielen wertvollen Tips bei der Durchführung und Auswertung der Analysen.

Für die Bestimmung des aufgesammelten, gelösten und geschliffenen Fossilmaterials möchte ich mich bei folgenden Herren sehr herzlich bedanken: Doz. Dr. L. KRYSZYN (Wien), Ammoniten und Conodonten, Dr. W. PILLER (Wien), Foraminiferen, Prof. Dr. H. ZAPFE (Wien), Brachiopoden. Eine stratigraphische Schlüsselstellung nahmen die Radiolarien des Jura ein, die von Prof. Dr. H. MOSTLER (Innsbruck), bestimmt wurden.

Herrn Dipl. Geol. F. BÖHM (Erlangen), danke ich für mikrofazielle Hinweise und die Begleitung im Gelände sowie Herrn Dipl. Geol. S. NICOL (Leoben), für die Hilfe bei der Literatursuche. Für die Reinzeichnung der Abbildungen danke ich Herrn Leo LEITNER (Inst. f. Geologie). Der Bergbauernfamilie PICHLER von der Hintersteineralm danke ich für die freundliche Aufnahme und Unterkunft in ihrem Haus während der Kartierungstätigkeit.

2. Geologischer Rahmen und Erforschungsgeschichte

Die im folgenden näher beschriebene Wurzer Deckscholle liegt im südöstlichen Bereich der zum Tirolikum zählenden Warscheneckdecke. Die Schichtfolge derselben ist meist nur bis zum Dachsteinkalk erhalten geblieben. In der Umgebung sind jedoch durch Bruchtektonik abgesenkte Reste der einstigen Jurabedeckung von der Erosion verschont geblieben. Zu den Juraresten der näheren Umgebung gehören der Wurzerkampl, die Rote Wand und der Mitterberg sowie der Stubwieswipfel.

Im Norden folgt mit der Totengebirgsdecke eine weitere tirolische Einheit.

Die südliche Begrenzung wird teils von einer tirolischen Einheit – der Admonter Schuppenzone – und von der nordjuvavischen Dachsteindecke gebildet. Noch weiter im Süden folgt die Grauwackenzone und jenseits der Enns das Kristallin der Rottenmanner Tauern.

Westlich der Warscheneckdecke grenzen die östlichen Ausläufer der nordjuvavischen Mürzalpendecke – bestehend aus Großem und Kleinem Pyhrgas – an die tirolischen Einheiten an.

Auf der tektonischen Skizze (Abb. 1, R. LEIN, 1987) fallen nebst der Wurzer Deckscholle eine Reihe weiterer südjuvavischer Schollen mit Hallstätter Buntkalkentwicklung auf, die auf der Warscheneck- und Dachsteindecke liegen: beim Grundlsee und im Umkreis von Bad Mitterndorf, Hinterstoder, Liezen. Der Bosruck besteht sogar aus zwei Stockwerken: Einem tieferen „Wurzer-Äquivalent“ und einem höheren Karbonatblock (W. NOWY & R. LEIN, 1984).

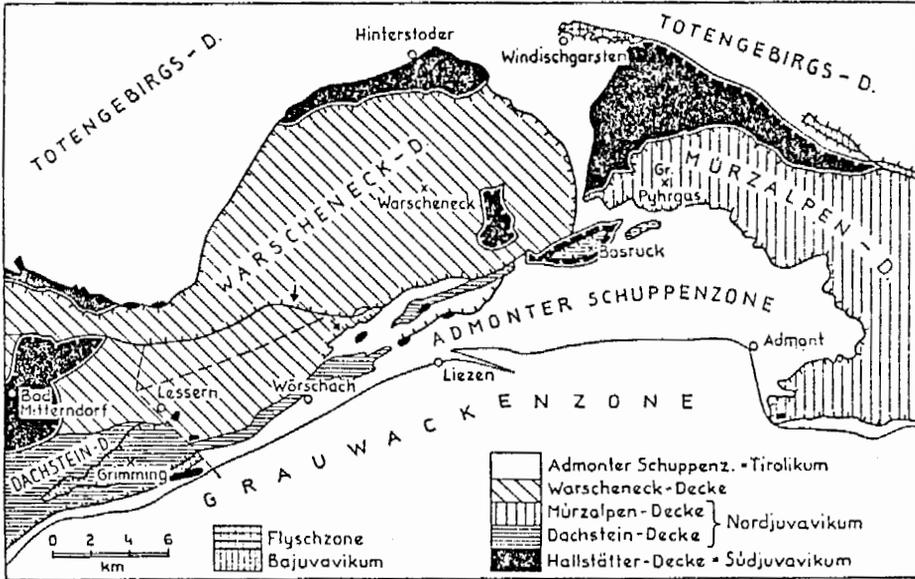


Abb. 1: Geologischer Rahmen der Wurzer Deckscholle, nach R. LEIN, 1987.

Die ersten Arbeiten von der Umgebung der Wurzer Deckscholle und des Warschenecks stammen aus der Mitte des vorigen Jahrhunderts. J. CZJZEK (1851:30–31) erwähnt in einer Aufstellung und kurzen Beschreibung von Gipsvorkommen „Gyps-Brüche“ bei Windischgarsten und Spital am Pyhrn (Schönleiten und Klauskogel), während das sich in unmittelbarer Nähe befindliche Gipsvorkommen der Wurzer Deckscholle dem Autor noch unbekannt war. Derselbe Autor beschreibt ein Jahr später (J. CZJZEK 1852:67) weitere Gipsvorkommen in der Umgebung von Windischgarsten sowie rote Liaskalke am Hochkampl südwestlich von Spital.

Der erste Hinweis auf die Gipse der Deckscholle findet sich bei C. EHRlich (1852:3). Dieser beschreibt die Werfener Sandsteine, die beim Gipsgraben von derbem Gips überlagert werden. Außerdem berichtet er von einem Stollen, wo diese Abfolge gut aufgedeckt zu sehen wäre. Somit muß bereits vor dieser Zeit hier ein Gipsabbau existiert haben.

Ein Jahr später berichtet D. STUR (1853:473) vom (Wurzer) Kampl, daß Gipse unter dessen Neokommergeln heraustreten. R.G. HAUENSCHILD (1871) erwähnt neben dem Gipsabbau sogar eine salzhaltige Quelle im „Gypsgraben“.

G. GEYER (1913:213) übernimmt von BITTNER die Idee, daß die Gips- und Salinarvorkommen inklusive der Werfener Schichten zwischen Grundlsee und Windischgarsten an große Störungszone gebunden wären und läßt den Gips der Deckscholle aus einer derartigen „Aufbruchzone“ hervorquellen.

Noch im selben Jahr erkennt schließlich F. HAHN (1913:451) den Deckschollencharakter dieser Gesteine und beschreibt das Haselgebirge erstmals als juvavischen Deckenrest, welcher den Juraschichtfolgen des Tirolikums aufgeschoben wäre.

In den folgenden Jahren ist die Deckschollennatur im Prinzip anerkannt (u.a. F. HERITSCH, 1921:94), deren flächiges Ausmaß und die dazugehörigen Schichtglieder sind dagegen einem mannigfachen Wechsel unterworfen.

F. TRAUTH (1937:554) zählt gleichermaßen das Haselgebirge der Deckscholle wie Juraschichtglieder im Liegenden bzw. Hangenden derselben zum Juvavikum. Auch bei ANIWANDTER (1953:89) wird die neoautochthone Bedeckung, der Wurzerkampl, zur Gleitmasse gezählt. E. SPENGLER (1959:230) und A. TOLLMANN (1967:Taf. 2) folgten dieser Ansicht. S. PREY (1968:A40) und B. PLÖCHINGER & S. PREY (1968:185) trennten korrekterweise den Wurzerkampl wieder von der Deckscholle ab.

R. LEIN (1987:25) erweitert das Ausmaß der Deckscholle abermals, und zwar derart, daß er die Werfener Schichten und das Haselgebirge unter der neoautochthonen Bedeckung des Wurzerkampls nach Norden fortsetzt und mit den Gipsen der anschließenden Filzen verbindet, die bis unter die Oberjuraabdeckung des Mitterberges und der Roten Wand reichen.

Zwei Diplomarbeiten der Montanuniversität Leoben bearbeiten das Gipsvorkommen der Deckscholle aus montangeologischer Sicht (W. WERNECK, 1960 und W. PAAR, 1969).

3. Schichtfolge

3.1. Die Basis der Wurzer Deckscholle (Warscheneckdecke)

3.1.1. Hauptkörper der Warscheneckdecke

Dachsteinkalk

V o r k o m m e n : Gebankter Dachsteinkalk bildet den Gipfel des Warschenecks, reicht gegen Osten einfallend bis in das Arbeitsgebiet, wo er westlich der Wurzer Deckscholle an einer Nord-Süd-verlaufenden Störung abgeschnitten wird. An dieser Störung ist seine östliche Fortsetzung um zumindest mehrere hundert Meter – wahrscheinlich sogar mehr als tausend Meter – vertikal abgesenkt und wird im Arbeitsgebiet gänzlich von Juraschichtgliedern bedeckt. An Makrofossilien treten massenweise Megalodonten, gelegentlich auch Korallen, auf.

Im Hangenden des Dachsteinkalkes tritt eine Brekzie mit Dachsteinkalkkomponenten auf, die in einer tonigen roten Matrix eingebettet sind. Dieses Gestein, von S. PREY (1974:34) als Spitaler Marmor beschrieben, fand als Dekorgestein in der näheren Umgebung mehrfach Verwendung.

M i k r o f a z i e s : Im Dünnschliff präsentiert sich der Dachsteinkalk als feinkörniger Biomikrit.

Biogene (det. W. PILLER, Wien):

Foraminiferen: *Aulotortus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN)

Aulotortus sinosus WEYNSCHENK

Triasina hantkeni MAJZON

Glomospira sp.

Glomospirella sp.

Dasycladaceen, Korallen.

Hierlitzkalk

Vorkommen: Dieser rote grobspätiige Crinoidenspatkalk tritt westlich der Deckscholle in enger Verschuppung mit dem Dachsteinkalk auf. Auf Grund der kleinen Dimension dieser fleckhaft auftretenden Körper war eine kartenmäßige Trennung in diesem Gebiet nicht möglich. Auf einer neuen Forststraße westlich des Gschwandgrabens tritt Hierlitzkalk als Spaltenfüllung im Dachsteinkalk auf.

Etwas westlich davon bildet der Hierlitzkalk kleine Wände. Wegen des spärlichen Auftretens sind Angaben über die Mächtigkeit desselben nicht möglich.

Protoglobigerinenkalk (Klauskalk)

Vorkommen: Etwa 150 m nördlich des Jagdhauses an der Zufahrt zur Hintersteineralm trifft man auf massive, leuchtend rote, feinkörnige Kalke, die von gelben Pelitflasen durchzogen sind. Sie sind einige Zehnermeter in einem Bachbett aufgeschlossen. An Makrofossilien wurde nur ein unbestimmbarer Ammonitenquerschnitt gefunden.

Mikrofazies: Im Dünnschliff findet man einen dichten, feinkörnigen Biomikrit bzw. Wackestone vor. An Biogenen dominieren die massenhaft vorkommenden Filamente und Protoglobigerinen. Weiters sind Echinodermenfragmente, Foraminiferen und Bivalvenschalen aufzuzählen.

Stratigraphische Einstufung: Nach A. TOLLMANN (1976:332) treten Protoglobigerinen erstmals massenhaft im Dogger auf, sodaß eine Zuordnung dieses Kalkes – gestützt auf das massenhafte Auftreten von Filamenten – zu Klauskalk als sehr wahrscheinlich gilt.

3.1.2. Schollen ungeklärter tektonischer Stellung

In scharfem faziellen Kontrast zu den im Hangenden der Warscheneckdecke anzutreffenden Buntkalkentwicklung des tieferen und mittleren Juras stehen zeitgleiche **Beckensedimente**, welche die Wurzer Deckscholle unmittelbar unterlagern. Vom Hauptkörper der Warscheneckdecke sind diese Vorkommen heute durch Brüche klar abgegrenzt. Als Erklärung für diese auf engste Distanz auftretende Faziesheterogien kommen grundsätzlich nur zwei Möglichkeiten in Betracht:

1) Die Annahme eines (obertägig nicht erschlossenen) sedimentären Kontaktes zwischen den Allgäuschichten und dem Dachsteinkalk der Warscheneckdecke im Liegenden hätte zur Konsequenz, daß man bereits im Lias die Existenz eines vermutlich von steilen Abschiebungsflächen begrenzten lokalen Beckenbereiches annehmen müßte.

Beispiele eines derartigen bereits im Lias durch syndimentäre Bruchstufen bewirkten abrupten Fazieswechsels sind aus dem Tirolikum des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen (WÄCHTER, 1987; SPIELER & BRANDNER, 1989) und den Lienzer Dolomiten (BLAU & SCHMIDT, 1988) bekannt.

2) Bei den jurassischen Beckensedimenten könnte es sich auch um an der Basis der Hallstätter Deckscholle mitgeschleppte Körper handeln. In diesem Falle wären

diese Gesteine vom Nordabschnitt des Südjuvavikums oder aus einem – heute nicht mehr existenten – hypothetischen Beckenbereich, der zwischen der Dachstein- und der Warscheneckdecke anzusiedeln wäre, zu beziehen.

Allgäuschichten

Vorkommen: Dieses Schichtglied kommt nur nordöstlich der Deckscholle an einem Ost–West-streichenden Kamm zwischen Wurzersattel und Wurzerkampfl vor. Ein schöner Aufschluß existiert am Wurzersattel, wo unter diesem Gestein eine westliche Schuppe der Deckscholle aus Werfener Schichten und Gips eingeklemmt ist. Es handelt sich dabei um hell-gelbgrau verwitternde, teilweise gebankte Kalke, die an frisch angeschlagenen Bruchflächen dunkelgrau gefärbt sind; dunklere Flecken sind das Ergebnis von Bioturbation.

Die Allgäuschichten fallen gegen SE unter Radiolarit ein und sind tektonisch stark beansprucht. Einige hundert Meter weiter im Osten, am Beginn der Gameringabfahrt, tritt dieses Schichtglied nochmals auf. Am Fuß des etwa 50 m hohen Aufschlusses befindet sich eine mächtige Schutthalde, deren etwa faustgroße Bruchstücke sehr weit ins Tal gestreut wurden.

Mikrofazies: Den Dünnschliffen zufolge ist das Gestein als Biomikrit bzw. Wackestone zu bezeichnen. Markant ist das massenhafte, fast gesteinsbildende Auftreten von Schwammnadeln, gefolgt von sehr vielen umkristallisierten Radiolarien. Foraminiferenbruchstücke treten selten auf, ebensowenig wie Schalenreste. Bioturbation ist fast immer vorhanden. Insgesamt sind die Allgäuschichten als typisches Beckensediment (SMF Typen 1–3 nach WILSON) anzusprechen.

Mineralogie: Diffraktometeraufnahmen von drei Proben ergaben folgenden Mineralbestand: 72–95 % Kalzit, 2–3 % Dolomit, 5–25 % Quarz, Spuren von Pyrit.

Kieselkalke

Dieses Schichtglied nimmt in der vorliegenden Arbeit eine Schlüsselposition ein, da es die sedimentäre Basis der Wurzer Deckscholle darstellt.

Lange Zeit galten die Kieselkalke als Gosaumergel, auch wurden sie als Gutensteiner Dolomit und -Kalk kartiert, bis S. PREY (1974:36) sie als Dogger-Kieselschichten in den mittleren Jura stellte.

Vorkommen: Im Arbeitsgebiet treten die Kieselkalke südlich und östlich der Deckscholle auf und bilden deren Rahmen. Morphologisch sind sie leicht an den steilen grasbewachsenen Hängen zu erkennen, z.B. unmittelbar nördlich der Hintersteineralm. Dort findet man in zwei Gräben auch ausgezeichnete Aufschlußverhältnisse. Ebenfalls zum Teil gut aufgeschlossen sind die Kieselkalke auch im Gipsgraben: Östlich der Deckscholle sind sie dagegen anstehend kaum faßbar und nur in Form von Lesesteinen belegt.

Makroskopisch: Die Kieselkalke sind gut gebankte (cm- bis dm-Bereich), dunkelgraue bis schwarze Kalke mit meist ebenen Schichtflächen. Häufig sind brekziöse, ungebankte Lagen eingeschaltet, in denen Gradierung zu erkennen ist. An den Schichtgrenzen findet man gelegentlich Grabgänge. Zwecks genauer Erfassung und Beprobung dieses Schichtgliedes und dessen Übergänge wurden zwei Profile aufgenommen: Profil 2 (Erlengraben) und Profil 3 (Pfannleitengraben).

M i k r o f a z i e s : Erst im Dünnschliff erkennt man die große Variationsbreite dieses Schichtgliedes: Feinstkörnige Mikrite bzw. Mudstones sind ebenso vertreten wie fein- bis mittelkörnige Biomikrite und Biosparite bzw. Wackestones, Packstones und Grainstones. Von der anderen Seite der Korngrößenskala findet man relativ grobkörniges Material bis hin zu regelrechten Rudstones. Häufig kann man deutlich gradierte Schichtung erkennen (Taf. 3, Fig. 1). Bioturbation tritt vor allem bei den feinkörnigen Varianten auf.

Einblick in die Entstehungsgeschichte der Kieselkalkbrekzie bietet die Probe 85/64a: Im Schliff sieht man sehr deutlich die Einspießung einer bereits lithifizierten, von einer weichen Matrix umgebenen, radiolarienreichen Komponente in eine lithologisch sehr ähnliche andere Komponente, die aber wegen des geringeren Verfestigungsgrades deutliche „Rammspuren“ aufweist (Taf. 3, Fig. 2). Es existierten somit auf engstem Raum zumindest drei Verfestigungsstufen vom selben Ausgangsmaterial: Eine weiche, plastische Matrix, in der schwächer und stärker lithifizierte Komponenten schwimmen, die sich gegenseitig deformieren. Zusammen mit der terrigenen Beimengung bilden diese Allochemie oft eine polymikte Brekzie.

F a u n a : An Mikrofossilien dominieren Schwammnadeln und Radiolarien, die aber oft umkristallisiert sind. Häufig sind auch Seeigelstacheln vertreten; alle anderen Biogene, wie z. B. Foraminiferen, Bivalven und Gastropoden treten mengenmäßig stark zurück.

Erste Versuche, aus Tonzwischenlagen durch Schlämmen stratigraphisch brauchbare Foraminiferen für die Einstufung der Kieselkalke zu bekommen, scheiterten an der Fossilarmut dieser Proben. Erste Lösversuche mit Essigsäure und Salzsäure scheiterten ebenso. Erst mit verdünnter Flußsäure konnten aus einer Vielzahl von Einzel- und Sammelproben stratigraphisch verwertbare Faunen gewonnen werden.

Folgende Mikrofossilien stammen aus einer Kieselkalk-Sammelprobe von Profil 2 und 3 (det. Prof. H. MOSTLER, Innsbruck):

Radiolarien: *Podobursa helvetica* (RÜST)
Homoeoparonelle argolidensis (BAUMGARTNER)
Mirifusus guadalupensis (PESSAGNO)
Tritrabs bulbosa (BAUMGARTNER)
Podobursa spinosa (OZVOLDOVA)
Sethocapsa stella (PARONA)
Sethocapsa sp.
Parvicingula sp.

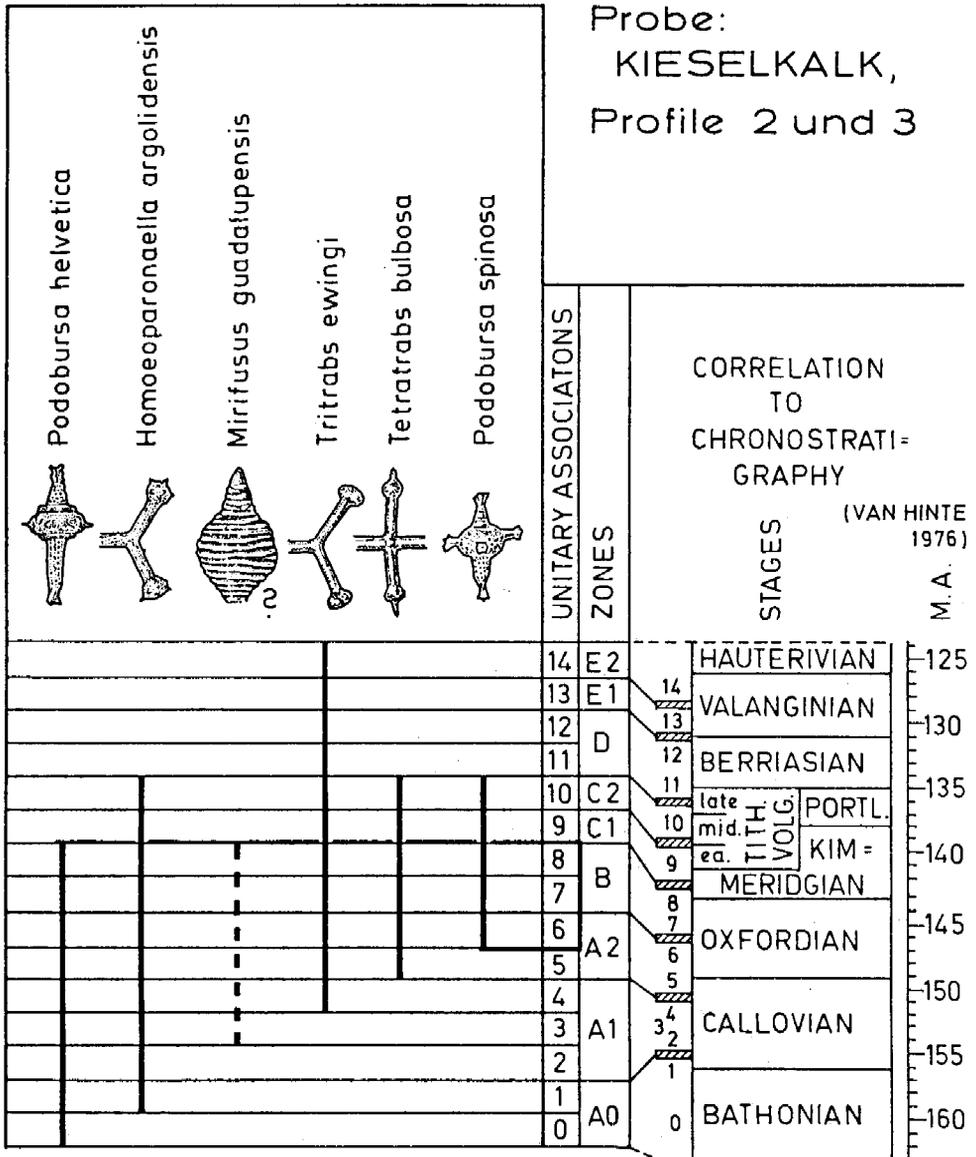
Poriferenspiculae

Trider mit costamorpher Struktur
Caltrope und *Criccocaltrope*
Hexactine und Polyactine
Aster
Raxen

S t r a t i g r a p h i s c h e E i n s t u f u n g : Radiolarien werden schon seit langer Zeit bearbeitet (A. SCHWARZ, 1924; I. HEITZER, 1930; H. MOSTLER, 1960; E. FLÜGEL & H. MEIXNER, 1972; P. O. BAUMGARTNER, 1981), stratigraphisch konnten sie bisher kaum verwertet werden. Erst P. O. BAUMGARTNER (1984) gelang es für den Zeitabschnitt Mitteljura bis Unterkreide eine Radiolarien-Zonierung zu erstellen. Diese beruht auf unitary associations. Die aus den Kieselkalkproben gelösten und nach dieser Zonierung verwertbaren Radiolarien sind in Abbildung 2 mit ihren stratigraphischen Reichweiten aufgetragen. Demnach ergibt sich

STRATIGRAPHIE MITTELS RADIOLARIEN

Probe:
KIESELKALK,
Profil 2 und 3



Zonen A2-B (6-8) Beginn OXFORD - unterstes KIMMERIDG

Abb. 2: Reichweite der Radiolarien aus Profil 2 und 3, nach BAUMGARTNER, 1984.

für die Kieselkalke eine Einstufung in den Bereich unitary associations 6–8, die Sedimentation kann demnach frühestens mit Beginn des Oxford eingesetzt haben und hat längstens bis unterstes Kimmeridge gedauert. Das bedeutet, daß die Kieselkalke nicht – wie bisher angenommen – dem Dogger angehören, sondern in den Malm zu stellen sind.

Mineralogie: Zum Zwecke der Untersuchung der mineralogischen Zusammensetzung wurden sämtliche Gesteinsproben der Profile 2 und 3 mittels Röntgendiffraktometrie analysiert und semiquantitativ ausgewertet. Von den Fest- und Lockergesteinen wurde der Gesamtmineralbestand bestimmt, von den Lockergesteinen (Tonzwischenlagen) noch zusätzlich die Zusammensetzung der Tonfraktion $2 \mu\text{m}$. Die Ergebnisse sind in den Abbildungen 3 bis 5 dargestellt.

Bei den Festgesteinen kommen als Hauptbestandteile Kalzit und Quarz sowie untergeordnet Dolomit, Schichtsilikate, Feldspat und amorphe Silikate vor. Bei den Tonzwischenlagen dominieren Quarz und Schichtsilikate, während die Karbonate zurücktreten.

In der Zusammensetzung der Gesteine von Profil 2 und 3 ist keine regelmäßige Änderung in der Abfolge von liegend nach hangend festzustellen. Es kann sogar die Mineralzusammensetzung in einer einzelnen Bank sehr verschieden sein. So wird in Abb. 3 Probe 86/78 l (laminiert) 86/78 b (brekziiert) aus derselben Bank gegenübergestellt. Der Quarzgehalt der laminierten Probe ist mit 58 % fast doppelt so hoch wie bei der brekziierten mit 32 %. Konträr dazu verhält sich der Kalzitanteil mit 23 % bzw. 44 %.

Zusammensetzung von Profil 2 (15 Festgesteinsproben, 11 Tonzwischenlagen):

Festgesteine (Abb. 3):

Quarz:	6 – 62 %	φ	22 %
Kalzit:	20 – 75 %	φ	44 %
Dolomit:	0 – 4 %	φ	2,2 %
Schichtsilikate:	0 – 10 %	φ	2 %
Feldspat:	0 – 5 %	φ	3 %

Tonzwischenlagen (Abb. 4):

Quarz:	30 – 43 %	φ	36 %
Kalzit:	3 – 20 %	φ	10 %
Dolomit:	0 – 6 %	φ	3,3 %
Schichtsilikate:	47 – 60 %	φ	52 %
Feldspat:	Spuren		

Zusammensetzung der 2μ -Fraktion der Tonzwischenlagen aus Prof. 2 & 3 (Abb. 5):

Illit: Hauptbestandteil, in jeder Probe dominant, er ist randlich aufgeweitet.

Chlorit: In allen Proben (außer 86/61) vorhanden.

Mixed layer: Regelmäßig in jeder Probe vorhanden.

Kaolinit: Fehlt gänzlich, bis auf Spuren in einigen Proben.

Montmorillonit und Vermiculit fehlen generell.

Wegen des hohen Kalzitgehaltes (bis zu 75 %) ist an Stelle der bisher oftmals verwendeten Bezeichnung „Kieselschiefer“ der in dieser Arbeit verwendeten Benennung „Kieselkalke“ der Vorzug zu geben.

GESAMTMINERALBESTAND Kieselkalke (Festgesteine)

PROFIL 2

Probe Nr.

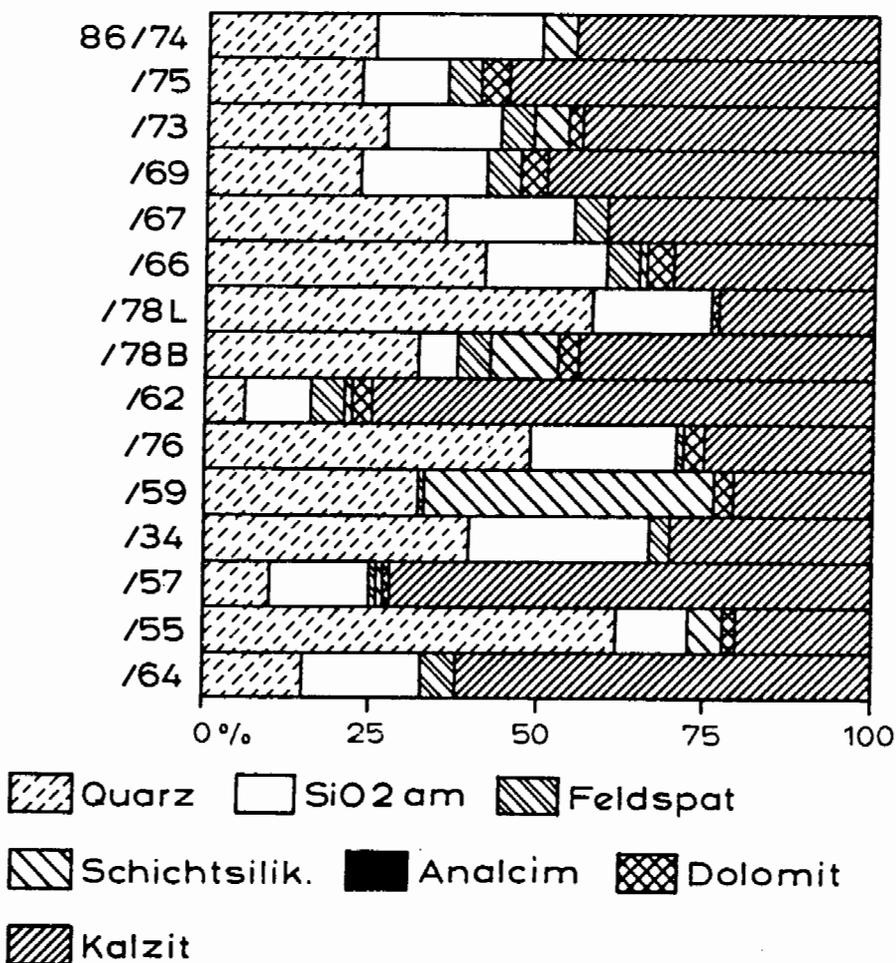


Abb. 3: Gesamtmineralbestand der Kieselkalke in Profil 2.

GESAMTMINERALBESTAND

Kieselkalke (Tonzwischenlagen)

PROFIL 2

Probe Nr.

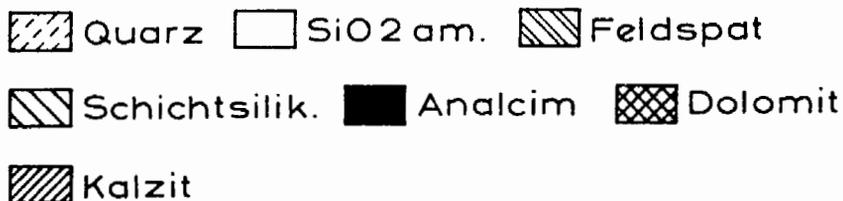
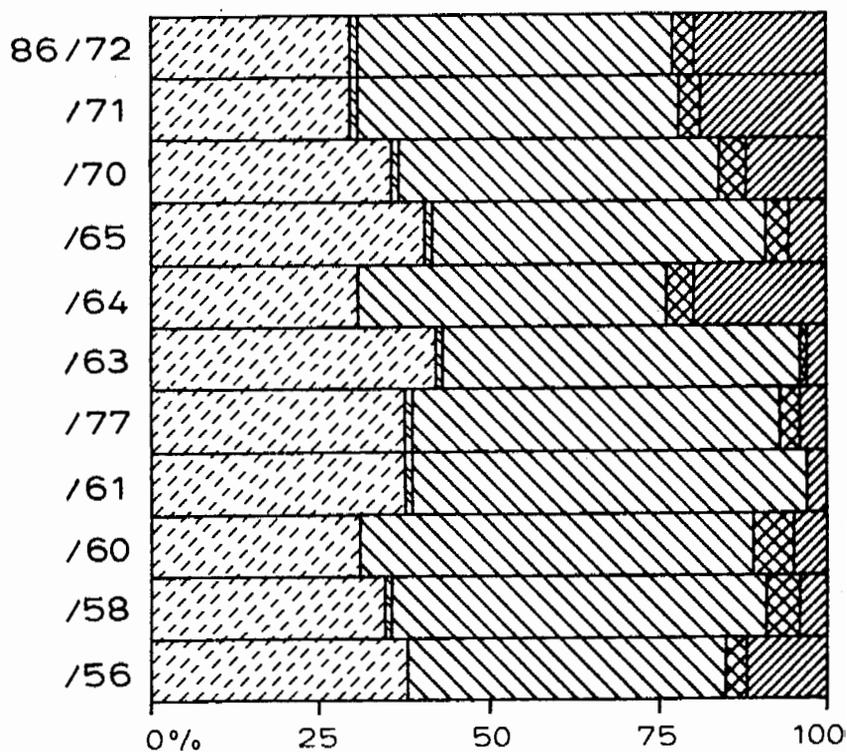
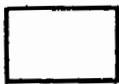


Abb. 4: Gesamtmineralbestand der Tonzwischenlagen in Profil 2.

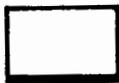
Ergebnisse der Tonmineralanalysen Profil 2, KIESELKALKE

Probe	Kaol.	Chlor.	Illit	Montm.	Vermic.	Mixed L.
86/72			diagonal lines			cross-hatch
86/71			diagonal lines			cross-hatch
86/70			diagonal lines			cross-hatch
86/65			diagonal lines			cross-hatch
86/64			diagonal lines			cross-hatch
86/63			diagonal lines			cross-hatch
86/77			diagonal lines			cross-hatch
86/61			diagonal lines			cross-hatch
86/60			diagonal lines			cross-hatch
86/58			diagonal lines			cross-hatch
86/56			diagonal lines			cross-hatch

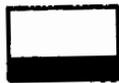
Mengenverhältnisse:



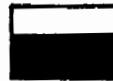
nicht vorhanden



Spuren



vorhanden



viel vorh.



sehr viel vorh.

Abb. 5: Tonminerale der 2 μ -Fraktion aus den Tonzwischenlagen der Kieselkalke in Profil 2.

Beschreibung der Profile 2 und 3:**Profil 2 – Erlengraben (Beil. 2)**

Profilbeginn ist bei der Einmündung des Pfannleitengrabenbaches in den Erlengrabenbach; die Anfangshöhe beträgt 1025 m.

Gleich am Beginn des Profiles kommen die im Bachbett anstehenden Protoglobigerinenkalke vor. Im Schutt findet man häufig Gips, Anhydrit, Kieselkalke und Hierlatzkalke. Etwa auf Höhe 1050 m schneidet der Bach den steilen Hang auf der Nordseite erstmals an: Kieselkalke sind dort einige Zehnermeter gut aufgeschlossen. Auf der Südseite des Baches steht bis etwa SH. 1060 m Hierlatzkalk an, weiter oben im Profil ist er nicht mehr vertreten, die Kieselkalke finden sich auf beiden Seiten des Baches.

Die Bankung des Gesteins ist im unteren Profilbereich eher dünn – bis etwa 20 cm, einige wenige Bänke sind auch mächtiger ausgebildet. Nach oben ist eine Zunahme der Bankmächtigkeit zu bemerken. Die Schichtflächen sind überwiegend gerade, nur selten sind sie ganz schwach gebogen. Häufig findet man auf den Schichtunterseiten deutliche Kriech- und Wühlspuren. Loadcasts sind selten und nie besonders deutlich ausgebildet. Auffällig ist eine „turbiditische“ Lage: Einige Meter hindurch ist die Bankung unterbrochen, es herrschen chaotische Lagerungsverhältnisse vor. Die Bänke im Liegenden sind verbogen und verdrückt, auch im Hangenden folgen einige unregelmäßige Schichten.

Lithologie: Der überwiegende Teil der Kieselkalke ist von dunkelgrauer bis schwarzer Farbe und sehr feinkörnig. Beim Anschlagen bricht das Gestein meist nach vorhandenen Klüften ziemlich scharfkantig und mit ebenen Flächen. Diese Klüfte sind meist von einer dünnen Kalzitschicht überzogen. Zwischen den Kieselkalkbänken kommen sehr häufig Schiefer- und Tonlagen vor.

Etwas mächtigere Bänke bestehen gelegentlich aus einer gradierten feinkörnigen Brekzie, mit meist scharfkantigen, gelbbraunen bis roten Kalkbruchstücken als Komponenten. An einer Bank bei SH. 1080 m befindet sich an der Basis die Brekzie und darauf folgt wieder feinkörniges Material der ruhigen Autochthonsedimentation. Die erste anstehende Brekzienlage findet man bei SH. 1075 m, weiter oben im Profil nimmt deren Häufigkeit zu. Im gesamten Profil tritt keine einzige Chertlage auf. Bei SH. 1110 m quert das Profil die Gipsbruch-Zufahrtsstraße, an deren Nordseite man im Hangschutt abermals die Brekzie findet.

Lagerung: Die Schichten fallen alle generell nach Norden ein, gelegentlich gibt es geringe Abweichungen bzw. Verstellungen. Der Fallwinkel kann mit etwa 30° angegeben werden, manchmal erreicht er 45°. Generell sind die Fallwinkel auf der Nordseite des Baches flacher als auf der Südseite. Die tatsächliche **Mächtigkeit** der aufgeschlossenen Kieselkalke beträgt etwa 70 bis 80 m.

Proben 86/51–86/78; 18 Hartgesteinsproben für Röntgendiffraktometeranalyse, Schliffe und zum Lösen; 10 Tonzwischenlagen für Tonmineralanalyse und zum Schlämmen.

Profil 3 – Pfannleitengraben (Beil. 2)

Profilbeginn ist an derselben Stelle wie bei Profil 2 – die Einmündung des Pfannleitengrabenbaches in den Erlengrabenbach; dadurch ergibt sich wieder als Anfangshöhe 1025 m.

Die ersten Profilmeter sind von Großblockmaterial übersät, das aus einer mächtigen Mure – bestehend aus Werfener Tonen, Haselgebirgston mit Gips, Anhydrit, Kalk und Brekzienstücken – ausgewaschen wurde.

Bei SH. 1030 m ragt die erste Kieselkalkbank aus der Murenbedeckung heraus, ab SH. 1040 m sind die anstehenden Gesteine im Zentrum des Grabens von der Bedeckung freigewaschen und konnten aufgenommen werden. Die Bankmächtigkeit ist vor allem im unteren Bereich größer als im weiter östlich befindlichen Profil 2, außerdem ist die Bankung nicht so deutlich ausgeprägt.

Im oberen Profilbereich von etwa SH. 1060–1100 m ist das Bild von schwarzen, dünneren Bänken geprägt, die häufig verbogen und teilweise sogar gefaltet sind. Im ganzen Profil treten auch immer wieder Feinbrekzienlagen auf. Die Färbung der Gesteine dieses Profils ist ein wenig bunter. Der bei weitem überwiegende Farbton ist zwar auch hier dunkelgrau bis schwarz, im oberen Bereich gibt es aber einige rote Zwischenlagen, in den hangendsten Bereichen der Kieselkalke gesellen sich zu den roten Farbtönen auch noch grüne hinzu. Die Schichtgrenzen sind allgemein viel „unruhiger“, unregelmäßiger ausgebildet. An den Schichtunterseiten findet man gelegentlich Grabgänge und Wühlspuren.

Die **Lithologie** ist gleich wie im Profil 2: Meist dunkelgraue, feinkörnige, sehr harte und spröde Kieselkalke, in denen Brekzienlagen vorkommen. Den Bänken sind oft Tonlagen zwischengeschaltet. Auch hier gibt es im ganzen Profil keine einzige Chertlage. Das Einfallen der Schichten ist auch hier mit 30–45° gegen Norden gerichtet.

Lagerung: In diesem Profil ist die Überlagerung der Kieselkalke durch die Deckscholle mustergültig aufgeschlossen: Die Kieselkalke reichen auf der Ostseite des Grabens bis SH. 1095 m, auf der Westseite bis SH. 1110 m. Die letzten 10 m der Kalke sind ungebankt und ziemlich unregelmäßig ausgebildet. Darauf folgt dann ost- und westseits des Grabens eine etwa 10 m mächtige Auflage von Riesenblöcken aus einer polymikten, hellen Brekzie. Unmittelbar über dieser Brekzie, bereits im Areal des Gipssteinbruches der Firma KNAUF, liegen bunte Haselgebirgstone, rote Werfener Tone mit Gips und Anhydrit der Wurzer Deckscholle.

Ruhpoldinger Radiolarit

Im Arbeitsgebiet gibt es zwei größere Vorkommen dieses Schichtgliedes – einerseits südlich der Unteren Gameringalm und andererseits im Gebiet um den Gscheidriedel.

Durch die Deckscholle spießend findet man ihn – geringmächtig ausgebildet – in einem kleinen Aufschluß auf dem Weg zur Plimalm.

Die Gesteine sind meist feinkörnig, rot, gut gebankt (cm- bis dm-Bereich) mit ebenen Schichtflächen. Sehr häufig kommen dichte Chertlagen vor.

An Makrofossilien konnten nur zwei Belemniten gefunden werden.

Der Radiolarit südlich der Unteren Gameringalm ist an einem Hang der Gameringabfahrt gut aufgeschlossen, wo das Profil 1 aufgenommen und sehr dicht beprobt werden konnte.

Mikrofazies: Die roten Bereiche des Gesteines werden von einem sehr fei-

nen und dichten Radiolarienschlamm gebildet, in dessen roter, gelegentlich gelber Matrix die meist gut erhaltenen, nur selten umkristallisierten Radiolarien eingebettet sind. Ihr Vorkommen ist so massenhaft, daß gelegentlich der Eindruck einer „dichtesten Kugelpackung“ entsteht. Bei vielen Exemplaren kann man sehr gut diverse Details der Schalen, wie Strahlen, Stacheln etc. erkennen. Die Gruppe der Spumellaria überwiegt gegenüber jener der Nassalaria bei weitem (Taf. 3, Fig. 3).

Die Sedimentation des feinen Radiolarienschlammes wird immer wieder von einem größeren, im Schliff flockig aussehenden grauen Mikrit unterbrochen. Darin sind Radiolarien wesentlich seltener vorhanden, gelegentlich findet man Foraminiferen und Seeigelstacheln. Die Übergänge sind teils sehr scharf, können aber auch kontinuierlich bzw. unregelmäßig ausgebildet sein. Im Dünnschliff der Probe 85/11 sieht man sehr deutlich die beiden Ausbildungsformen des Gesteines und ihre Übergänge: Der Radiolarienschlamm wird von liegend nach hangend allmählich durch das gröbere Sediment abgelöst, während am Ende der Sedimentation des Grobmateriale eine scharfe Grenze existiert, über der wieder feinkörniger Radiolarienschlamm folgt. Diese beiden Varianten unterscheiden sich auch in der mineralogischen Zusammensetzung sehr deutlich — wie weiter unten noch genauer ausgeführt werden wird.

Sehr bunt wird das Bild im Mittelteil des Profiles, wo ein Brekzienkörper eingeschaltet ist. Dessen Matrix setzt sich aus feinem Radiolarienschlamm zusammen, in dem mehr oder weniger lithifizierte Radiolaritkomponenten schwimmen. Außerdem kommen noch Spikulitkomponenten (Allgäuschichten), Radiolarien und Schwammnadeln enthaltende Komponenten, sowie Kalkkomponenten vor (Taf. 3, Fig. 4).

F a u n a : Die Probe 86/21 aus dem Oberteil des Radiolaritprofiles enthält folgende Mikrofossilien (det. Prof. MOSTLER, Innsbruck):

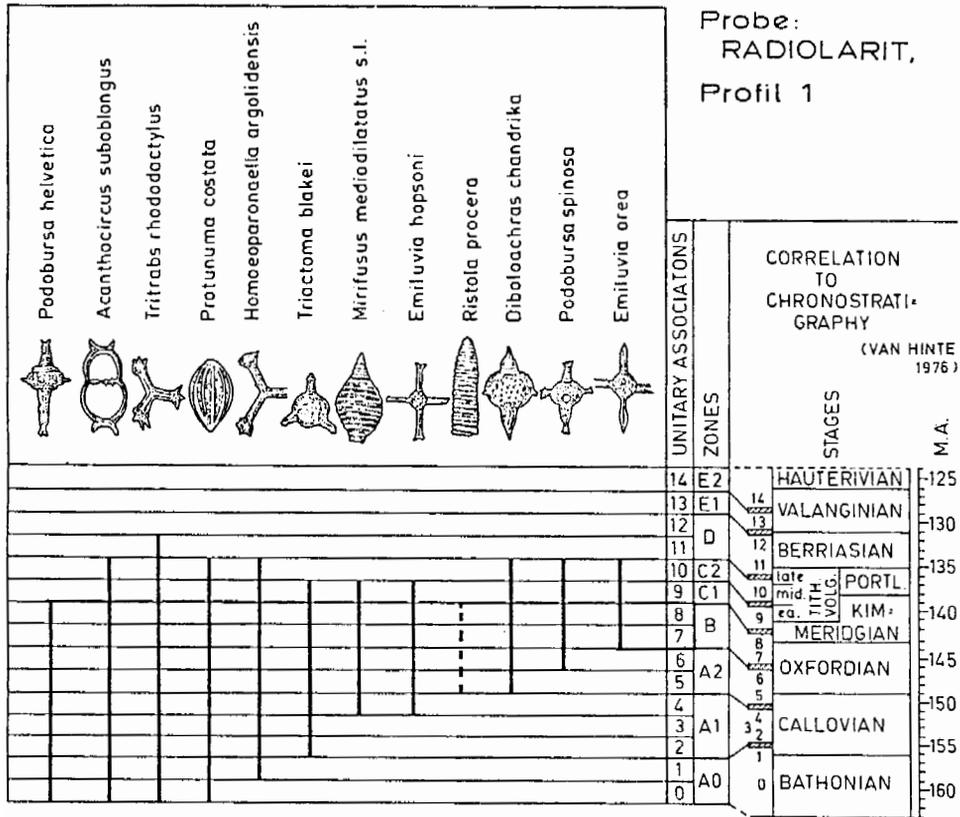
- Radiolarien: *Podobursa helvetica* (RÜST)
Acanthocircus suboblongus (YAO)
Tritrabs rhododactylus (BAUMGARTNER)
Protunuma costata (HEITZER)
Homoeoparonella argolidensis (BAUMGARTNER)
Triactoma blakei (PESSAGNO)
Mirifusus mediodilatatus (RÜST) s.l.
Emiluvia hopsoni (PESSAGNO)
Ristola procera (PESSAGNO)
Diboloachras chandrika (KOCHER)
Podobursa spinosa (OZVOLDOVA)
Emiluvia orea (BAUMGARTNER)
Podobursa triacantha (FISCHLI)
Emiluvia indet.

Schwammnadeln

Nach Prof. MOSTLER (mündl. Mitt.) fehlen in der oben bestimmten Radiolarienfauna einige für diese Zeit typische und häufig vorkommende Formen vollkommen. Die nach der Radiolarien-Zonierung von P. BAUMGARTNER (1984) verwertbaren Taxa sind in Abb. 6 mit ihren Reichweiten dargestellt.

Die folgende Probe 85/120 (Schlammprobe) stammt aus einer Tonzwischenlage des Radiolarites zwischen Wurzersattel und Gscheidriedel (det. Prof. MOSTLER).

STRATIGRAPHIE MITTELS RADIOLARIEN



Zone B (7,8) Mittel- OXFORD – unterstes KIMMERIDGE

Abb. 6: Reichweite der Radiolarien aus Profil 1, nach BAUMGARTNER, 1984.

	unitary associations
<i>Mirifusus guadalupensis</i> PESSAGNO	3, 4, 5, 6, 7, 8
<i>Mirifusus mediodilatatus</i> (RÜST)	4, 5, 6, 7, 8, 9, 10
<i>Diboloachras chandrika</i> KOCHER	5, 6, 7, 8, 9, 10
<i>Podobursa spinosa</i> (OZVOLDOVA)	6, 7, 8, 9, 10
<i>Tritrabs</i> sp.	
Reichweite der Radiolarienfauna	6, 7, 8

Auf Tafel 1, Fig. 1–4 sind vier Formen der oben beschriebenen Probe mittels rasterelektronenmikroskopischen Aufnahmen dokumentiert.

Einstufung: Die stratigraphische Reichweite der Probe 86/21 wird durch drei Taxa auf 2 unitary associations eingengt: Die untere Grenze durch das Einsetzen von *Emiluvia orea* (BAUMGARTNER) in u.a. 7, die obere Grenze ist durch *Podobursa spinosa* (OZVOLDOVA) in u.a. 10.

dobursa helvetica (RÜST) bzw. durch *Ristola procera* (PESSAGNO) in u.a. 9 definiert. Die Bestimmung der letzten Form ist mit einer kleinen Unsicherheit behaftet.

Die Einstufung der Radiolarite mittels der Radiolarienfauna der Probe 85/120 ist wegen der geringen Artenzahl etwas unschärfer (die unitary association 6 ist nicht ausgeschlossen).

Somit wurde der Radiolarit im Zeitraum von frühestens Oberoxford bis spätestens unterstes Kimmeridge gebildet. Diese Einstufung stimmt sehr gut mit der allgemein für den Radiolarit angenommenen Bildungszeit in den Nördlichen Kalkalpen überein. (P. DE WEVER & J. DERCOURT (1985) führen allerdings auch eine Reihe von Radiolariten an, die nicht im Oxford gebildet wurden).

Mineralogie: Bei sämtlichen Hartgesteinsproben und Tonzwischenlagen wurde mittels RDA der Gesamtmineralbestand erfaßt, bei den Tonzwischenlagen zusätzlich noch die Tonfraktion 2 µm analysiert.

Die Ergebnisse sind in den Abbildungen 7 bis 9 dargestellt. Die Zusammensetzung der Radiolarite sieht folgendermaßen aus (Abb. 7):

Quarz	32 – 66 %	φ	51 %
Kalzit	5 – 40 %	φ	18 %
Dolomit	0 – 5 %	φ	0,9 %, meist 0 %
Schichtsilikate	0 – 25 %		
Feldspat	z.T. in Spuren		
Hämatit	ist röntgendiffraktometrisch nicht nachzuweisen.		
Analcim	in fast allen Proben vorhanden, besonders in 86/28.		

Es ist auch im Radiolaritprofil kein Trend im Mineralbestand von Liegend nach Hangend festzustellen. Von der Probe 86/24 wurde sowohl eine rote Chertlage als auch eine gelbliche gröbere Lage analysiert:

	Sandlage:	Chertlage
Quarz	33 %	57 %
Kalzit	40 %	16 %
Dolomit	3 %	0
Schichtsilikate	20 %	20 %
Analcim	nicht nachweisbar	

Die Sandlage unterscheidet sich also markant durch mehr als doppelten Karbonatgehalt und weniger als halben Quarzanteil von der Chertlage.

Wider Erwarten weist aber die Turbiditeinschaltung von 29,7 bis 33,4 m mit 55 % Quarz und 13 % Kalzit einen höheren Quarzgehalt bzw. einen geringeren Kalzitgehalt als der Durchschnitt auf.

In den Tonzwischenlagen dominieren die Schichtsilikate, Quarz ist nur mit 24 % vertreten, während Kalzit mit 9 % weit in den Hintergrund gedrängt wird. Auch in zwei Proben der Tonzwischenlagen konnte Analcim nachgewiesen werden (Abb. 8).

Die 2µ-Fraktion aus den Tonzwischenlagen ist folgendermaßen zusammengesetzt (Abb. 9):

GESAMTMINERALBESTAND Radiolarit (Festgesteine)

PROFIL 1

Probe Nr.

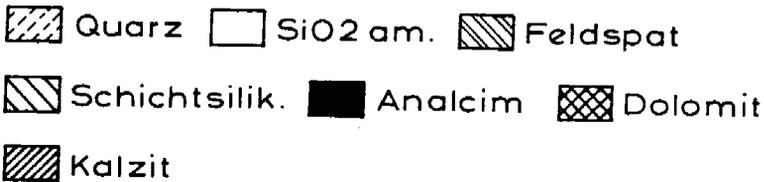
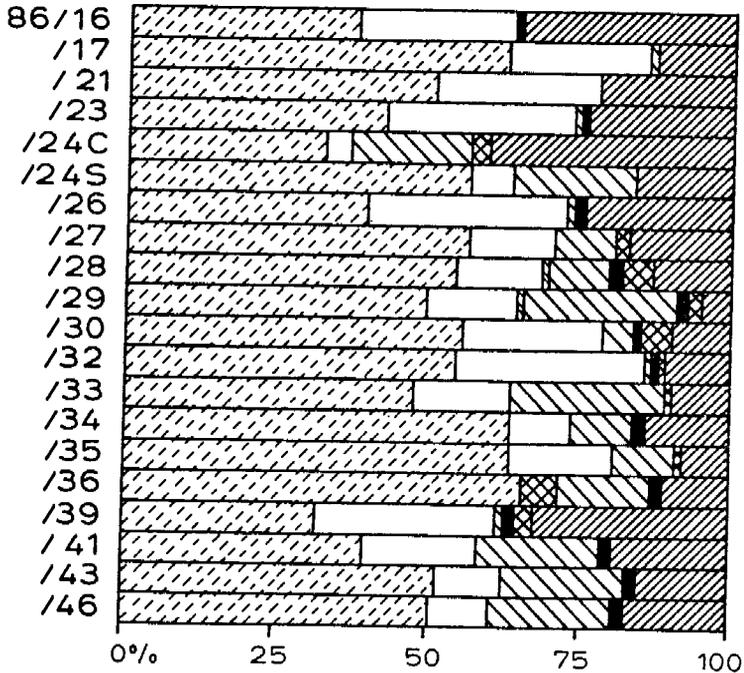


Abb. 7: Gesamtmineralbestand von Radiolarit in Profil 1. In den meisten Proben tritt das seltene Zeolithmineral Analcim auf.

Kaolinit und Chlorit treten stark zurück und sind mit einer Ausnahme (86/40) nicht nachzuweisen.

Illit ist natürlich in jeder Probe vorhanden.

Interessant ist die Existenz von Montmorillonit und dem eher seltenen Tonmineral Vermiculit in einigen Proben.

Mixed layer sind in jeder Probe vorhanden.

GESAMTMINERALBESTAND Radiolarit (Tonzwischenlagen)

PROFIL 1

Probe Nr.

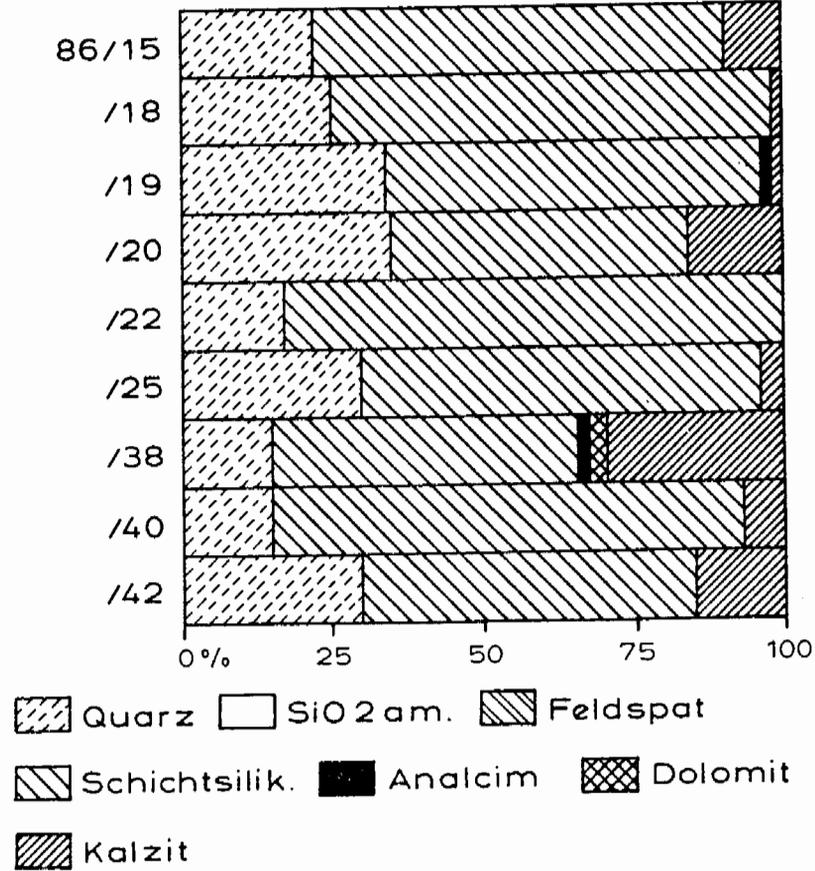


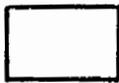
Abb. 8: Gesamtmineralbestand der Tonzwischenlagen in Profil 1.

Diskussion: Die Frage, ob die Tonminerale diagenetische Neubildungen oder detritärer Herkunft sind, wird bei V. DIERSCHKE (1976:121) diskutiert, ohne zu einem eindeutigen Ergebnis zu kommen. Meiner Meinung nach sind diese beiden Vorgänge zusammen für die Tonminerale im Radiolarit verantwortlich. Eine weiter unten ausgeführte Beobachtung spricht für eine diagenetische Neubildung von Montmorillonit.

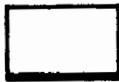
Ergebnisse der Tonmineralanalysen Profil 1, RADIOLARIT

Probe	Kaol.	Chlor.	Illit	Montm.	Vermic.	Mixed L.
86/15			Diagonal lines (top-left to bottom-right)	Vertical bars	Horizontal bars	Grid pattern
86/18			Diagonal lines (top-left to bottom-right)		Horizontal bars	Grid pattern
86/18			Diagonal lines (top-left to bottom-right)	Vertical bars		Grid pattern
86/20			Diagonal lines (top-left to bottom-right)			Grid pattern
86/22						Grid pattern
86/25			Diagonal lines (top-left to bottom-right)		Horizontal bars	Grid pattern
86/38			Diagonal lines (top-left to bottom-right)	Vertical bars		Grid pattern
86/40	Horizontal bars	Dotted pattern	Diagonal lines (top-left to bottom-right)	Vertical bars		Grid pattern
86/42			Diagonal lines (top-left to bottom-right)		Horizontal bars	Grid pattern

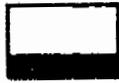
Mengenverhältnisse:



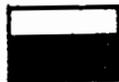
nicht vorhanden



Spuren



vorhanden



viel vorh.

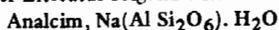


sehr viel
vorh.

Abb. 9: Tonminerale der 2μ -Fraktion aus den Tonzwischenlagen des Radiolarites in Profil 1. Beobachtenswert ist das Auftreten von Montmorillonit.

Erstaunlich ist das Vorkommen von Analcim in den meisten Radiolaritproben, z.T. in mehreren Prozenten, da bei V. DIERSCHKE (1976) dieses Mineral nicht erwähnt wird.

Den verschiedenen Angaben der Literatur folgend tritt



in Magmatiten selten primär auf, sondern entsteht meist sekundär auf Kosten von Foiden.

In der Zeolith-Fazies ist Analcim zusammen mit anderen Zeolithen ein faziestypisches Mineral und wird in der Grünschieferfazies in Albit und Paragonit umgewandelt.

In Salzseen kann durch Reaktion von Tonen mit konzentrierten Salzlösungen Analcim entstehen.

In letzter Zeit ist Analcim in Peliten als autigen-diagenetische Neubildung erkannt worden. Als Ausgangsmaterial nimmt man vulkanische Gläser an, aus denen durch Reaktion mit dem Salzgehalt des Wassers Analcim und Montmorillonit entstehen.

H. FÜCHTBAUER und G. MÜLLER (1970) verweisen auch auf Analcimbildung durch Halmyrolyse aus vulkanischen Gläsern, Tuffen und auch aus Tonen (S. 117, 127, 188).

Bei der Umwandlung der Gläser in Analcim und Tonminerale wird SiO_2 frei, da die neugebildeten Produkte SiO_2 -ärmer sind als die Ausgangsprodukte (S. 190). Dieses freie SiO_2 könnte ein Kieselsäurelieferant für die Radiolarien gewesen sein.

J. BOLES (1979) beschreibt Zeolithe aus Tiefseesedimenten und führt als wichtigste Minerale Phillipsit, Clinoptylolit und Analcim an. Durch verbesserte Röntgendiffraktionsanalyse nimmt die Zahl der Proben (vor allem vom deep sea drilling project) mit diesem Mineral ständig zu. Analcim dürfte in Tiefseesedimenten häufiger vorkommen als bisher angenommen wurde.

Die Analcimhäufigkeit nimmt mit dem Alter der Sedimente zu und kommt in einer Reihe von Tiefseesedimenten vor. Phillipsit ist charakteristisch für jüngere Tiefseesedimente. Genaue chemische Analysen und systematische Untersuchungen der Tiefseesedimente sollen das Wissen um die Genese von Analcim weiter verbessern. Als gesichert gilt aber die Entstehung aus vulkanischen Gläsern zusammen mit Montmorillonit.

Die Koexistenz von Analcim und Montmorillonit in den Radiolaritproben spricht für eine Entstehung aus Vulkaniten, womit ein weiterer Hinweis auf vulkanische Aktivitäten während der Radiolaritsedimentation gegeben ist.

Profil 1 – Radiolarit, Gameraibfahrt (Beil. 2)

Lage des Profiles: Fährt man von der Hintersteinalm die Straße in Richtung Gameraingalmen, biegt nicht zum Gipsbruch nach Westen ab, sondern setzt die Fahrt Richtung Hintersteinermoos fort, dann erreicht man nach einem kurzen, sehr steilen Straßenstück die Radiolarit-Aufschlüsse. Es erhebt sich ein mit etwa 20 Grad gegen NNE ansteigender Hügel, der zum Teil spärlich mit Gras bewachsen ist und vor allem im oberen Bereich gut gebankten Radiolarit aufweist. Wir befinden uns nun auf einem Teilstück der Gameraibfahrt, welches „lobenswerterweise“ durch die Schiffahrer von Vegetation freigehalten wurde und somit Einblick in den Aufbau des Radiolarites gewährt. Der Hügel ist am höchsten Punkt mit Buchen bewachsen und fällt dann steil in Richtung Norden zum Gipsgrabenbach (Teichl) ab.

Die Profilaufnahme erfolgte von SSW nach NNE – von liegend nach hangend. Das Profil beginnt am Wegrand, verläuft in rechtem Winkel zur Bankung und endet etwa 1 m NE' der doppelstämmigen Buche an der Geländekante (siehe Abb. 10).

Die ersten 20 Profilmeter sind sehr stark von Schutt und Vegetation bedeckt, so daß dieser Abschnitt nicht detailliert aufgenommen werden konnte.

Von 20 bis 28 m sind unter der Schutt- und Grasbedeckung die ersten dünnbanki-

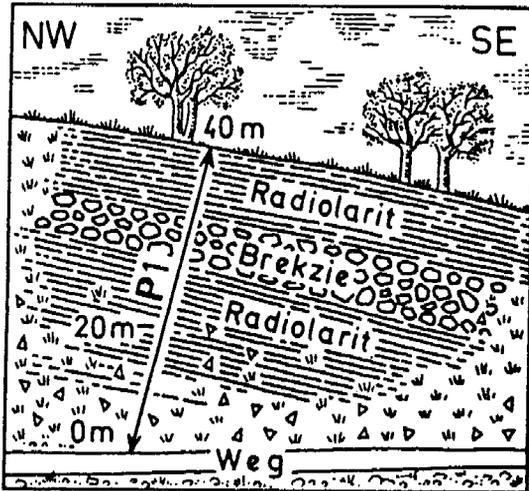


Abb. 10: Skizze des Schihanges südlich Untere Gameringalm mit Lage von Profil 1.

gen roten Radiolarite erkennbar.

Bei Profilmeter 28 treten die ersten deutlich dunkelrot, dicht ausgebildeten Chertlagen auf, die für die hangenden Profilmeter typisch sind. Die roten dünnbankigen Radiolarite reichen bis 29,7 m, darauf folgt eine wenige cm-dünne Lage einer Feinbrekzie, deren wellig-knollige Oberfläche von einer grauen Tonlage ausgeglichen wird.

Von 29,7 bis 33,4 m ist dem Radiolarit eine dunkelgraue bis schwarze, wirre, ungebantete fluxo-turbiditische Lage zwischengeschaltet. In einer grauen Matrix mit deutlichen Fließstrukturen treten häufig Komponenten von Radiolarit und selten Kalkkomponenten und Komponenten aus Allgäuschichten auf. Die Mächtigkeit des grauen Fluxo-Turbidites wechselt lateral, sie wird 7 m weiter im Südosten am mächtigsten und nimmt dann wieder etwas ab. Nach etwa 20 m ist der Turbidit unter der Vegetation und dem Schutt nicht mehr lokalisierbar.

Der Übergang zur Normalsedimentation wird wieder von einer etwa 10 cm mächtigen Feinbrekzie gebildet.

Im Bereich von 35 bis 36 m zeigt sich eine für große Teile des Profiles typische Lithologie: 1–2 cm mächtige Radiolaritbänke, die unregelmäßige, meist scharf begrenzte, größere gelbe Sedimentlagen enthalten, ragen lateral viele Meter gut verfolgbar aus dem Schihang heraus.

Bei etwa 36 m wechselt die Farbe allmählich von rot nach grau, die Bankung wird etwas dicker.

Auf den obersten 4 Profilmetern ist ein grau verwitterndes, am frischen Anschlag graugrün gefärbtes, sehr hartes, sprödes, kieseliges Gestein aufgeschlossen. Es ist sehr feinkörnig ausgebildet und gut gebant. Die Schichtflächen sind eher unregelmäßig, jedoch nicht knollig ausgebildet. Die Bänke sind von senkrechten kalziterfüllten Mikroklüften durchzogen, die bewirken, daß das Gestein beim Anschlagen entlang dieser Klüftflächen scharfkantig bricht. Zwischen den Radiolaritbänken sind gelegentlich 1–2 cm mächtige Tonzwischenlagen eingeschaltet.

Abschließend sollen die Radiolarite mit den Kieselkalken verglichen und deren Merkmale und geologische Position diskutiert werden.

Während man über die Ablagerungsbedingungen und die Paläogeographie der Radiolarite durch die Arbeit von V. DIERSCHKE (1980) einen guten Überblick hat ist über die Kieselkalke wenig bekannt.

G. SCHÄFFER & T. STEIGER (1986) führen sie als lithologische Variation der Radiolarite an. Nach V. DIERSCHKE (1980) entwickeln sich in vielen untersuchten Profilen die Radiolarite aus grauen Fleckenkalken, die dann in graue Radiolarite – das sind graue ebenflächige Radiolarien-Kieselkalke – überleiten, die schließlich in die roten, welligflächigen Radiolarite übergehen.

In der Umgebung der Wurzer Deckscholle fehlen sowohl bei den Kieselkalkprofilen als auch beim Radiolaritprofil die Liegend- und Hangendschichtglieder. Die aus beiden Schichtgliedern vorliegenden Faunen zeigen gewisse Überlappungen, sodaß eine fazielle Vertretung der Radiolarite – zumindest der tieferen Anteile – durch die Kieselkalke nicht gänzlich ausgeschlossen werden kann.

Wahrscheinlicher ist aber, daß die Kieselkalke das stratigrafisch Liegende des überall gleichzeitig mit dem „Ruhpoldinger event“ einsetzenden Radiolarites darstellen.

3.2. Die Wurzer Deckscholle (Hallstätter Decke)

Die Jurasedimentation der Warscheneckdecke endet in den Profilen 2 und 3 verläufig mit den Kieselkalken. Diese werden von den Gesteinen der juvavischen Deckscholle überlagert. Zwischen der Basis und den eigentlichen Deckschollengesteinen ist eine polymikte sedimentäre Brekzie eingeschaltet, die zur Deckscholle zu zählen ist.

3.2.1. Rofanbrekzie s.l.

Vorkommen: Diese Brekzie ist im Gelände nördlich der Hintersteineralm einige hundert Meter E–W-verlaufend an der Basis der Deckscholle anzutreffen. Die Mächtigkeit ist im westlichen Bereich am größten und nimmt gegen Osten hin ab. Die Brekzie ist im Profil 3 gut aufgeschlossen, während sie im Profil 2 nicht mehr anstehend, sondern nur mehr als Hangschutt zu kartieren ist. Ein weiteres, relativ mächtiges Brekzienvorkommen ist westlich des Gscheidriedels beim Wurzersattel vorhanden. Auch dort steht sie in unmittelbarer Nachbarschaft eines Teiles der Deckscholle. In Form von Lesesteinen konnte dieses Schichtglied außerdem in der Umgebung der Gipsaufschlüsse im Gipsgraben und auch im Feuerbach angetroffen werden. Ein Risenkalkklotz im NE des Gipsbruches dürfte mit großer Wahrscheinlichkeit ebenfalls der Brekzie angehören.

Die Brekzienlage im Oberteil des Profiles 3 sieht folgendermaßen aus:

Etwa von SH. 1110 bis 1120 m findet man zuerst kleinere, weiter oben große Bruchstücke von einigen 10er m³. Auffällig sind die äußerst stark und markent ausgebildeten Harnischflächen, an denen die Brekzie im Meterbereich zerlegt ist.

Zusammensetzung der Brekzie:

Im Handstück erkennt man eine polymikte, meist komponentengestützte Brekzie in der dunklen Matrix.

Bei genauerer Betrachtung fallen zumindest drei lithologisch unterschiedliche Komponenten auf:

- 1) Ocker- und orange- bis rotfärbige, z. T. von Kalzitadern durchzogene Kalke.
- 2) Typische, graue bis schwarze, randlich z. T. limonitisierte Kieselkalke.

3) Kleine, dunkelgraue bis schwarze, meist glänzende, ziemlich spröde Komponenten aus Tonschiefer.

Das polymikte Aussehen der Brekzie ändert sich gegen Westen, wo eher der Eindruck eines z.T. stark tektonisierten, hellen Kalkes entsteht. Markante Kalke dieses Typs stehen genau nördlich des letzten Hauses der Hintersteineralm im Wald an. Es handelt sich dabei um einen massigen, hellen Kalk, der in Form von Riesenblöcken von hunderten m³ vorkommt.

In der Nähe des Wurzersattels ist die Ausbildung der Brekzie sehr ähnlich der hier beschriebenen. Es kommen auch dort Riesenkomponenten aus Kalk vor.

Mikrofazies und Stratigraphie der Brekzienkomponenten:

1. Kalkkomponenten

An Makrofossilien treten nur winzige Bivalvenabdrücke in einer orangen Kalkkomponente auf.

Lösproben von Brekzienkomponenten erbrachten folgende Conodontenfaunen (det. Doz. L. KRISTYN):

Probe 86/53, polymikte Brekzie aus Profil 2:

Epigondolella slovakensis (KOZUR)
Gondolella steinbergensis (MOSHER)

Probe 87/13, von Riesenkalkkomponente, N'Hintersteineralm:

Gondolella steinbergensis (MOSHER)
Epigondolella abneptis (HUCKR.)

Probe 87/48, von Riesenkalkkomponente, Brekzie vom Wurzersattel:

Gondolella steinbergensis (MOSHER)
Epigondolella abneptis (HUCKR.)

E i n s t u f u n g : Alle oben aufgezählten Conodonten kommen im Mittelnor vor. Bei einem Teil der Brekzienkomponenten, vor allem bei den beschriebenen Großkomponenten, handelt es sich eindeutig um Hallstätter Buntkalke, die naheliegenderweise von einer Hallstätter Deckscholle herzuleiten sind. Hallstätter Buntkalke kommen als isolierte Deckschollen auch in der näheren Umgebung u.a. bei Liezen und Wörschach vor.

Im Dünnschliff bereitet die Identifizierung der Hallstätter Kalke insofern Schwierigkeiten, als sie in einer randlichen Beckenfazies ausgebildet sind, die bisher wenig untersucht und dokumentiert ist. Nach mikrofazielltem Befund handelt es sich um dunkle feinkörnige Biomikrite, in denen gehäuft Filamente auftreten.

Foraminiferen (det. Dr. W. PILLER, Wien):

Ophthalmidium leischneri KRISTAN-TOLLMANN
Ophthalmidium sp.
Dentalina sp.
Trochammina sp.
Nodosaria sp.
Glomospira sp.

Lenticulina sp.
 Duostominida
 Lagenida
 Miliolida
 agglutinierende Formen
 div. Sandschaler

Radiolarien
 Gastropoden
 Brachiopoden
 Algensporen:

Globochaete alpina LOMBARD

Eine Reihe von Kalkkomponenten sind eindeutig nicht den Hallstätter Kalken zuzuordnen, sondern stammen von **Jurakalken**:

Ein Teil der Proben (u. a. 85/87) weist ein seichtmarines Sedimentationsmilieu auf. In einer Rotkalkkomponente wurde neben lageniden Foraminiferen

Trocholina (?) *parva* BLAU

angetroffen – eine Form, die aus liassischen Spaltenfüllungen erstbeschrieben wurde.

In zahlreichen Dünnschliffen von bunten Biomikriten fanden sich folgende Foraminiferen (det. Dr. W. PILLER, Wien), die allerdings keine genauere zeitliche Einstufung ermöglichen:

Involutina cf. *liassica* (JONES)

Lagenina sp.

Trochammina sp.

Frondicularia sp.

Ophthalmidium sp.

Nodosaria sp.

Trocholina sp.

Spirillina sp.

nicht näher bestimmbare miliolide Formen

hyaline Foraminiferen – jünger als Trias

globochaetenähnliche Formen

Reste von Schwebcrinoiden

Bivalvenschalen

Brachiopodenschalen

Hinweise auf die Existenz von (tief)oberjurassischen Komponenten liefert eine Rotkalkkomponente, welche Aptychen enthält (Probe 85/130).

Zusammenfassend kann man über die Kalkkomponenten in der Brekzie sagen, daß Hallstätter Buntkalke des Alaun und nicht näher differenzierbare **jurassische** Kalke vorliegen.

2. Kieselkalkkomponenten:

Diese treten in der Brekzie als typische dunkle, feinkörnige Mikrite auf, die in noch nicht gänzlich lithifiziertem Zustand von der Brekzierung erfaßt wurden.

3. Tonschieferkomponenten:

Von den schwarzen Tonschiefern – der dritten Komponentengruppe – (Pro-

ben 86/96 und 87/24) wurde mittels RDA folgender der Mineralbestand erfaßt:

Chlorit, Schichtsilikate, Quarz, Plagioklas, Kalzit (in Spuren).

Diese bereits von S. PREY (1968:A40) beschriebenen Tonschieferkomponenten enthalten eine von Prof. W. KLAUS in die Untertrias eingestufte Pollenflora.

Herkunft und Entstehung der Brekzie:

Die im S abgelösten und nach N vorgleitenden juvavischen Deckenteile hobelten unterwegs Späne und Bruchstücke von der als Gleitbahn fungierenden Unterlage ab. Ebenso fielen Teile der Scholle auf die Gleitbahn und wurden zusammen mit den Komponenten aus der Unterlage überfahren (W. NOWY & R. LEIN, 1984).

Somit sind in einer „Gleitbrekzie“ sowohl Komponenten der Unterlage als auch der Deckscholle enthalten.

Die Hallstätter Kalk-Komponenten der beschriebenen Brekzie sind daher von der Deckscholle zu beziehen, während die Kieselkalke und verschiedenen Jurakalke von der unterlagernden Formation – der heute zum Teil nicht mehr erhaltenen Jurabeckung – stammen.

Einen interessanten Hinweis bezüglich der mehrere 1000 m³ großen Kalkkomponente nordöstlich des Gipssteinbruches erhält man durch eine Prospektionsbohrung der Firma KNAUF. Mittels einer Horizontalbohrung wurde festgestellt, daß sich im Liegenden des Kalkes Gips befindet, welche unter der Bedeckung die Streichrichtung stark ändert.

Conodontenlösproben von diesen Riesenkomponenten erbrachten keine stratigraphisch aussagekräftigen Formen: sie belegen jedoch ein triadisches Alter. Der mikrofazielle Befund von Schlifften schließt Hallstätter Kalk nicht aus, sodaß eine Zuordnung dieses Blockes als Großkomponente der Brekzie – die ja selbst Hallstätter Komponenten enthält – naheliegend ist.

3.2.2. Haselgebirge s.l.

Unter diesem Begriff versteht man nach W. MEDWENITSCH (1968:129) die gesamte Schichtfolge der alpinen Salzlagerstätten, bestehend aus Gips, Anhydrit, Salzton, Steinsalz und dem Haselgebirge s.str., einer Brekzie, die alle Komponenten des Haselgebirges s.l. enthält.

Das Haselgebirge der Wurzer Deckscholle besteht aus Gips, Anhydrit und Haselgebirgston; Steinsalz konnte während der Kartierung nicht gefunden werden.

Ursprünglich dürfte dieses aber auch in der Deckscholle vorhanden gewesen sein, da R.G. HAUENSCHILD (1871) eine salzhältige Gipsquelle im Gipsgraben erwähnt.

3.2.2.1. Haselgebirgston

Vorkommen: Im Profil 3 wird die Brekzie im Liegenden der Deckscholle von zähen, plastischen, bunt gefärbten Tonen überlagert. Es dürfte sich um ein Verwitterungsprodukt aus Gips und Anhydrit des Salinarkomplexes handeln. Diese Tone kommen an mehreren Stellen der Deckscholle in der Umgebung von Gips und Anhydrit vor.

Mineralogie und Korngröße: Die untersuchte Tonprobe 87/26 stammt aus dem Oberteil des Profiles 3.

Eine Korngrößenanalyse (kombiniert aus Siebung und Sedigraphanalyse) zeigt eine relativ schlechte Sortierung. Der Median liegt bei 5 µm.

Der Tongehalt beträgt 28,5 %.

Die Klassifikation dieser Probe lautet: Sandiger, stark toniger Schluff.

Die Tonfraktion ($< 2\mu\text{m}$) dieser Probe besteht zum Großteil aus Illit und geringeren Mengen von Mixed layers und Chlorit.

3.2.2.2. Gips und Anhydrit

Vorkommen: Der Gips erstreckt sich vom Steinbruch gegen Norden über die Plimalm und Obere Gameraingalm bis nahe an den Wurzerkampl. Gegen Osten erstreckt sich ein Vorkommen zungenförmig in den Gipsgraben. Vom Hauptteil der Deckscholle isoliert findet man noch geringmächtige Gipse am Wurzersattel aufgeschlossen.

Die mikroskopische Ausbildung der Gipse zeigt oft feine Bänderung und gelegentlich Fältelung. Die vorherrschenden Farben sind weiß bis grau. Gelegentlich sind die Gipse auch orange oder anders gefärbt.

Die Gipsmächtigkeit variiert sehr stark. Einzelne Rücken erreichen eine Höhe von bis zu 50 Metern. Da Gips ein sehr weiches und leicht verwitterbares Gestein ist, erwartet man üblicherweise morphologisch „sanft-weiche“ Landschaftsformen mit Dolinen, runden Kuppen und flachen Hügeln. Zum Teil trifft dieses Bild hier auch tatsächlich zu. Doch stößt man auch immer wieder völlig überraschend auf steile, schroffe Kämme und beinahe senkrechte Wände, wobei sich bei näherer Betrachtung herausstellt, daß sie nicht aus Hartgesteinen sondern aus weichem Gips aufgebaut sind. Diese übersteilten Hänge und Wände dürften dadurch zustandekommen, daß umgebendes weicherer Material, nämlich Ton und Gipschutt, durch Wasser oder auch Muren abgeführt wird und Gips für einige Zeit freigelegt ist. Dieser ungeschützte Gips dürfte dann relativ rasch verwittern und wieder weiches, rutschfreudiges Material für den nächsten Murenabgang liefern. Wie später noch näher ausgeführt werden wird, gibt es unzählige Hinweise auf Murenabgänge auf der gesamten Deckscholle. Im Laufe der Erdgeschichte müssen riesige Mengen an Gips und Ton von der Deckscholle abgeführt worden sein.

Im Ostteil des Gipssteinbruches der Firma KNAUF ist in der Nähe des Sprengmagazines auf der Nordseite des Hanges Hartgestein in engem Kontakt mit Gips aufgeschlossen. Auf einer Länge von etwa 100 Metern findet man eine intensive Verschuppung von Gips mit Kieselkalken. Im Westteil des Aufschlusses wird Gips von Kieselkalken überlagert, weiter nach Osten folgt eine Mischzone von Kieselkalk und Gips, bis nach etwa 75 Metern massige dunkle Kieselkalke dominieren. Harnischflächen an diesem Gestein von mehreren Quadratmetern Ausmaß lassen uns die gewaltige tektonische Beanspruchung dieser Zone erahnen. Zwischen den Kieselkalktrümmern findet man immer wieder weiche Tone und Mergel. Im Osten des Aufschlusses folgt wieder hochwertiger Gips.

Eine Reihe von Schlammproben erwiesen sich als fossilifer, wogegen die Schiffe der Proben 85/52 bis 85/54 bzw. 85/57 die Gesteine eindeutig als Kieselkalke identifizieren. Es handelt sich um einen sparitischen Kieselkalk, der stark zerlegt ist, Schwammriadeln und umkristallisierte Radiolarien enthält. Im Schliff 85/57 sind die Radiolarien am besten erhalten, sie sind außen aber karbonatisiert. Eine mit Flußsäure aus dieser Probe gewonnene Radiolarienfauna zeigt deshalb keine näheren Details, sodaß das Gestein nur als Jura einzustufen ist.

3.2.3. Werfener Schichten

Vorkommen: Dieses Schichtglied tritt auf der ganzen Deckscholle meist in-

tensiv mit Gips vermischt auf, sodaß eine exakte kartenmäßige Trennung von Gips bzw. Werfener Schichten nicht durchführbar war. Der rote, von Hämatit verursachte Farbton dominiert im ganzen Deckschollenbereich. An mehreren Stellen verursacht dieses Schichtglied stauende Nässe und saure Wiesen, z.B. beim Hintersteinermoos, Hintersteineralm, in der Umgebung der Oberen und Unteren Gameringalm. Ein Bach, der aus einer riesigen Rutschmasse zwischen Hasneralm und Plimalm gespeist wird, erhielt wegen der auffälligen Rotfärbung, aufgrund der enthaltenen Werfener Sedimente, den Namen „Feuerbach“.

Große Teile der Deckscholle sind von der roten Farbe der verwitternden Werfener Schichten gekennzeichnet. Häufig findet man Gesteinsbruchstücke, die an der Oberfläche die für die Werfener Schichten typische „Glimmerbestreuung“ zeigen. Diese Glimmeraufflage und die weicheren Verwitterungsformen sind die Unterscheidungsmerkmale zum ebenfalls zu rotem Schutt verwitternden Ruhpolder Radiolarit.

Mineralogie: Zwei Röntgendiffraktometeraufnahmen von Werfener Schichten zeigen folgenden Mineralbestand:

Quarz, Kalzit, Feldspat, Schichtsilikate, Hämatit.

Zusammen mit den Haselgebirgs-Tonen und dem Gips neigt dieses Material sehr zum Rutschen.

3.1.4. Die Brunnsteinscholle (Dachsteindecke)

Der Brunnsteinzug im Südosten der Wurzer Deckscholle muß aufgrund der vorliegenden Kartierung von der Warscheneckdecke abgetrennt werden; er ist als nordöstliche Fortsetzung der Dachsteindecke aufzufassen.

Abgrenzung: Die nordwestliche Begrenzung dieser Scholle wird durch die Überschiebungslinie der Dachstein- und Hierlatzkalke des Brunnsteines auf jurassische Kieselkalke gebildet. Diese Überschiebung kann im Gipsgraben entlang der verbreiterten Gameringabfahrt sehr genau erfaßt werden. Am Nordende der Scholle, bei der Talstation der Wurzeralm-Standseilbahn, ist diese nordvergente Überschiebung in einem Hanganschnitt ausgezeichnet aufgeschlossen. Die südöstliche Abgrenzung wird von der NE-SW verlaufenden Pyhrnstörung gebildet.

Etwas problematisch ist die Frage der Abgrenzung im Südwesten: Der Brunnstein wird morphologisch vom südwestlich anschließenden Rabenstein durch einen markanten Einschnitt getrennt. Diese geologische Schwächezone nutzt auch der Hintersteinerbach für seinen Lauf. In den Straßenaufschlüssen des Zufahrtsweges zur Hintersteineralm sind zahlreiche Harnischflächen zu erkennen, die bei steilem SW-Fallen dem Haupteinschnitt im Streichen parallel folgen. Dies stützt die Annahme einer Störungszone, die die Südwestabgrenzung der Brunnsteinscholle bilden könnte.

Die Schichtfolge der Scholle ist auf Dachsteinkalk mit aufliegenden Resten von Hierlatzkalk beschränkt.

Dachsteinkalk

Vorkommen: Der Brunnsteinzug wird im wesentlichen von gebanktem Dachsteinkalk aufgebaut, der mit flachem Winkel gegen Norden einfällt. Eine Sonderform tritt entlang der Straße zwischen Hintersteineralm und Gipssteinbruch auf:

Der graubraune Kalk wird von roten feinkörnigen Tonfasern unregelmäßig durchzogen und erhält so ein „geflammtes“ Aussehen. Es könnte sich hier um Hinweise auf ein Trockenfallen der Oberfläche, vermutlich an der Wende Trias/Jura, handeln.

Wie schon erwähnt kann man die Überschiebungslinie der Brunensteinscholle durch den Gipsgraben verfolgen und findet dann im Unterteil des Profils 2 auf der Südseite des Erlengrabens wieder den Dachstein- bzw. Hierlatzkalk auf die Kieselkalk aufgeschoben.

Einen weiteren anschaulichen Beweis für diese Überschiebung findet man auf der Straße zum Gipssteinbruch, wenige Meter nach der Abzweigung zur Hintersteinalm:

Auf der Nordseite der Straße neben dem Schranken findet man eine monomikte Brekzie von grauen, schlecht gerundeten Komponenten in einer auffällig roten kieseligen Matrix. Die Brekzie ist überwiegend komponentengestützt.

Im Dünnschliff erkennt man graue Biomikritkomponenten, die in einer roten, überaus radiolarienreichen Matrix, hier deutlich mud supported, angeordnet sind. Die deutlich sichtbaren Fließstrukturen und das Eindringen der weichen Matrix in den Kalk beweisen, daß auch hier die Eingleitung des Dachsteinkalkes in die noch weichen, radiolaritischen Sedimente der Warscheneckdecke stattgefunden haben muß.

In den Biomikritkomponenten findet man folgende Foraminiferen (det. Dr. W. PILLER):

Aulotortus friedli (KRISTAN-TOLLMANN)

Triasina sp.

Tetrataxis sp.

Pseudotaxis sp.

Bei den Kalkkomponenten handelt es sich demnach um Dachsteinkalk.

In der roten Matrix findet man massenweise Spumellaria und Nasselaria sowie viele Schwammnadeln.

Aus der Probe 85/69 konnte mit Flußsäure eine relativ schlecht erhaltene Radiolarienfauna gelöst werden, aus der von Prof. MOSTLER sogar zwei Formen artlich bestimmt werden konnten:

Mirifusus guadalupensis (PESSAGNO)

Podobursa triacantha (FISCHLI)

Mirifusus guadalupensis reicht von unitary association 3 bis 8 – also etwa vom mittleren Callovien bis ins unterste Kimmeridge. Die Matrix der Dachsteinkalkbrekzie ist somit zeitgleich mit den Kieselkalken und dem Ruhpoldingener Radiolarit und ist zu letzterem zu stellen.

Hierlatzkalk

Vorkommen: Geringmächtige Auflagen von diesen roten Crinoidenspatkalken findet man im Gipsgraben, im Unterteil des Erlengrabens und entlang der Straße von der Hintersteinalm zum Gipssteinbruch.

Entlang dieser Straße kann man auch zwei Crinoidenspatkalkvarianten beobachten, die sich vor allem aufgrund der verschiedenen Verwitterungsformen unterscheiden: Der liegende Teil weist eine Mächtigkeit von etwa 5 Metern auf und zeigt eine sehr glatte, runde, grobspätige Oberfläche. Darüber folgt eine etwa 2 bis 3 Meter mächtige Überlagerung von einem feineren Crinoidenspatkalk, der eine deutlich runzelig verwitternde Oberfläche aufweist und Bankung im Dezi-

meterbereich andeutungsweise erkennen läßt. Der hangende Spatkalk tritt auch als Spaltenfüllung in seiner Unterlage auf.

An mehreren Stellen kann man in den Hierlatzkalken wenige Zentimeter bis mehrere Dezimeter große Manganknollen beobachten.

Im Gipsgraben wurde ein etwa 25 cm großer Ammonit (Taf. 2, Fig. 1) aus dem Hierlatzkalk freipräpariert, der von Doz. Dr. L. KRYSZYN als

Ectocentrites petersi HAUER

bestimmt wurde und im Sinemur leitend ist. Die Oberfläche des Ammoniten ist von Serpuliden bewachsen. Eine dünne Mangankruste belegt, daß die Fossilisation in einem Hartgrund stattgefunden haben muß.

Dieses Sinemuralter für den Hierlatzkalk deutet auf eine Schichtlücke im Hettang. Diese Beobachtung deckt sich sehr gut mit den Brekzienbildungen und Tonflasern an den hangendsten Teilen des Dachsteinkalkes, die ja eine Auftauchphase zu belegen scheinen. Somit dürfte erst im Sinemur eine Fortsetzung der Sedimentation stattgefunden haben.

Ebenfalls aus dem Hierlatzkalk des Gipsgrabens bestimmte Prof. H. ZAPFE folgende Brachiopoden des Lias:

Spiriferina alpina OPP.

„*Rhynchonella variabilis* SCHLOTH.“

Terebratulitiden indet.

Rhynchonelliden indet.

3.1.5. Die neoautochthone Bedeckung (Warscheneckdecke)

Oberalmer Schichten

Vorbemerkungen zur Nomenklatur des Schichtgliedes: B. PLÖCHINGER & S. PREY (1968:194) hielten die Kalke des Wurzerkampls für eine fazielle Abart des Tressensteinkalkes und schlugen den Namen „Wurzerkalk“ vor. A. FENNINGER & H.-L. HOLZER (1972:79 und 120) bezeichnen diese Kalke aufgrund ihrer Mikrofazies als „Oberalmer Schichten in Übergangsfazies“. A. TOLLMANN (1976:357) zieht den Namen „Wurzerkalk“ wieder ein und stellt sie im Sinne von B. PLÖCHINGER (1964:20) als Varietät der Oberalmer Schichten zu den „Wechselfarbigen Oberalmer Schichten“.

Vorkommen: Dieses, die steilen Hänge und den Gipfel des Wurzerkampls aufbauende Schichtglied, reicht im Süden beinahe bis zum Gipsgraben. Eine genaue Abgrenzung ist nirgends möglich, da beträchtliche Schutthalden die Schichtgrenzen bedecken.

Auf der Deckscholle liegt dieses Gestein zumeist nur in Form von Schutt auf. In zwei Aufschlüssen sind am Rücken der Deckscholle Oberalmer Schichten erschlossen:

Unmittelbar nördlich der 2 Häuser der Plimalm in einem kleinen Hanganriß, wo mit etwas Vorsicht das Einfallen der Bänke mit 115/85 angegeben werden kann.

Nördlich des Gipssteinbruches befindet sich am E-W-verlaufenden Weg auch ein kleiner Anriß, der aus Oberalmer Kalken besteht. Die Lagerung der Bänke ist etwa 050/50.

Makroskopisch handelt es sich bei den Oberalmer Schichten um im dm-Bereich gut gebankte, gelbliche bis hellbraune, feine Kalke. In der hellen Kalkgrundmasse kommen häufig unregelmäßig geformte, dunkelbraune, dichte Hornsteinkonkretionen vor, die gegenüber der Verwitterung resistenter sind und aus dem Kalk herausragen. Diese Erscheinung verleiht dem Gestein ein unverwechselbares Gepräge.

Mikrofaziell handelt es sich bei den Oberalmer Schichten um feinkörnige, überaus mikrofossilreiche Biomikrite. Dominierend sind Schwammnadeln, gefolgt von Radiolarien, vor allem Spummelaria; untergeordnet treten auch Foraminiferen auf. Calpionellen oder Saccocomen waren nicht zu finden.

Entsprechend der Einteilung von J.L. WILSON (1975) liegen Becken- und Beckenrandsedimente vor (Fazieszonen 1 und 3; SMF Typen 1–3). Ein Korallenfund aus dem Hangschutt unter der großen Wand zeigt den Einfluß der nahen Plassenkalkplattform an.

Im untersuchten Gebiet fanden sich keine Hinweise auf Barmsteinkalke, aus einem vielfältigen Komponentenspektrum zusammengesetzte Kalkturbidite (T. STEIGER, 1981), die die pelagische Oberalmer Beckensedimentation unterbrechen.

Einstufung: Im Hangschutt unter der großen Wand wurde ein etwa 10 cm großer Ammonit (Taf. 2, Fig. 2) gefunden, der sich nach Doz. L. KRYSZYN als zur Familie der Perisphinctiden s.str. zugehörig erwies. Eine gattungsmäßige Zuordnung war jedoch nicht möglich; es könnte sich bei diesem Exemplar um

Lithacoceras sp. oder *Ataxioceras* sp. handeln.

Aus dieser Zuordnung resultiert folgende stratigraphische Einstufung: Die Gattung *Lithacoceras* existierte im **Untertithon**, während *Ataxioceras* schon im **Oberkimmeridge** auftritt. Demnach kann der Beginn der Sedimentation der Oberalmer Schichten nur auf das Zeitintervall **Oberkimmeridge** bis **Untertithon** eingengt werden. Da Radiolarite eventuell bis ins unterste Kimmeridge reichen, scheint zwischen der Radiolarit- bzw. Oberalmerkalk-Sedimentation kaum eine Sedimentationslücke bestanden zu haben.

Etwa 300 Meter SSW' des Wurzerkamp-Gipfels ist an einer Stelle die Grenze der Oberalmerkalk zu den liegenden Kieselkalken bzw. Radiolariten aufgeschlossen. Der Bereich ist tektonisch stark verstellt und beansprucht; sowohl die Oberalmer Schichten als auch die Kieselkalke streichen saiger stehend etwa 050/230. Aufgrund dieser tektonischen Verstellungen und der Ergebnisse von Gesteinsanalysen dürfte es sich aber nicht um die ursprüngliche sedimentologische Grenze handeln, sondern um einen rein zufälligen tektonischen Kontakt dieser beiden Schichtglieder.

In **Profil 4** (Beil. 2) ist diese „Grenzsituation“ aufgenommen. Profilbeginn ist 220 m südlich der saiger stehenden großen Wand aus Oberalmerkalken.

Die ersten 100 m des Profiles werden von Hangschutt aus Gips und Werfener Schichten gebildet. Danach folgt eine etwa 15 m mächtige tektonisch äußerst stark zerlegte Kalkrippe, an die wieder 80 m Schutt und Ton mit großen Gipskomponenten anschließt. Aus dem Schutt erhebt sich dann bei etwa 200 m die erste saiger stehende Wand aus dunkelgrauem Kieselkalk, der tektonisch sehr stark zerlegt ist. Lokal sind die einzelnen Schichten kaum verfolgbare. Es dominiert ein wirres Nebeneinander von gut gebankten Kieselkalken und roten, intensiv zerlegten Radiolariten.

Nach einer von Erde, Ton und Schutt bedeckten Störungszone folgt die erste saiger stehende Wand aus Oberalmerkalken.

Mineralogie: Im Mineralbestand unterscheiden sich die „Kieselschichten“ deutlich von den Oberalmer Schichten. Letztere weisen einen sehr hohen Kalzitanteil (97 %, Probe 87/55) auf, enthalten keinen Dolomit und der Quarzgehalt ist relativ niedrig. Dagegen tritt in den „Kieselschichten“ der Kalzit deutlich zurück, Quarz wird das dominierende Mineral. In einer Probe (87/56) ist auch Dolomit enthalten (Abb. 11).

GESAMTMINERALBESTAND Kiesel- / Oberalmerschichten

PROFIL 4

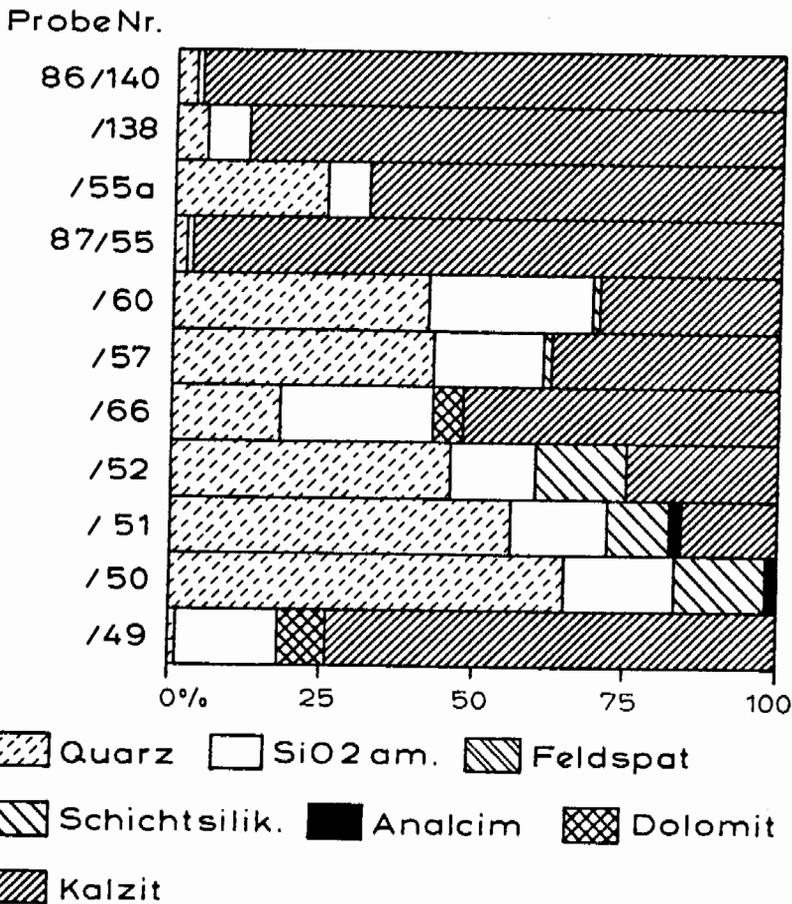


Abb. 11: Gesamtmineralbestand von „Kieselschichten“ und Oberalmerschichten in Profil 4.

Die Probe 87/49 gehört nicht zu den Kieselschichten. Es handelt sich um einen tektonisch sehr stark zerbrochenen Kalk. Im Dünnschliff findet man nur Sparit, sodaß eine Zuordnung nicht durchführbar ist. Wahrscheinlich handelt es sich um eine Einspießung von Oberalmerkalken in die „Kieselkalkschichten“.

Auch in diesem Profil ist in zwei roten Proben (87/50 und 51) Analcim vorhanden.

4. Tektonik

Wurzer Deckscholle

Der tektonische Hauptformungsprozeß der Wurzer Deckscholle war zweifellos der Mechanismus der Gleittektonik. Die Erkenntnis der tektonischen Fremdherkunft der Deckscholle stammt bereits von F. HAHN (1913:451). In neuerer Zeit wurde lediglich der Transportmechanismus modifiziert, wobei die ursprüngliche Annahme eines Transversalschubes von der moderneren Theorie der Gleittektonik abgelöst wurde. Die Verfechter der Gleittektonik waren vor allem A. TOLLMANN (1985:203) und R. LEIN (1987:22).

Zur Unterstützung bzw. Bestätigung der Hypothese der Gleittektonik sollen eine Reihe von Fakten und Beobachtungen sowohl aus dem Gelände als auch aus dem Labor dargestellt werden.

1. Die Basis der Deckscholle schwimmt auf einem radiolaritähnlichem Schichtglied – den Kieselkalken des Oxford. Aufgrund des relativ hohen Kalkgehaltes dürfte die CCD aber nicht unterschritten worden sein. Es ist aber trotzdem ein tieferes Becken vorhanden, in das die Hallstätter Masse eingleiten konnte. Diese Kieselkalke sind an einigen Stellen, besonders aber S' der Deckscholle Profile 2 und 3) gut aufgeschlossen und als Basis bzw. Rahmen der Deckscholle unumstritten.
2. Sedimentärer Gleitfaltenbau ist hier zwar nicht im großen Umfang erhalten, was aber auch an den Aufschlußverhältnissen liegen kann. Im Oberteil des Profiles 3 sind aber Falten vorhanden, die als Gleitfalten gedeutet werden können.
3. Mustergültig ist im Profil 3 ein Brekziensaum erhalten, der als tektonische Gleitbrekzie zu deuten ist. In dieser Brekzie sind sowohl Gesteine der unterlagernden Kieselkalke, als auch Hallstätter Kalke der Gleitmasse und zusätzlich noch Jurakalke unbekannter Herkunft enthalten.
4. Häufig sind im unterlagernden Gestein teilweise gradierte Brekzienhorizonte und auch kleine Turbidite enthalten. Es sind also während der Kieselkalk-Sedimentation laufend „Vorbotten“ der Deckscholle in das Becken eingeglitten. Man spürt förmlich beim Hochsteigen des Profils anhand der unruhigen Sedimentation die „herannahende Deckscholle“.
5. Gleitsymphysen sind wegen der Plastizität des Haselgebirges nicht zu erwarten und auch nicht beobachtet worden.

Die Gleitmasse – bestehend aus Haselgebirge, Werfener Schichten und Hallstätter Buntkalken (als Brekzienkomponenten) ist vom südlich der Dachsteindecke gelegenen südjuvavischen Hallstätter Schelfsaum zu beziehen.

Der zeitliche Ablauf der Eingleitung ist aufgrund der mit Radiolarien datierten un-

terlagernden Kieselkalken in das Oxford zu stellen. Diese Datierung paßt auch sehr gut zu den Beobachtungen der Gleitmassen im nahen Salzkammergut und Mitterndofer Becken.

Ein kleiner Span aus Gips und Werfener Schichten liegt – auch hier im Kontakt mit Gleitbrekzie – etwas isoliert nordwestlich der Hauptgleitmasse. Es ist heute nicht mehr zu unterscheiden, ob sich dieser Teil schon während der Eingleitung von der Hauptmasse trennte, oder ob sekundäre tektonische Verstellungen und auch Erosionen für seine heutige Isolation verantwortlich sind.

Brunnsteinscholle

Analog zur Wurzer Deckscholle ist auch für diese Scholle ein Gleitvorgang als Transportmechanismus evident.

Kurz gefaßt sollen hier nochmals die Argumente sowohl für die Abtrennung von der Warscheneckdecke, als auch für den Gleittransport angeführt werden.

1. Der Dachsteinkalk mit Hierlitzkalkresten, also eine Obertrias/Lias-Schichtfolge, liegt auf wesentlich jüngeren – malmischen – Kieselkalken. Diese Überlagerung ist bei der Talstation der Wurzeralm-Standseilbahn aufgeschlossen und im Gipsgraben bis zum Profil 2 verfolgbar.
2. Die Auflagerung einer Scholle auf Tiefseesedimenten ist eines der stichhältigsten Argumente für deren Eingleitung in ein Becken.
3. Wenn man die jurassischen Kieselkalken zur Warscheneckdecke zählt, muß zwangsläufig ein überlagernder Dachsteinkalk einer anderen tektonischen Einheit angehören, wobei hier die Dachsteindecke naheliegend ist.
Es ist zwar aus heutiger Perspektive schwierig vorstellbar, daß die Haselgebirgsleitmasse – die ja südlich der Dachsteindecke beheimatet war – zuerst den morphologisch sehr schroffen Brunnstein überwunden haben soll, um in ihre heutige Position zu gelangen. Man darf aber nicht vergessen, daß erst während der oberjurassischen Einengungstektonik und kretazisch bis tertiären Deckentektonik die ursprünglich einheitlichere Dachsteindecke in ihre heutige Form zerstückelt wurde, damals aber zusammenhängend sehr wohl als Unterlage für einen Gleitvorgang gedient haben konnte.
4. Nur wenige Kilometer östlich von Brunnstein und Wurzeralm ist in der Bosruckdeckscholle dasselbe Phänomen nochmals anzutreffen. Dort ist ein unteres Stockwerk aus Haselgebirge und Gips mit der Wurzer Deckscholle zu vergleichen, während das höhere Stockwerk aus Triaskarbonaten als östlichster Ausläufer der Dachsteindecke angesehen wird. Am Bosruck hat aber die Dachsteindecke die Hallstätter Decke noch eingewickelt und unter sich begraben, was bei der Wurzer Deckscholle durch die Brunnsteinscholle nicht stattfand (vgl. W. NOWY & R. LEIN, 1984).
5. Beobachtung von „Mikro-Gleittektonik“ im Dünnschliff 85/70: Mustergültig sieht man, wie sich die Dachsteinkalkkomponenten der Brunnsteinscholle im noch weichen radiolaritischen Gesteine randlich ablösen und schließlich von der Matrix gänzlich aufgenommen werden.
6. Westlich des Brunnsteins, etwa parallel zur Pyhrnpaßstraße, verläuft die Pyhrnstörung, an der die Brunnsteinscholle gegenüber der Bosruckscholle abgegrenzt ist. Die Abgrenzung an der SW-Seite zum Rabenstein stützt sich auf eine morphologi-

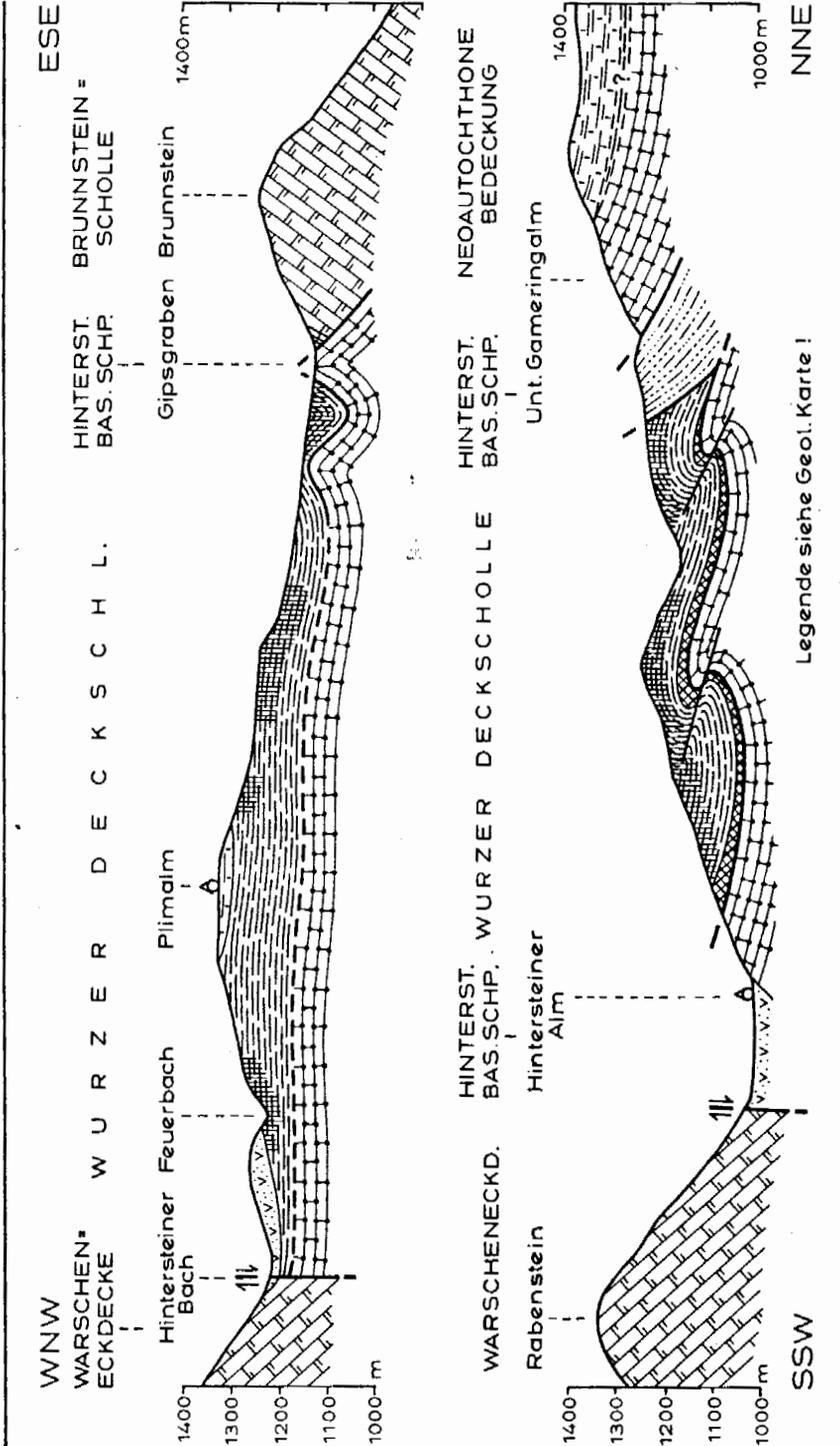


Abb. 12: Geologische Schnitte im Bereich der Wurzer Deckscholle. Lage der Profile siehe geologische Karte (Beilage 3).

sche Zäsur und tektonische Strukturen zwischen den beiden Gebirgsstöcken.

Zum Mechanismus der Platznahme der Hallstätter Deckschollen entwickelte R. LEIN (1987: 32) eine neue Theorie: An mechanischen Schwächezonen wird das Schichtpaket von Bewegungsfugen durchschnitten. Werfener Schichten dienen als Schmiermittel beim Vorgleiten kalkalpiner Schichten. Danach erfolgt ein Hüllentausch; schließlich gleiten von Süden freigelegte Schollen von Haselgebirge und Werfener Schichten in die Depressionszonen.

Literatur

- ANIWANDTER, E. (1954): Die Tektonik und Stratigraphie der östlichen Warscheneckgruppe und ihre Umrahmung. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 165 S., 17 Beil., Wien.
- BAUMGARTNER, P.O. (1981): Eurorad II, 1980, Second Meeting of Current Research on Cenozoic and Mesozoic Radiolarians. – *Eclogae geol. Helv.*, 74, 1027–1061, 8 figs., Basel.
- (1984): A Middle Jurassic – Early Cretaceous low – Latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites. – *Eclogae geol. Helv.*, 77/3, 729–837, 3 Abb., 8 Taf., Basel.
- BLAU, J. & SCHMIDT, Th. (1988): Tektonisch kontrollierte Sedimentation im Unterlias der Lienzer Dolomiten (Österreich, Osttirol, Kärnten). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 34/35, 185–207, 3 Abb., 4 Taf., Wien.
- BOLES, J.R. (1979): Zeolites in Deep-Sea Sediments. – *Reviews in Mineralogy*, 4, 137–163, 10 Abb., Washington.
- CORNELIUS, H.P. (1951): Zur Frage der Absatzbedingungen der Radiolarite. – *Geol. Rundschau*, 39, 216–221, Stuttgart.
- CZJZEK, J. (1851): Gyps – Brüche in Nieder-Österreich und den angränzenden Landestheilen. – *Jb. Geol. R.-A.*, II, Jg., 1, 27–34, Wien.
- (1852): Geologisches aus der Oststeiermark. – *Jb. Geol. R.-A.*, IV, 4, 62–70, Wien.
- DE WEVER, P. & DECOURT, I. (1985): Les Radiolaires triasico – jurassiques marqueurs stratigraphiques et paleogeographiques dans les chaines alpines perimediterraneennes: un revue. – *Bull. Soc. geol. France* (8), I, 5, 653–662, Paris.
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Geotekton. Forsch.*, 58, 1–217, 45 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Stuttgart.
- EHRlich, C. (1852): Geognostische Wanderungen im Gebiete der nordöstlichen Alpen. – 144 S., div. Abb., 4 Taf., Leipzig (Hübner).
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1972): Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 63(1970), 52–141, 15 Abb., 1 Tab., 2 Beil., Taf. 1–19, Wien.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1970): Sedimente und Sedimentgesteine – Sedimentpetrologie, Teil II. – XV + 726 S., 326 Abb., 66 Tab., Stuttgart (Schweizerbart).
- GEYER, G. (1913): Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge. – *Verh. k.-k. Geol. R.-A.*, 11+12, 267–309, Wien.
- HAHN, F.F. (1913): Grundzüge des Baues der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns, II. Teil. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 6, 374–501, 6 Abb., Taf. 14–17, Wien.

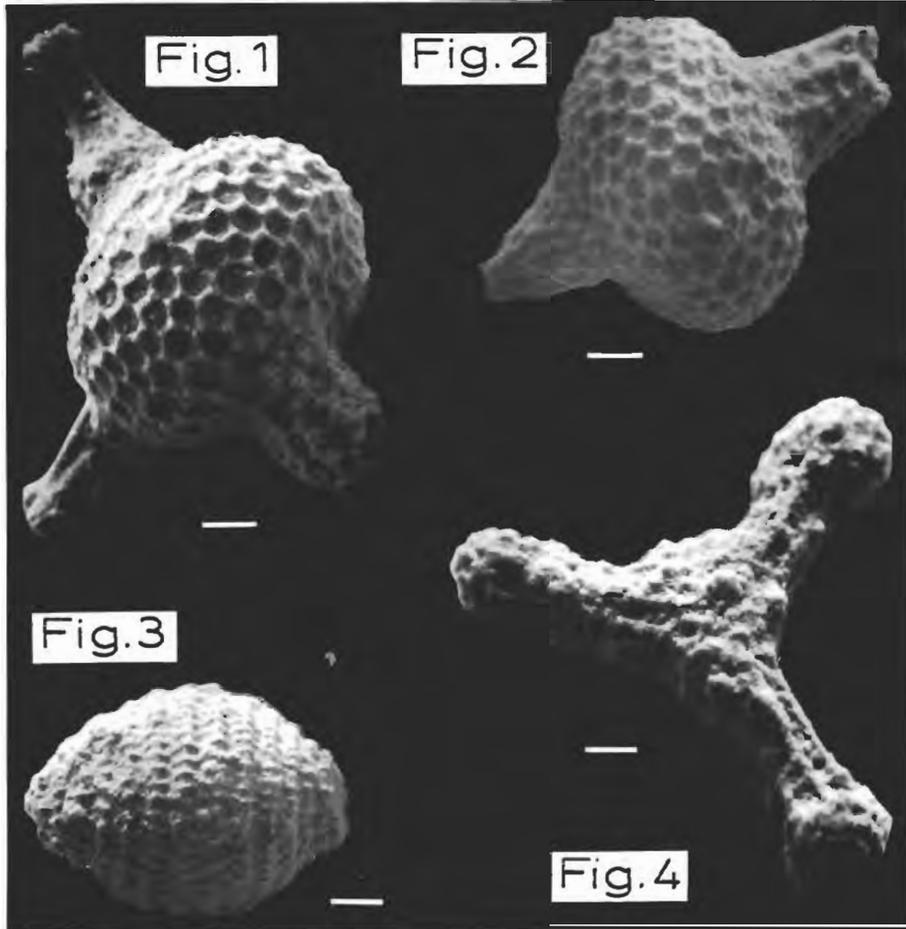
- HAUENSCHILD, P.G. (1871): Die Salinarmulde von Windischgarsten. – Verh. Geol. R.-A., 1871, 56–58, Wien.
- HEITZER, I. (1930): Die Radiolarienfauna der mitteljurassischen Kieselmergel im Sonnwendgebirge. – Jb. Geol. B.-A., 80, 381–406, 3 Taf., Wien.
- HERITSCH, F. (1921): Geologie von Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 57, 224 S., 60 Abb., 5 Photos, 1 Kt., Graz (U. Moser).
- KOCHER, R.N. (1981): Biochronostratigraphische Untersuchungen oberjurassischer radiolarienführender Gesteine, insbesondere der Südalpen. – Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich (N.F.), 234 S., Zürich.
- LEIN, R. (1987): Zur Verbreitung der Hallstätter Zone beiderseits des Pyhrn-Passes. – OÖ. Geonachrichten, 2, 21–37, 4 Abb., Linz.
- MEDWENITSCH, W. (1968): Salz und Gips im Steirischen Salzkammergut. – Der Bergmann. Der Hüttenmann (Katalog), 125–133, Abb. 22, Taf. 1–2, Graz.
- MÖSTLER, H. (1966): Zur Einstufung der „Kieselschiefer“ von der Lachtal-Grundalm (Fieberbrunn, Tirol). – Verh. Geol. B.-A., 157–170, 2 Abb., 1 Tab., Wien.
- NOWY, W. & LEIN, R. (1984): Zur Geologie des Bosruck Autobahntunnels (Pyhrnautobahn, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 30/31, 45–94, 5 Abb., 8 Taf., 1 Beil., Wien.
- OTTNER, F. (1988): Zur Geologie der Wurzer Deckscholle und deren Rahmen im Bereich des Warschenecks (OÖ). – Unveröff. Dipl.-Arb. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 113 S., 60 Abb., 1 Tab., 3 Beil., Wien.
- PAAR, W. (1969): Montangeologische Untersuchung des Gipsvorkommens auf den Gammeringalmen nördlich des Pyhrnpasses/Oberösterreich. – Unveröff. Dipl. Arbeit, Montanist. Hochschule Leoben, 36 S., 26 Abb., 5 Beil., Leoben.
- PLÖCHINGER, B. (1964): Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 107, 11–69, 9 Abb., Taf. 1–2, Wien.
- (1974): Gravitativ transportiertes Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., 1974/1, 71–88, 5 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Wien.
- & PREY, S. (1968): Profile durch die Windischgarstener Störungszone im Raum Windischgarsten–St.Gallen. – Jb. Geol. B.-A., 111, 2, 175–211, 4 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Wien.
- POBER, E. (1984): Stratigrafische und sedimentologische Untersuchungen in der Gosau von Wörschach (Steiermark). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 149 S., 91 Abb., 13 Tab., 6 Taf., Wien.
- PREY, S. (1968): Bericht 1967 über geologische Untersuchungen auf den Blättern 98 (Liezen) und 99 (Rottenmann). – Verh. Geol. B.-A., 1968/3, A40–A41, Wien.
- (1974): Erläuterungen zum geologischen Lehrpfad (Steinschau) in Windischgarsten. – 72 S., illustr. Windischgarsten (Kurfond).
- SCHÄFFER, G. & STEIGER, T. (1986): Der Jura zwischen Salzburg und Bad Aussee. – Exkursionsführer zur Jahrestagung der Subkommission für Jura-Stratigraphie. – 38 S., 14 Abb., Wien.
- SCHULTZ, L.G. (1964): Quantitative Interpretation of Mineralogical Composition from X-ray and Chemical Data for the Pierre shales. – Geol. Sur. Prof. Paper 391C, 1–31, 10 Abb., 8 Tab., Washington.
- SCHWARZ, A. (1924): Ein Verfahren zur Freilegung von Radiolarien aus Kiesel-schiefern. – Senckenbergiana, VI/(5–6), 237–244, 1 Taf., Frankfurt/M.

- SPENGLER, E. (1959): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., 102, 193–312, Taf. 4, 5 Abb., Wien.
- SPIELER, . & BRANDNER, . (1989): Vom jurassischen Pull-Apart-Becken zur Westüberschiebung der Achentaler Schubmasse (Tirol, Österreich). – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, 16, 191–194, 3 Abb., Innsbruck.
- STEIGER, T. (1981): Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). – Facies, 4, 215–348, 56 Abb., Taf. 12–24, Erlangen.
- STUR, D. (1853): Die geologische Beschaffenheit des Enns-Thales. – Jb. Geol. B.-A., 4, 461–483, 5 Abb., Wien.
- TOLLMANN, A. (1967): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil: Der Ostabschnitt. – Mitt. geol. Ges. Wien, 59 (1966), 231–253, Taf. 1–2, Wien.
- (1976): Analyse des klassischen Nordalpinen Mesozoikums. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 2, XVI + 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke).
- (1980): Neueregebnisse über die deckentektonische Struktur der Kalkhochalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 397–402, 1 Abb., Wien.
- (1981): Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., 74/75, 167–195, 4 Abb., 1 Tab., Wien.
- (1985): Geologie von Österreich, Bd. II, Außerzentralalpiner Anteil. – XV + 711 S., 286 Abb., 27 Tab., Wien (Deuticke).
- TRAUTH, F. (1937): Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, 29 (1936), 473–573, 1 Kt., Wien.
- TRÖGER, W.E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. – XI + 822 S., 259 Abb., 16 Tab., Stuttgart (Schweizerbart).
- WÄCHTER, J. (1989): Jurassische Mass flow und Internbrekzien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – Bochumer geol. u. geotekt. Arbeiten, 27, 239 S., 51 Abb., 12 Taf., Bochum.
- WERNECK, W. (1960): Aufnahmen der Gipslagerstätten: a) Dürradmer bei Gußwerk, b) Gammeringalm (Pyhrnpass), c) Oberort bei Tragöss. – Unveröff. Dipl. Arbeit, Montanist. Hochschule Leoben, 39 S., 8 Abb., 2 Beil., Leoben.
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History. – 471 S., 30 Taf., 183 Abb., Berlin (Springer).

Tafelerklärungen

Tafel 1

- Fig. 1: *Podopursa spinosa* (OZVOLDOVA). Balkenlänge: 15 μm .
- Fig. 2: *Diboloachras chandrika* KOCHER. Balkenlänge: 15 μm .
- Fig. 3: *Mirifusus mediodilatatus* (RÜST). Balkenlänge: 40 μm .
- Fig. 4: *Tritrabs* sp. Balkenlänge: 15 μm .



Tafel 2

Fig. 1: *Lithacoceras* sp. oder *Ataxioceras* sp. aus den Oberalmer Schichten südlich des Wurzerkampls.

Fig. 2: *Ectocentrites petersi* HAUER aus dem Hierlatzkalk des Gipsgrabens.



Fig. 2

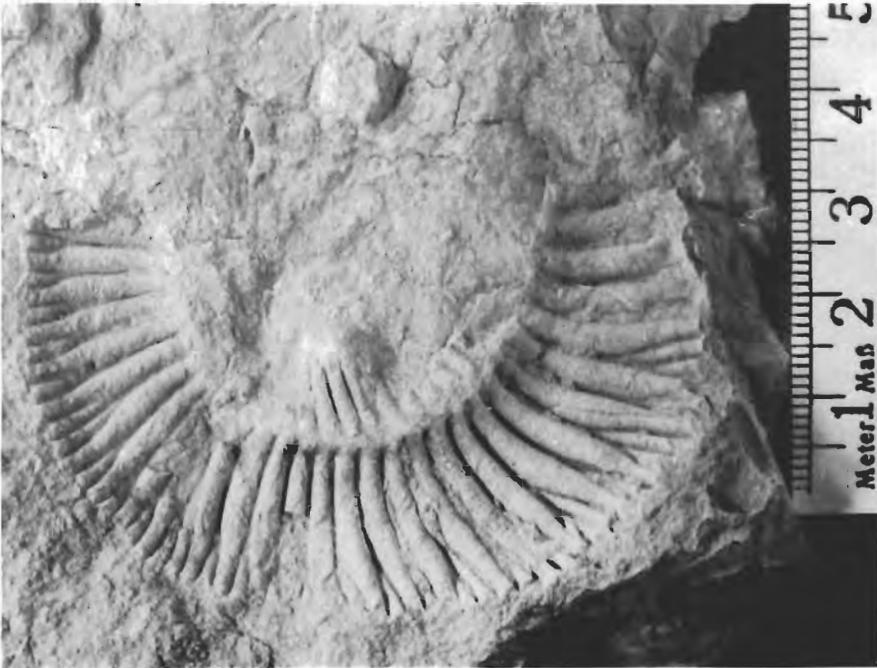


Fig. 1

Tafel 3

- Fig. 1: Dünnschliffphoto einer gradierten Lage im Siltkornbereich innerhalb der Kieselkalke. Bildlänge: 1 cm.
- Fig. 2: Detail aus einer Brekzienlage im Kieselkalk. Bildlänge: 3 cm.
- Fig. 3: Dünnschliffphoto von Radiolarit. Deutlich sind die gut erhaltenen Radiolarien zu erkennen. Bildlänge: 2 mm.
- Fig. 4: Dünnschliffphoto der Brekzie aus dem Radiolaritprofil. Bildlänge: 3 cm.



Fig. 2

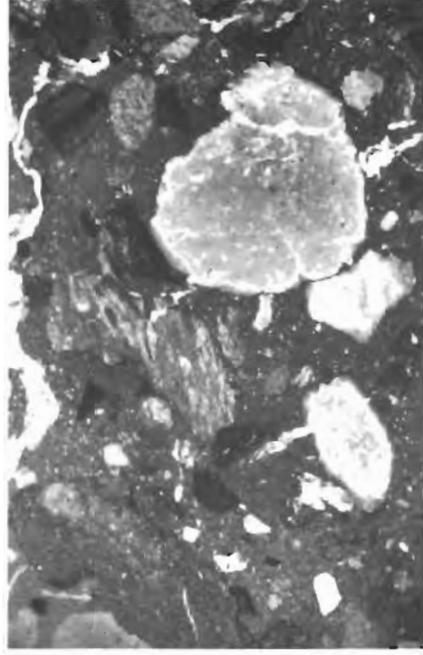


Fig. 4



Fig. 1

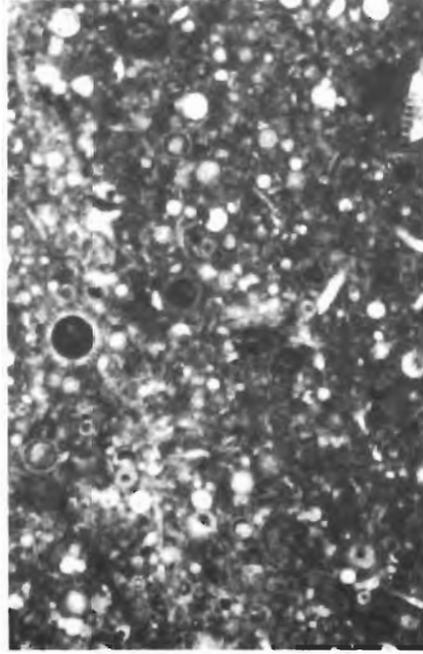


Fig. 3

GEOL. KARTE DER WURZER DECKSCHOLLE, S-TEIL

Aufgenommen in den Jahren
1985 - 1987
von F. OTTNER



Neoautochthone Bedeckung

Oberalmer Schichten (O. M.ALM)

Warscheneckdecke und Brunnstein-Deckscholle

Hiertatzkalk (LIAS)

Dachsteinkalk (RHÄT)

Wurzer Deckscholle und Hintersteineralm-Basisschuppe

Rotanbrekzie (U.-M. M.ALM)

Ruhpoldinger Radiolarit (U.-M. M.ALM)

Kieselkalk (U. M.ALM)

Allgäuschichten (LIAS-DOGGER)

Werfener Schichten (O. PERM.-SKYTH)

Haselgebirge (O. PERM)

+0°-5° T-30° T-60° T-85° +90°

Deckengrenze

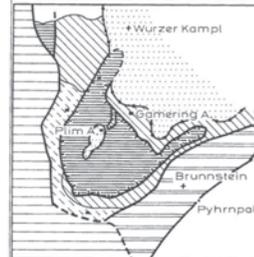
bruchbedingte Deckenbegrenzung

Bruch

Transgressionsbasis der neoautochthonen Bedeckung

P2 Lage der Profile

TEKTONISCHE SKIZZE



Neoautochthone Bedeckung

Warscheneckdecke

Brunnsteinscholle (Nordjuvavikum)

Hintersteineralm-Basisschuppe

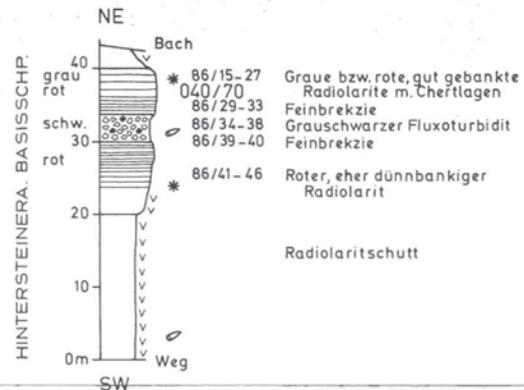
Wurzer Deckscholle (Südjuvavikum)

Hangschutt

Rutschung

Abrißnische

Profil 1: Radiolarit südl. Unt. Gameringalm



Radiolaritschutt

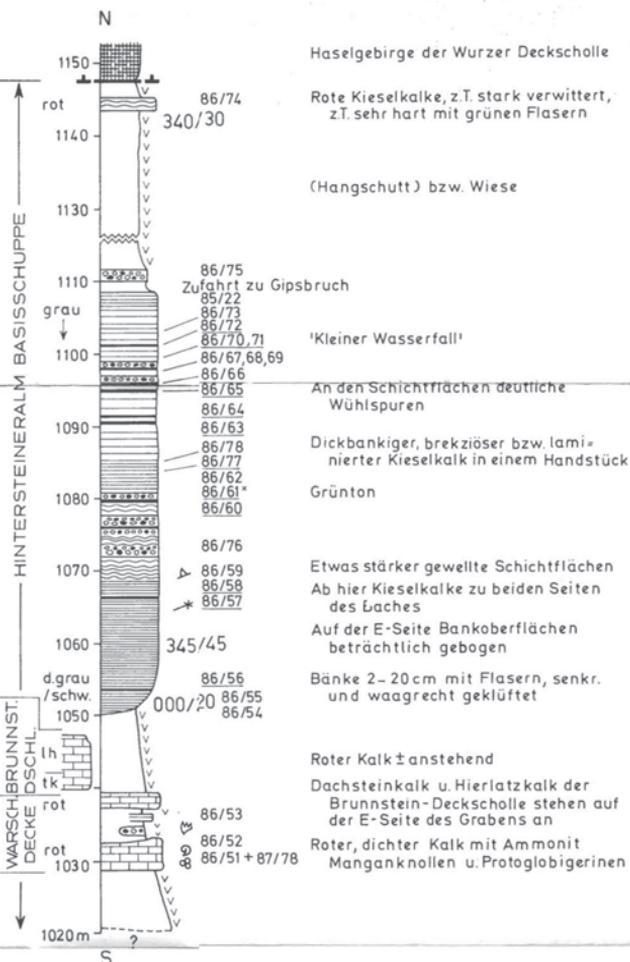
LITHOLOGIE

- Gips
- Hornsteinkalk
- diverse Kalke
- Kieselgesteine**
- dünnbankig < 20 cm
- dickbankig > 20 cm
- wellige bis unregelmäßige Schichtflächen
- Ton bzw. Tonzwischenlagen
- Brekzie
- Schutt

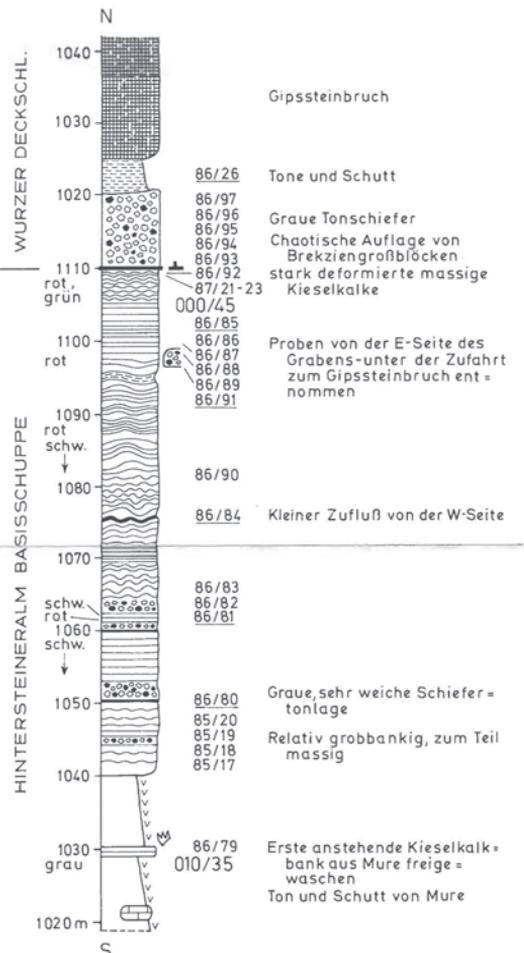
BIOGENE

- Ammonit
- Belemnit
- Radiolarien
- Schwammnadeln
- Fischzähne
- Protoglobigerinen
- Conodonten
- Koralle
- 86/20 Festgesteinsprobe
▷ DS, RDA, HF
- 86/21 Tonprobe ▷ RDA, Ton-
min. anal. Schlamm

Profil 2: Kieselkalke Erlengraben



Profil 3: Kieselkalke Pfannleitengraben



Profil 4: 'Kieselschichten' / Oberalmer Schichten

