



## Zur Geologie des Ödenhof-Fensters (Nördliche Kalkalpen, Österreich)

GERHARD W. MANDL\*)

4 Abbildungen und 3 Tafeln

Österreichische Karte 1 : 50.000  
Blatt 75

Niederösterreich  
Nördliche Kalkalpen  
Schneeberggebiet  
Trias  
Stratigraphie  
Karbonatfazies  
Tektonik  
Metamorphose

### Inhalt

Zusammenfassung	473
Abstract	474
1. Einleitung	474
2. Die tektonischen Teileinheiten und ihr stratigraphischer Aufbau	474
2.1. Die Göller-Decke (Trias in Dachsteinkalk-Fazies)	475
2.1.1. Dachsteinkalk (lagunäre Fazies)	476
2.1.2. Dunkler Rhätkalk	476
2.1.3. Allgäuschichten	476
2.2. Der Meliata-Schürfling (Trias, Jura in Tiefwasserfazies)	476
2.3. Juvavische Schollen (Trias in pelagischer Beckenrandfazies)	477
2.3.1. Gutensteiner Kalk, Steinalmkalk	480
2.3.2. Bunte, pelagische Kalke und Dolomite	480
2.3.3. Reingrabener Schiefer, schwarzer (Hornstein-)Kalk	481
2.3.4. Dickbankiger, pelagischer Graukalk	481
2.4. Die Schneeberg-Decke (triadische Karbonatplattform)	482
3. Beziehungen der juvavischen Schollen zum regionalen Rahmen	483
3.1. Faziesvergleiche und Tektonik	483
3.2. Metamorphe Überprägung	487
Dank	487
Literatur	487
Anhang (Probenverzeichnis)	489
Tafeln 1-3	490

### Zusammenfassung

In den südöstlichen Kalkalpen schließt das Ödenhof-Fenster im Liegenden der skythisch-unterkarnischen Gesteine der Schneeberg-Decke zwei tiefere tektonische Stockwerke auf. Es ist dies einerseits das Niveau der juvavischen Schollenzone, die auch einen exotischen Schürfling in Meliata-Fazies beherbergt, und andererseits, als tiefstes Element, die Göller-Decke.

Das Hauptinteresse der Untersuchung galt den juvavischen Schollen, die von den meisten Autoren der Mürzalpen-Decke zugerechnet und faziell in die Nähe der Obertriaskarbonate der Hohen Wand gestellt wurden. Gestützt auf mikropaläontologische Daten konnte folgende Seriengliederung erstellt werden: Das Anis ist vertreten durch Gutensteiner Kalk und Steinalmkalk. Darüber folgt, im Mittelanis mit Spaltenfüllungen beginnend, eine pelagische Buntkalkfazies, welche bis ins Unterkarn andauert und, im Unterschied zu Hallstätter Kalk im engsten Sinne, allodapische Karbonatdetritusschüttungen enthält. Das Gestein kann lokal völlig dolomitisiert sein. Flachwasserkomponenten deuten auf die Herkunft des Detritus von einer benachbarten (Wetterstein-)Karbonatplattform. Letzteres gilt auch für die dunklen Biogenschuttkalke, welche die karnischen Reingrabener Schiefer begleiten. Das Nor wird von dickbankigen, pelagischen Graukalken vertreten, die heute tektonisch abgesichert unter den Mitteltriasgesteinen liegen.

Diese Fakten bestätigen einerseits die, von einigen Autoren angezweifelte, tektonische Eigenständigkeit der juvavischen Schollen gegenüber den umrahmenden Gesteinen der Schneeberg-Decke, verbieten aber andererseits die bisher gepflogene Gleichsetzung mit den Gesteinen der Hohen Wand. Ein fazieller Vergleich mit zeitgleichen Gesteinsabfolgen im Großraum zwischen Schneesalpe im Westen und Hoher Wand im Osten zeigt die wahrscheinliche paläogeographische Herkunft der juvavischen Schollen des Ödenhof-Fensters von einem distalen Hangbereich relativ südlich der Wettersteinkalkplattform der heutigen Schneeberg-Decke.

Die räumliche Verteilung thermisch induzierter Farbveränderungen an Conodonten (Werte zwischen CAI = 1 bis 7) zeigt ferner, daß diese Überprägung dem Deckenbau vorangegangen sein muß, also eine transportierte Metamorphose darstellt. Allgäuschichten sind die jüngsten in den Deckenbau einbezogenen Gesteine; die tektonische Umgestaltung könnte damit in die Phase der kalkhochalpin verbreiteten, jurassischen Gleittektonik fallen. Oberkretazische Gosauschichten transgredieren über den Deckenbau und werden durch jüngere Einengung nur noch randlich überschoben.

\*) Anschrift des Verfassers: Dr. GERHARD W. MANDL: Geologische Bundesanstalt, Rasumofskyg. 23, A-1030 Wien.

# Geology of the Ödenhof Window (Northern Calcareous Alps, Austria)

## Abstract

The southeastern part of the Northern Calcareous Alps (NCA) is characterized by nappe tectonics and can be separated into three tectonic units. These are from bottom to top:

- 1) the Gölser Nappe, consisting of Upper Triassic shallow water limestones and Jurassic basinal limestones and marls;
- 2) the zone of Juvavic Klippes and nappe-fragments, consisting of more or less pelagic limestones of Triassic age; this zone also includes a body of exotic sedimentary rocks of a Triassic-Jurassic deep water facies (comparable to the Meliata Series of the Western Carpathian Mountains);
- 3) the Schneeberg Nappe, built up by Middle Triassic to Lower Carnian carbonate platform sediments and marginal interfingering coeval limestones of slope and basinal facies.

A group of Juvavic Klippes – exposed within the Ödenhof Window – has been investigated with regard to stratigraphy and facies. Their sedimentary sequence consists of Anisian shallow basinal to lagoonal Gutenstein/Steinalm limestone, Middle Anisian to Lower Carnian variegated pelagic limestones and dolomites with intercalations of finegrained detritus of carbonate platform origin, Lower Carnian Reingraben black shales and bioclastic limestones and Norian thickbedded grey pelagic limestones. Compared with coeval sequences all over the southeastern NCA a depositional site of the Ödenhof Juvavic Klippes on the distal southern slope of that carbonate platform can be supposed which is represented today by the Schneeberg Nappe.

Due to Jurassic sediments below the Schneeberg Nappe at its northern front and within the Hengst and Ödenhof Windows an Upper Jurassic age of nappe movement seems possible – analogous to the gravitational gliding tectonics within the Juvavic zones of the middle sector of the NCA. Clastic sediments of the Upper Cretaceous Gosau Group covered the nappe structures and have been additionally affected by local upthrusting and back-thrusting after Paleocene times.

Examination of the Conodont Colour Alteration Indices (ranging between CAI = 1 to 7) points to a “transported” metamorphism and therefore to an early thermal event, prior or contemporary to nappe movements.

## 1. Einleitung

Inmitten der massigen „Diploporenriffkalke“ und älterer Triasserien des Schneeberges und seiner östlichen Ausläufer ragen im Sierningtal dickbankige lagunäre Kalke beiderseits des Tales über 200 Meter hoch empor, welche schon STUR (1871) als Dachsteinkalk erkannt hatte.

Die Fensternatur dieses Dachsteinkalkes des Anzbergeres und Strengberges hat dann erstmals AMPFERER (1916: 222) aufgezeigt. Gemeinsam mit dem westlich benachbarten Hengstfenster (KOBBER, 1912: 386) lieferte dieses Ödenhof-Fenster ein wichtiges Argument für die Existenz der Schneeberg-Decke und deren beträchtliche Überschiebung auf ihr nördliches Vorland (Gölser-Decke).

Altbekannte Funde von Hallstätter Faunen (HAUER, 1853, STUR, 1871) in den bunten Karbonaten des Hochberges führten schließlich zur Vorstellung eines Doppelfensters, wie in der Karte von KOSMAT (1916) bereits angedeutet. Es entsprach dies dem tektonischen Modell KOBBER (1909), das von einem Übereinander einer „Voralpinen“, einer „Hallstätter“ und einer „Hochalpinen Decke“ ausging. AMPFERER (1918: 39) rechnete die Gesteine des Hochberges hingegen zur „Hochalpinen Decke“ = Schneeberg-Decke; er lehnte die Existenz einer eigenständigen Hallstätter Decke ab, so wie nach ihm auch CORNELIUS (1936: 42; 1937: 180ff.; 1951: 93).

Erst HERTWECK (1958) widmete diesem Problem eine eigene Studie und zeigte darin die klare tektonische Abtrennbarkeit der „Hallstätter Fazies“ von der Schneeberg-Decke. PLÖCHINGER (1963) stellte dann in einem größeren Rahmen ihre Zugehörigkeit zur Hohe Wand-Decke dar. Diese wurde von KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962) als östlichster Ausläufer einer neu abgegliederten Mürzalpen-Decke aufgefaßt, welche im Sinne KOBBER als ein östliches Äquivalent der Hallstätter Decke zwischen tektonisch unterlagerndem Tirolikum in voralpiner Dachsteinkalkfazies und auflagernder Schneeberg-Decke in hochalpinen Dachsteinkalkfazies zu verstehen sei. Diese Mürzalpen-Decke wurde in der Folgezeit als Musterbeispiel einer Vielfaziesdecke (TOLLMANN, 1963: 161ff.) betrachtet, in der noch der unzerschnittene Zusammenhang zwischen Dachsteinkalk-Fazies, Hallstätter Fazies und Aflenzer Fazies überliefert sein sollte. Die letzte diesbezügliche Darstellung gab TOLLMANN (1985, Abb. 114, S. 223). Die pelagischen Karbonate des Ödenhof-Fensters werden dort der Mürzalpen-Decke in „Mürztaler Miohallstätter

Fazies“ zugeordnet, einer Fazies, die durch eine Abfolge von Wetterstein- und Tisovecdolomit und erst ab dem Nor einsetzenden Hallstätter Kalk gekennzeichnet sei.

Im Zuge der Neuaufnahme des Kartenblattes ÖK 105/Neunkirchen (MANDL, ab 1984) waren die unter dem Südrand der Schneeberg-Decke hervortretenden Schichtfolgen der damals zur Mürzalpen-Decke zählenden Geyersteinschuppe im Detail erfaßt worden. Eine vergleichende Untersuchung der ebenfalls dieser Decke zugerechneten Gesteine im Ödenhof-Fenster lag daher nahe. Die vorliegende Arbeit gibt einen Überblick über den derzeitigen Kenntnisstand und befaßt sich schwerpunktmäßig mit den pelagischen Kalken des Fensterinhaltes und deren Beziehung zum Rahmen und zum weiteren regionalen Umfeld.

Zum Begriff „Ödenhof“ sei noch eine kurze Anmerkung vorangestellt. Der Gasthof dieses Namens nahe der Einmündung des Rohrbachgrabens in das Sierningtal wurde Anfang der 90er Jahre anlässlich seiner Renovierung mit der Tourismus-freundlicheren Aufschrift „Edenhof“ versehen – daher die abweichende Bezeichnung bei KOZUR & MOSTLER (1992). Da alle amtlichen Karten derzeit noch die alte Bezeichnung aufweisen, wurde diese auch in der vorliegenden Arbeit beibehalten.

## 2. Die tektonischen Teileinheiten und ihr stratigraphischer Aufbau

Der hier besprochene Gebietsabschnitt liegt nahe dem Südostrand der Kalkhochalpen und wird überwiegend von mesozoischen Gesteinen aufgebaut, die in mehreren dekkentektonischen Einheiten übereinander lagern – siehe dazu Abb. 1 und Abb. 3.

Als tektonisch tiefstes Element erscheinen unter dem Kalkalpensüdrand die altpaläozoischen Gesteine der Grauwackenzone, auf denen die permoskythischen Siliziklastika der Prebichl- und Werfener Schichten der Werningzone (= „Kalkalpine Sockelzone“) transgressiv auflagen. Nördlich von Puchberg tauchen hingegen als tektonisch Tiefstes die obertriadischen und jurassischen Gesteine der Gölser-Decke nach Süden unter die höheren Einheiten und werden dort ein letztes Mal im Hengst- und Ödenhof-Fenster sichtbar.

Zwischen der Werningzone und der Gölser-Decke an der Basis und der darüberliegenden Schneeberg-Decke

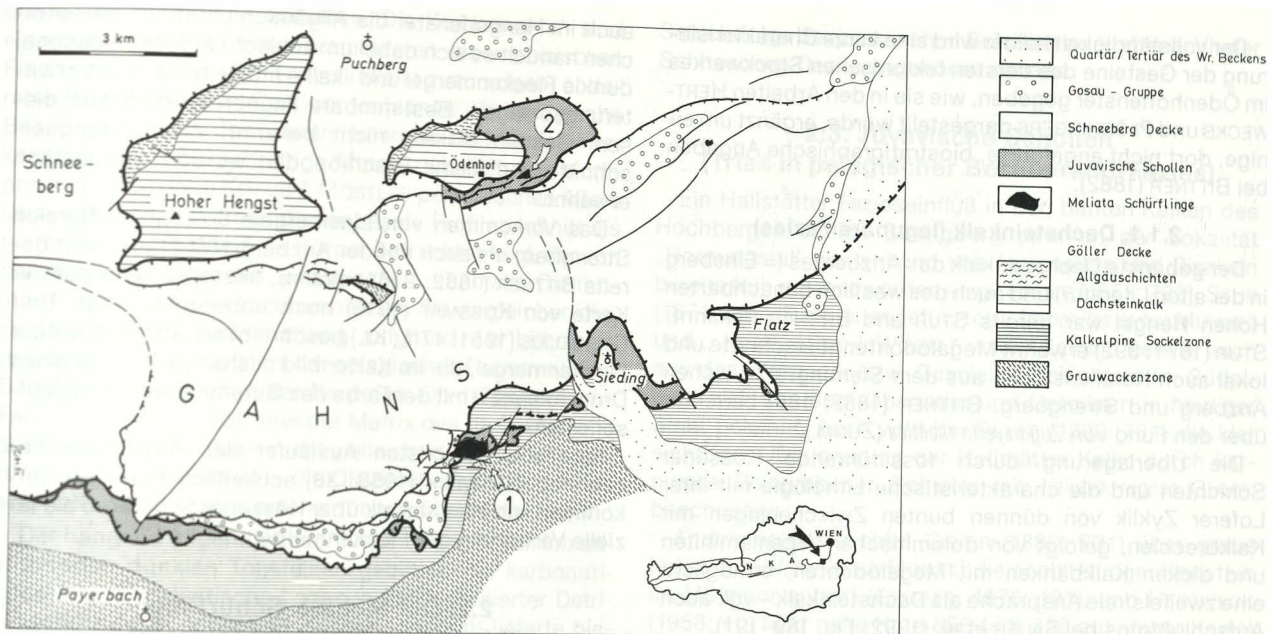


Abb. 1. Tektonische Übersichtsskizze des östlichen Schneeberg-Gebietes nach MANDL & ONDREJIČKOVÁ (1991).

als tektonisch höchste Einheit, findet sich eine Reihe unzusammenhängender Schollen überwiegend pelagischer Triassedimente, die faziell mehr oder minder dem Hallstätter Raum nahestehen und hier als juvavische Schollen bezeichnet werden. Damit vergesellschaftet treten am Kalkalpensüdrand und im Ödenhof-Fenster Schürflinge von triadisch-jurassischen Tiefwassersedimenten auf, die dem Meliaticum der Westkarpaten vergleichbar sind. Diese Zwischenschaltung von juvavischen Schollen und Meliata-Schürflingen dokumentiert die deckentektonische Bedeutung der Bewegungsbahn zwischen den Mitteltriaskarbonaten des Schneebergmassives und den Permoskythserien der Werningzone, die von CORNELIUS (1937, 1951) stets abgelehnt und als lokale Schuppung innerhalb eines zusammengehörenden Sedimentstapels aufgefaßt worden war.

Zur zeitlichen Einordnung der Deckenbewegungen ist festzustellen, daß am Nordrand der Schneeberg-Decke und im Hengst- und Ödenhof-Fenster Allgäuschichten die jüngsten überfahrenen Gesteine darstellen; lokal finden sich auch Spuren kieseliger Gesteine, die der tiefmalmischen Radiolaritgruppe angehören könnten. In Analogie zum Kalkalpen-Mittelabschnitt liegt daher die Annahme einer Platznahme im Zuge jurassischer Gleittektonik nahe – vgl. TOLLMANN (1987). Die oberkretazischen bis alttertiären Gosau-Schichten wurden im Zuge einer jüngeren Einengung deformiert und teils nordvergent (Fischauer Berge), teils südvergent (Gahnleitenschuppe) von Triaskarbonaten randlich überschoben.

Ein wichtiges Strukturelement in den Kalkalpen bildet die junge Bruchtektonik mit örtlich beträchtlicher strike-slip-Komponente – vgl. z.B. DECKER et al. (1994). Ein möglicher Kandidat für eine derartige Blattverschiebung ist jenes Störungsbündel, das vom Naßwalder Halfenfenster im Westen bis in die Gegend von Höflein im Osten die Schneeberg-Decke zur Gänze durchschneidet (Krummbach-Störungssystem). Eine vertikale Versatzkomponente kann direkt aus dem Kartenbild abgelesen werden: die Südscholle wird von Wettersteinkalk dominiert, während die etwas angehobene Nordscholle großflächig die älteren Serienanteile, insbesondere die Werfener Schichten und die Gesteine der unterlagernden Göl-

lerdecke in den beiden Fenstern aufschließt. Die Vermutung einer zusätzlichen horizontalen Versatzkomponente stützt sich auf die Situation im Stadelwand- und Krummbachgraben. In einem schmalen Aufbruch treten dort Werfener- und Gutensteiner-Schichten zwischen Wettersteinkalk an die Oberfläche. Sie wurden bislang als enggepreßte Antiklinale („Krummbach-Antiklinale“) gedeutet. Die Geometrie dieses Aufbruches als nach unten zu verjüngter Keil und das Herausschieben eines Lappens von Wettersteinkalk gegen Süden über die Gosaugesteine am Brettschacher zeigt das charakteristische Bild einer „flower structure“, die auf eine transpressive strike-slip-Zone hindeuten könnte. Gezielte Gefügeuntersuchungen fehlen in diesem teilweise schwer zugänglichen Gebiet derzeit noch.

Hengst- und Ödenhof-Fenster zeigen einen asymmetrischen Kuppelbau mit mehr oder weniger bruchtektonisch überprägter Südbegrenzung durch besagtes Störungssystem und ein gegen Nordwest bis Nord gerichtetes Abtauchen der Gesteine der Gölleder-Decke. Unbeantwortet bleibt weiterhin die Frage, ob und wie weit der mächtige Dachsteinkalk der Gölleder-Decke auch südlich der Fensteraufbrüche noch die Schneeberg-Decke unterteuft. Unter dem Südrand der Schneeberg-Decke treten ja nur noch die Permoskythserien, aber kein Dachsteinkalk mehr hervor. Möglicherweise markiert das Krummbach-Störungssystem auch die Südbegrenzung der Gölleder-Decke im Untergrund.

## 2.1. Die Gölleder-Decke (Trias in Dachsteinkalkfazies)

Der tirolische Anteil (= Gölleder-Decke) des Fensterinhaltes wurde im Zuge der vorliegenden Arbeit nicht näher untersucht. Nur der dickbankige graue Kalk der östlich des Strengberger Sanatoriums aufragenden Felswand, welcher in den Kartendarstellungen bei HERTWECK (1958) und PLÖCHINGER (1964) noch als lagunärer Dachsteinkalk aufscheint, mußte nach seiner Conodontenfauna als pelagisches Sediment den juvavischen Schollen zugeordnet werden – siehe unten.



Der Vollständigkeit halber wird eine kurze Charakterisierung der Gesteine des tiefsten tektonischen Stockwerkes im Ödenhofen gegeben, wie sie in den Arbeiten HERTWECK und PLÖCHINGERS dargestellt wurde, ergänzt um einige, dort nicht angeführte, biostratigraphische Angaben bei BITTNER (1882).

### 2.1.1. Dachsteinkalk (lagunäre Fazies)

Der gebankte Dachsteinkalk des Anzberges (= Einsberg in der alten Literatur) und auch des westlich benachbarten Hohen Hengst war bereits STUR und BITTNER bekannt. STUR (1871: 392) erwähnt Megalodontenquerschnitte und lokal auch Korallenstöcke aus dem Sierningtal zwischen Anzberg und Strengberg. BITTNER (1882: 188) berichtet über den Fund von *Zugmayeria rhaetica* (ZUGM.).

Die Überlagerung durch fossilführende Kössener Schichten und die charakteristische Lithologie mit ihrer Loferer Zyklid von dünnen bunten Zwischenlagen mit Kalkbreccien, gefolgt von dolomitischen Algenlaminiten und dicken Kalkbänken mit Megalodonten, ermöglicht eine zweifelsfreie Ansprache als Dachsteinkalk – vgl. auch Aufschlußfotos bei SAUER et al. (1992: Fig. 189–191).

Das Liegende des Dachsteinkalkes des Anzberges dürfte nirgends aufgeschlossen sein. GEYER (1882: 729) sieht zwar in der Südflanke dieses Berges die Fortsetzung des Wettersteinkalkes des Schacherberges, der durch eine westost-streichende Mulde mit fraglichen Raibler Schichten vom nördlich angrenzenden Dachsteinkalk getrennt wäre. Spätere Kartendarstellungen seit KOSSMAT (1916) folgen dieser Vorstellung nicht mehr, im Gegenteil, diese beiden Bergflanken werden verschiedenen tektonischen Einheiten zugeordnet. Auch die Neuaufnahme spricht aufgrund der neu entdeckten, tektonisch zwischengeschalteten juvavischen Schollen für das Durchstreichen von sogar zwei Deckengrenzen zwischen den beiden Bergstöcken.

CORNELIUS (1951) verzeichnet an der Anzberg SW-Seite ein kleines Vorkommen von Hauptdolomit, welches von HERTWECK (1958) aber nicht bestätigt werden konnte. Letzterer erwähnt hingegen ein neugefundenes Vorkommen von Hauptdolomit am Anzberg-Nordfuß, welches in die nächstjüngere Kartendarstellung bei PLÖCHINGER (1964) aber nicht übernommen wurde. Möglicherweise handelt es sich bei all diesen Dolomitvorkommen um oberflächenparallel lagernde und damit gelegentlich größerflächig aufgeschlossene Dolomitlaminite aus der Loferer Zyklid des Dachsteinkalkes.

### 2.1.2. Dunkler Rhätalk

Im Hangenden des gebankten Dachsteinkalkes folgen dunkle, dünnbankige, welligschichtige, zum Teil mergelige Kalke mit einer Brachiopoden- und Bivalvenfauna, wie sie aus Kössener Schichten bekannt ist. Im Grenzbereich tritt nach HERTWECK (1958: 37) eine 4 cm mächtige, grünlichbraune, sandige Lage auf (Strengberg).

BITTNER (1882: 188) führt von Aufschlüssen entlang der Strengberger Straße *Oxycolpella oxycolpos* (SUSS) an. Aus vergleichbarem Gestein des benachbart gelegenen Hohen Hengst beschreibt er aus Blöcken südöstlich Schneebergdörfel *Zeilleria norica* (SUSS), „*Rhynchonella*“ *subrimosa* (SCHAFH.), *Fissirhynchia fissicostata* (SUSS), *Rhaetavicula koessensis* (DITTM.) und *Modiolus minutus* (GOLDF.) – Gattungszuordnungen nach SIBLIK (1983).

### 2.1.3. Allgäuschichten

Die stratigraphisch jüngsten, noch in den Deckenbau mit einbezogenen Gesteine sind sowohl im Ödenhof- als

auch im Hengstfenster die Allgäuschichten. Im wesentlichen handelt es sich dabei um schlecht aufgeschlossene, dunkle Fleckenmergel und -kalke mit gelbbraunen Verwitterungsbelägen. Bestimmbare Faunen wurden aus diesem Gestein bislang nicht bekannt; Ammonitenquerschnitte und kleine Brachiopoden wurden gelegentlich erwähnt.

Das Vorkommen von Liasmergeln sowohl im Bereich Strengberg als auch auf der Anzberg-NW-Flanke war bereits BITTNER (1882: 216) bekannt, letzteres blieb auf der Karte von KOSSMAT (1916) noch unberücksichtigt. Erst CORNELIUS (1951: 47ff.; Kt.) beschreibt am Anzberg wieder Fleckenmergel, die im Kartenbild allerdings (infolge eines Druckfehlers?) mit der Farbe des Gutensteiner Kalkes aufscheinen.

Vom südwestlichsten Ausläufer des Anzberges beschreibt HERTWECK (1958: 38) schließlich noch ein Vorkommen von Hierlatzkalk über Kössener Schichten als fazielle Vertretung der Fleckenmergel.

## 2.2. Der Meliata-Schürfling (Trias, Jura in Tiefwasserfazies)

Als fazielle Besonderheit konnten während der letzten Jahre in den Nördlichen Kalkalpen Gesteine einer triadisch-jurassischen Tiefwasserfazies identifiziert werden, die den Gesteinsabfolgen des Meliatikums der Westkarpaten entsprechen. Eines dieser Vorkommen steckt als exotischer Schürfling neben bzw. unter den juvavischen Schollen, tektonisch eingeschichtet zwischen der Gölter-Decke im Liegenden und der Schneeberg-Decke im Hangenden – siehe Abb. 2 und 3. In vergleichbarer tektonischer Position liegt das zweite dieser Vorkommen etwa 5 km weiter südlich am Florianikogel, nahe dem Kalkalpen-Südrand.

Ungefähr in der Position dieses Schürflings östlich Ödenhof verzeichnete KOSSMAT (1916) einen Serpentinikörper in Werfener Schichten, der auch in den späteren Kartendarstellungen bei HERTWECK und PLÖCHINGER aufscheint, wobei PLÖCHINGER bereits 1958 (243) die geringe Größe von nur wenigen Dezimetern Mächtigkeit erwähnt. Bei neueren Bearbeitungen war dieses Vorkommen nicht mehr auffindbar, KOZUR & MOSTLER (1992: 93) gelang nur der Nachweis von kleinen Serpentinfragmenten in Dünnschliffen von Chloritphylliten. In Begleitung dieses Ultrabasites beschrieben AMPFERER (1918: 38f.) und PLÖCHINGER (1967: 93) Späne und Schollen von Karbonaten und Kieselgesteinen in den Werfener Schiefer der Schneeberg-Decke, nahe deren basaler Überschiebungsfäche. Sie wurden, wie die ähnlichen Gesteine am Florianikogel, als beim Deckentransport mitgeschürfte Schollen des paläozoischen Untergrundes gedeutet.

Die mikropaläontologische Untersuchung dieser Gesteine ließ nun eindeutig deren mesozoisches Alter erkennen und zeigte damit außerdem ihre Zugehörigkeit zu einem in den Ostalpen bislang unbekanntem Bauelement, dem „Meliatikum“. Dieses repräsentiert paläogeographisch jenen Raum, der während der Trias und des Jura an den kalkalpinen Schelf (Karbonatsedimente der späteren bayerischen, tirolischen und juvavischen Decken) gegen den offenen Ozean hin anschoß, und der bisher nur aus den Inneren Westkarpaten bekannt war.

Folgende Gesteine sind nach KOZUR & MOSTLER (1992) und MANDL & ONDREJIČKOVÁ (1991, 1993) am Aufbau dieser exotischen Schollen beteiligt:

Vermutlich die Basis der Abfolge bilden dunkelgrünliche Kieselchiefer und Chloritphyllite, die cm- bis selten dm-

große Kalkolistholithe enthalten. Die Komponenten sind einerseits mit Hilfe von Foraminiferen einer anisischen Flachwasserfazies (Typ Steinalmkalk) zuzuordnen, andererseits anhand der Conodontenfaunen als pelagische Beckensedimente des oberen Unteranis bis Mittelanis erkennbar. Auch die schiefrige Matrix zwischen den Komponenten soll nach KOZUR & MOSTLER pelsonischen Alters sein, weshalb von ihnen dieser basale Profilabschnitt als tektonisch eigenständiger Körper betrachtet wird, der von der hangend folgenden, jurassischen, ebenfalls Olistholithe führenden Serie abzutrennen sei. Sie vergleichen diese Gesteinsvergesellschaftung aufgrund der Lithologie und des frühen Einsetzens der pelagischen Fazies mit dem Süd-Rudabányaikum in den Karpaten. Ob die pelsonische Fauna tatsächlich das Alter der Matrix des basalen Profilabschnittes datiert oder nicht vielleicht doch auf Umlagerung zurückzuführen ist, – die Olistholithe sind ja zum Teil ebenfalls pelsonisch – erscheint noch überprüfenswert.

Der hangend folgende Abschnitt wird von bräunlich anwitternden dunklen Tonsteinen gebildet, die karbonatische und siliziklastische Lagen in Form gradierter Detritusschüttungen aufweisen. Dieser Abschnitt lieferte bisher keine Faunen.

Der nächste Abschnitt weist die größte Mächtigkeit der Gesamtabfolge auf, zeigt aber andererseits die schlechtesten Aufschlußverhältnisse. Es handelt sich dabei um eine dunkelgrüne Kieseltonschiefer-Fazies mit dunklen Karbonatolistholithen. Die reiche Radiolarienfauna erlaubt eine Einstufung der Matrix in den Dogger.

Hangend folgt in Lesesteinen und dürrftigen Aufschlüssen eine Vergesellschaftung von roten „Radiolariten“ und verkieselten Filamentkalken mit unterladinischen Conodonten und Radiolarien, ferner dunkle Kieseltonschiefer mit unterkarnischer Fauna und graue, flasrige Kalke mit karnischen und norischen Conodonten. Diese Gesteine können nur als Olistholithe verstanden werden. Ein isoliertes Vorkommen von schwarzen, sandigen Schiefen dürfte wie am Florianikogel den jüngsten, wohl noch jurassischen Anteil der Abfolge darstellen.

Zusammenfassend läßt sich für das Herkunftsgebiet dieser Abfolge eine Entwicklung von einem frühanisischen Flachwasserstadium mit derzeit noch etwas fraglich erscheinendem, lateralem Übergang in kieselige Tiefwassersedimente, über pelagische Kalke des Mittelanis zu roten Radiolariten und Kieselkalken des Unterladin rekonstruieren. Das Unterkarn dürfte von dunklen Kieseltonschiefen, das Oberkarn und Nor erneut von pelagischen Karbonaten repräsentiert werden. Der mittlere Jura ist durch überwiegend dunkle, tonig bis radiolaritische, gegen Hangend hin zunehmend sandig siliziklastische Sedimente gekennzeichnet, wobei ein kräftig akzentuiertes Meeresbodenrelief die Umlagerung der triadischen Gesteine in Form von Olistholithen ermöglichte. Die weitere, recht komplexe und in manchen Details noch nicht geklärte tektonische Entwicklung führte schließlich zur Einbeziehung als tektonischer Schürfling in den kalkalpinen Deckenstapel.

Dieser Befund zeigt deutliche Entwicklungsparallelen der Abfolge zum Meliatikum der Westkarpaten, zum Teil auch, bei Zutreffen der Interpretation von KOZUR & MOSTLER, zum Süd-Rudabányaikum.

Die Beziehung zu den umgebenden kalkalpinen Gesteinen ist wegen der schon erwähnten schlechten Aufschlußverhältnisse nicht direkt sichtbar. Wahrscheinlich liegt der Schürfling tektonisch eingeschleppt in Werfener Schiefen, welche, wie weiter oben ausgeführt, der

Schichtfolge der juvavischen Schollen oder aber auch der Schneeberg-Decke angehören können.

### 2.3. Juvavische Schollen (Trias in pelagischer Beckenrand-Fazies)

Ein Hallstätter Fazieseinfluß in den bunten Kalken des Hochberges östlich Strengberg bzw. an der Lokalität „Hornungstal“ war anhand von Ammoniten und Bivalven bereits früh erkannt worden – vgl. HAUER (1853: 726), STUR (1871: 258). Die u.a. angeführten „*Ammonites Jarbas* MÜNST.“ und „*Halobia Lommeli* WISSM.“ waren damals bereits auch aus den Wengener bzw. Cassianer Schichten der Südalpen, also aus dem Oberladin und Unterkarn in heutiger Sicht bekannt. Auch wird bei GEYER (1882: 731) die klar sichtbare Überlagerung der Hallstätter Kalke durch karnische Reingrabener Schiefer mit *Halobia rugosa* GÜMB. beschrieben.

Andererseits berichtet GEYER (1889: 731) über graue Kalke mit *Halobia lineata* MÜNST., die nach heutiger Kenntnis im Mittelnor auftritt (GRUBER, 1976: 191), und HERTWECK (1958: 40) fand nahe Kote 856 (= K 858 auf seiner Karte) *Halobia* cf. *pectinoides* KITTL, die gleichfalls norisches Alter anzeigen soll.

Trotz dieser widersprüchlichen Daten hielt sich bis zuletzt die Vorstellung von einem ausschließlich obertriadischen Alter und einer Äquivalenz zum Hallstätter Kalk („Wandkalk“) der Hohen Wand – PLÖCHINGER (1964, 1967).

Die Schichtfolge dieser seit KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962: Beil. 1) der Mürzalpendecke zugerechneten Hallstätter Entwicklung sollte demnach folgende Gesteine umfassen:

- basal Reste von Werfener Schiefen und Rauhwacken,
- mitteltriadischen Gutensteiner Kalk, der auf der Hochwiese durch auflagernde Halobien-schiefer „durchspießen“ soll (HERTWECK, 1958: 38), nach PLÖCHINGER (1967: 93) aber der Schneebergdecke zuzuordnen sei,
- karnische Halobien-schiefer und Mürztaler Kalke,
- bunte norische Hallstätter Kalke („Wandkalk“) verbunden mit ebenfalls bunten Dolomiten („Wanddolomit“ oder auch Hauptdolomit).

Nachdem erste Proben im Zuge einer Vergleichsexkursion mitteltriadische/unterkarnische Conodontenfaunen erbracht hatten (MANDL, 1986a: 404), wurde mit einer detaillierteren Beprobung der Einzelschollen und einer ergänzenden Kartierung besonders des Fenstersüdrandes begonnen.

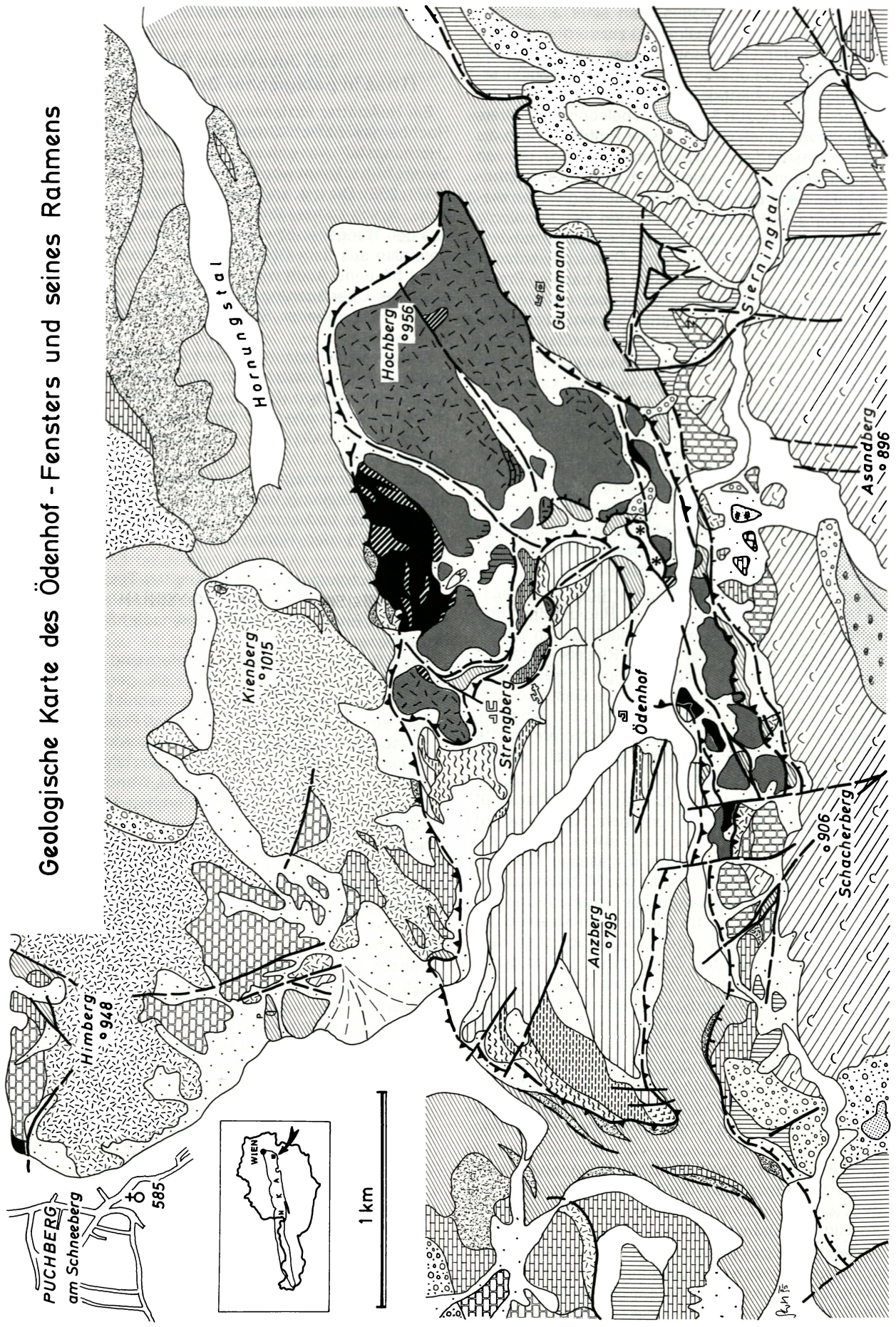
Danach läßt sich, mikropaläontologisch und karbonatfazial unterstützt, folgende Seriengliederung der juvavischen Schollen durchführen:

- ?unter- bis mittelanisischer Gutensteiner/Steinalmkalk (bisher im „Hallstätter Kalk“ einbezogen);
- pelsonische bis unterkarnische, bunte, pelagische Kalke, welche aufgrund ihres Gehaltes an feinem (Karbonatplattform-)Detritus nicht als Hallstätter Kalk im engeren Sinne bezeichnet werden können; dieses Gestein ist in unterschiedlichem Ausmaß dolomitisiert;
- julische Reingrabener Schiefer mit eingeschalteten schwarzen (Hornstein-)Kalklagen (bisher teilweise als Gutensteiner Kalk angesehen);
- norischer, dickbankiger pelagischer Graukalk (bisher dem Dachsteinkalk der Göllederdecke zugerechnet).

Der ursprüngliche Serienverband ist durch die Tektonik oftmals zerstört, sodaß die Lagerungsverhältnisse alleine keine sicheren Anhaltspunkte für die stratigraphische Einordnung liefern – siehe Abb. 2.



# Geologische Karte des Ödenhof - Fensters und seines Rahmens





# Stratigraphisch - fazielle Gliederung u. schematische Lagerungsverhältnisse der Gesteine um Ödenhof

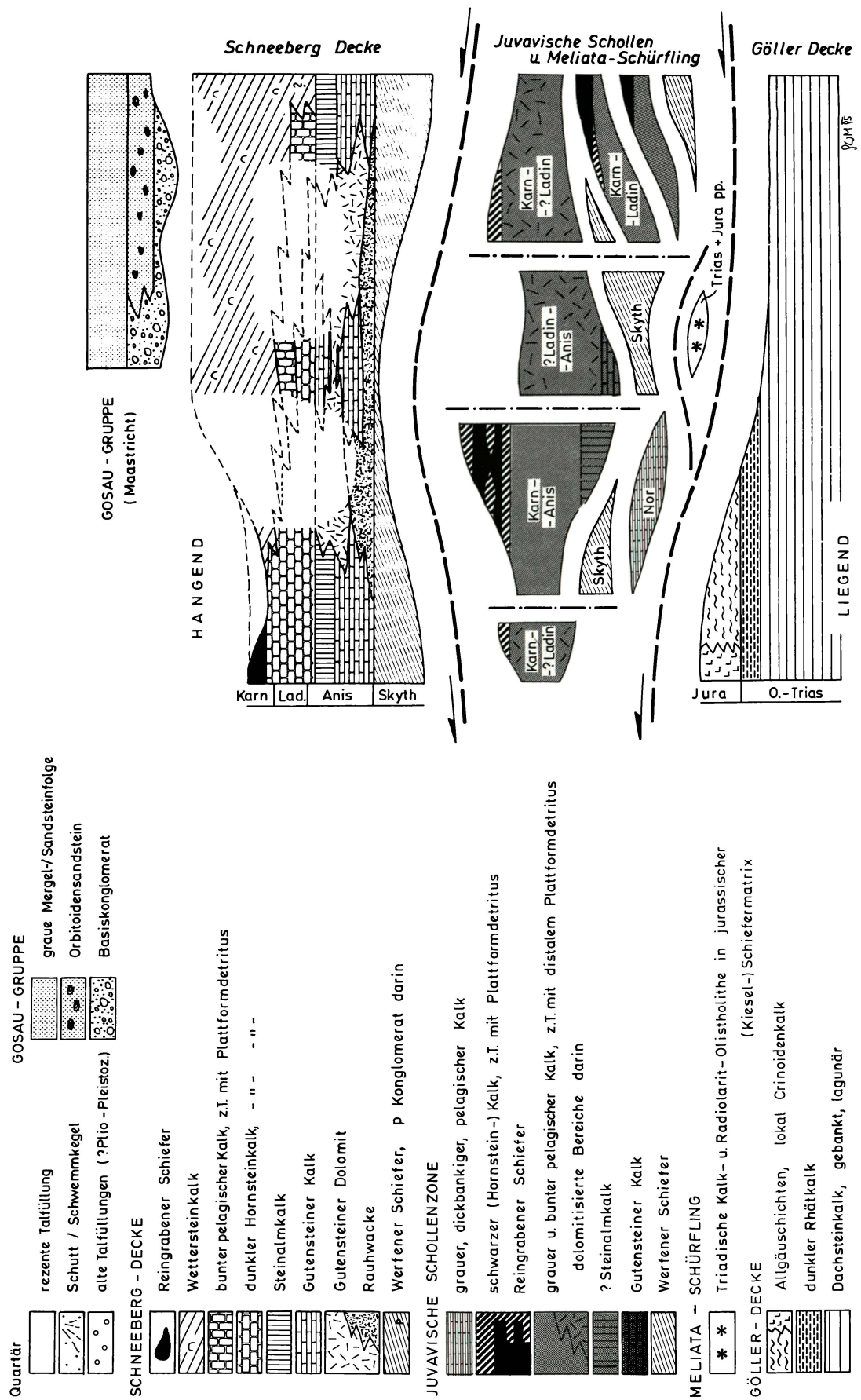


Abb. 2. Geologie der Umgebung von Ödenhof.

Zur möglichen Beteiligung von Werfener Schichten an der Schichtfolge der juvavischen Schollen siehe Anmerkungen unter Punkt 2.4.

### 2.3.1. Gutensteiner Kalk, Steinalmkalk

Am Südwestfuß des Hochberges stehen etwa in Höhe 710 m dunkelgraue bis schwarze, 5–20 cm dick gebankte, wellig-schichtige Kalke über einige Meter hinweg an. Gegen das Hangende hin macht sich zunehmende Dolomitierung bemerkbar, das Gestein nimmt hellgraue Färbung an und zeigt gelegentlich schemenhafte, fleckig verteilte, rötliche Einschaltungen und Hohlraumzemente. Ein Übergang in die überlagernden pelagischen Buntkalke/-Dolomite deutet sich damit an.

Eine Conodontenprobe (86/50) aus schwarzem, mikritischem Kalk nahe der Basis lieferte zartwüchsige, leider nicht näher bestimmbare Astformfragmente. Eine zweite Probe (86/51) aus dem Hangendabschnitt war hingegen conodontensteril und zeigt Detritusschüttungen mit Dasycladaceenresten, also einen Hinweis auf ursprünglich benachbarte Flachwasserfazies vom Typ Steinalmkalk – vgl. Taf. 1/ Fig. 4–6.

Als Steinalmkalk wurden in der Kartendarstellung basale Anteile jener Mitteltrias-Schollen gekennzeichnet, welche im SW und SE die Karnschiefer der „Hochwiesen“ unterlagern. Die Abgrenzung zu den überlagernden pelagischen Kalken kann nur schematisch erfolgen, da keine makroskopischen Unterscheidungskriterien gefunden werden konnten. Nur der Dünnschliffbefund liefert Hinweise auf unterschiedliche Ablagerungsmilieus innerhalb dieses grauen, mikritischen, ungeschichteten Kalkes. Charakteristisch ist das Massenaufreten der Foraminifere *Pilamina densa* PANTIC, die nach TOLLMANN (1976: 84) für das Anis leitend ist. Daneben können noch Kleinstgastropoden als Komponenten auftreten. Andere biogene Reste liegen nur als feinkörniger Detritus spätig rekristallisierter Hartteile vor – vgl. Taf. 1/ Fig. 1–3. Conodontenproben waren nur in jenen Fällen erfolgreich, die eine Breccienbildung mit Hohlraumzementen und vereinzelter Einfüllung von hell bräunlichem oder rötlichem Karbonatsediment (komponentenfreier Mikrosparit) aufweisen. Offenbar handelt es sich dabei um Sediment der überlagernden pelagischen Fazies in Spalten der rasch abgesenkten und zerbrochenen Steinalm-Plattform. Eine dieser Proben (86/49-1) erbrachte *Gondolella* cf. *constricta* (Anis-Unterladin), eine andere (85/98) eine mittelanische Fauna mit *Gondolella bulgarica* und *Nicoraella kockeli*.

Ebenfalls als Steinalmkalk wurde das Schrofengelände im Süden zwischen den beiden oben genannten Schollen ausgeschieden. Schliffe (Probenpunkt 86/48) zeigen eine lagunäre Rindenkornfazies, wobei die mikritumhüllten Komponenten oft Klaster von Cyanophyceenkolonien, spätig rekristallisierte Schalenfragmente, seltener auch Crinoiden darstellen. Foraminiferen aus dem Formenkreis *Pilamina/Pilaminella* sind nicht selten, Dasycladaceen fehlen. Nicht ganz auszuschließen ist die Zugehörigkeit dieses Vorkommens zum lagunären Dachsteinkalk der Göllederdecke, da bislang keine feinstratigraphisch aussagekräftigen Fossilreste bestimmbar waren.

### 2.3.2. Bunte, pelagische Kalke und Dolomite

Die Hauptmasse der juvavischen Schollen im Ödenhof-Fenster wird von diesen Karbonaten gebildet. Es sind dies jene Gesteine, die bisher mit dem obertriadischen Hallstätter Kalk bzw. „Wandkalk und -dolomit“ der Hohen Wand gleichgesetzt worden waren – PLÖCHINGER (1964, 1967, 1981: Abb. 2).

Für die Zuordnung zu den Gesteinen des Hallstätter Faziesraumes war schon bisher weniger der makroskopische Habitus ausschlaggebend, der nur wenig an die typischen Hallstätter Kalke des Salzkammergutes erinnert, als vielmehr die Faunenelemente mit Ammoniten und Halobiiden – HAUER (1853), STUR (1871), BITTNER (1882). Die Farbe zeigt in sehr unregelmäßiger wolkig-fleckiger Verteilung vom Aufschluß- bis in den Handstückbereich alle Übergänge zwischen dunkel-/hellgrau, beige, bräunlich, blaßgelb bis selten grell ockergelb und verschiedenen Rot-Tönen. Der für Hallstätter Kalk charakteristische muschelige Bruch mit sehr feinkörniger, glatter Bruchfläche ist kaum zu beobachten, vielmehr sind rauhe, gröberkörnige Flächen vorherrschend. Verantwortlich dafür sind einerseits kalkarenitische bis -siltitische Einschüttungen, andererseits Kornvergröberung durch Rekristallisation und besonders durch lokal starke Dolomitierung, die bis hin zu zuckerkörnigem Dolomit führen kann. Häufig sind im Gestein mehrphasige, abwechselnd hell/dunkelgrau gefärbte Zementbildungen auffällig, die Klüfte und Spalten, unregelmäßig geformte Hohlräume unbekannter Genese und Hohlräume zwischen synsedimentären Breccien verfüllen. Schliffe von wenig rekristallisierten Proben zeigen normal zur Hohlraumwand, oft in mehreren Lagen aufgewachsene, radial-axiale Faserzemente. Sediment-einfüllung in Resthohlräume ist selten zu sehen – vgl. z.B. Taf. 2/ Fig. 4. Tiefgreifende Spaltenbildung oder Resedimentation von älterem Material läßt sich aus gelegentlich beobachteten Mischfaunen ableiten. Eine im Gelände sichtbare, mindestens handbreite Spaltenfüllung (sparitisch zementierter Ammonitenschill, Probe 86/38) war leider nicht datierbar, da sie einerseits zu wenig Mikritsediment für eine aussagekräftige Conodontenfauna enthielt, andererseits die spätig rekristallisierten, kleinen Ammonitenschalen ungewinnbar innig mit dem Calcitzement verwachsen waren.

Eine sedimentäre Schichtung ist nur selten angedeutet, sodaß die Lagerungsverhältnisse im Aufschlußbereich meist unklar bleiben. Eine detaillierte, bankweise Probenahme ist daher nicht möglich. Das breit gestreute Probenetz gestattet aber Aussagen zum generellen stratigraphischen Umfang dieser Serie:

Die ältesten Anteile finden sich, wie schon oben erwähnt in Verknüpfung mit dem Steinalmkalk und enthalten eine Conodontenfauna des Mittelanis (*Gondolella bulgarica*, *Nicoraella kockeli*). Das Unterladin wird von Proben mit einer Faunenassoziation aus *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella constricta* und *Gondolella trammeri* (ohne *Gond. inclinata*) repräsentiert. Oberladinisch sind Proben mit *Glad. tethydis*, *Gondolella inclinata* (teilweise gemeinsam mit *Gond. trammeri*) und „*Epi-gondolella*“ *mungoensis*. Die unterkarnischen Anteile mit *Gondolella polygnathiformis* treten im Nahebereich zu den Reingrabener Schieferen auf.

Sofern nicht allzu starke Rekristallisation und Dolomitierung das primäre Sedimentgefüge verschleiern, lassen sich diese mittelanischen bis unterkarnischen Gesteine folgendermaßen mikrofaziell charakterisieren:

Das autochthone pelagische Sediment ist ein Mikrit mit wechselndem Gehalt an Filamenten, welche auf frischen Bruchflächen gelegentlich als winzige Muschelschälchen erkennbar sind. Diese Grundmasse zeigt manchmal, infolge farblicher Pigmentierung hervortretend, Wühlgefüge. Die Mikritmatrix kann unterschiedlich stark ausgewaschen sein, bis hin zur Bildung reiner Filamentsparite. Häufiger als in den mikritischen Partien sind sediment-erfüllte Sphären (wohl Radiolarien) in dünnen, feinkörnig pelsparitischen Lagen erkennbar.



Auffälligste Eigenheit dieser Gesteine und zugleich wesentlichster Unterschied zu Hallstätter Kalken im engsten Sinne ist das relativ häufige Auftreten von allochthonen Detritusschüttungen, die auch Gradierung zeigen können – vgl. Taf. 2, Fig. 3–8.

Soweit bisher abschätzbar, dürften diese Schüttungen vorzugsweise im Oberladin und Karn verbreitet sein. Die geringen Korngrößen erlauben im allgemeinen keine Identifikation der Organismenreste. Am ehesten lassen sich im Durchlicht schwarze, runde oder zylindrische Fragmente mit Andeutungen eines winzigen zentralen Hohlraumes auf Fragmente von *Tubiphytes* oder auch auf die vermutlich genetisch verwandten, von OTT als „Röhrchen im Riffschutt“ aus dem Wettersteinkalk beschriebenen Mikroproblematika zurückführen – vgl. KRAUS & OTT (1968). Eine Probe (84/123) zeigt die charakteristischen Querschnitte von *Clypeina besici* PANTIĆ und gibt damit ebenfalls einen Hinweis auf die Flachwasserherkunft der Schüttungen. Weitere Faunenelemente bilden (Schweb-)Crinoidenreste, Echinidenstachel, triaxome Schwammnadeln (selten) und Foraminiferen. Bei letzteren ist relativ häufig *Turritellella mesotriassica* KOEHN-ZANINETTI anzutreffen, vereinzelt treten *Agathamminoides spiroloculiformis* (ORAVECZ-SCHEFFER), *Agathammina* sp. und nicht näher bestimmbare Querschnitte von Nodosariiden auf.

Die sekundäre Dolomitisierung erreicht stellenweise beträchtliches Ausmaß (Hochbergscholle) und führt dann zur völligen Zerstörung der ursprünglichen Sedimentstrukturen. Zurück bleibt ein mehr oder minder grobkörniges Dolomitmosaik, das bei tektonischer Beanspruchung zur Bildung von Dolomitekataklasiten neigt – z.B. Scholle nördlich Strengberg.

Mit Hauptdolomit, womit dieses Gestein in der älteren Literatur oft gleichgesetzt wurde, hat dieser Dolomit nichts zu tun, da es sich um ein völlig anderes Ablagerungsmilieu handelt – pelagische Becken(rand)fazies anstatt seichter (intertidaler) Lagune. Über Ursachen der intensiven Dolomitisierung und die Herkunft der Mg-reichen Lösungen kann von den bisherigen Beobachtungen her nichts ausgesagt werden. In den Dünnschliffen ist gelegentlich erkennbar, daß die Dolomitsprossung bevorzugt von Klüften ihren Ausgang nimmt.

### 2.3.3. Reingrabener Schiefer, schwarzer (Hornstein-)Kalk

Die schwarzen, unterkarnischen Tonschiefer der Reingrabener Schichten bedingen das flachwellige Relief der Hochwiesen. GEYER (1889: 731) beschreibt die Auflagerung der Schiefer über den Buntkalken und Dolomiten. Der bei KOSSMAT (1916) im Liegenden dieser Kalke verzeichnete, zweite Schieferzug ist nach KRISTAN (1956: 45) ein aus den Liasfleckenmergeln tektonisch entstandener Glanzschiefer und gehört damit noch zur unterlagernden Göllederdecke.

Die stratigraphische Einstufung der Schiefer erfolgte bereits früh durch Funde von *Halobia rugosa* durch STUR (1871: 258). Eine Probe (86/15) auf Pollen/Sporen erbrachte folgende Florenelemente: *Caytonipollenites pallidus*, *Ovalipollis* sp., *Paraconocavosporites lunzensis*, cf. *Taeniaesporites* und nicht näher bestimmbare Reste bisaccater Pollen und trileter Sporen (det. I. DRAXLER, GBA). Vereinzelt findet man auch dünne Kalkbänke den Schiefen zwischengeschaltet. Diese schwarzen Mikrite erwiesen sich in Lösproben als völlig conodontensteril, lassen aber manchmal feinkörnige Detritusschüttungen ähnlich wie in den unterlagernden Buntkalken erkennen.

Die höchste Kuppe der Hochwiesen wird von einem schwarzen Kalk mit Hornsteinkonkretionen und größerem Biogendetritus gebildet. Schliffe zeigen biomikritische floatstones mit gelegentlichen Wühlgefügen (pelsparitisch verfüllte Wühlgänge von etwa 3 mm Durchmesser). Die größeren Biogene werden von Gastropoden, Crinoidenfragmenten, Echinidenstacheln und Bruchstücken nicht näher identifizierbarer Gerüstbildner (? Kalkschwämme) gestellt. Ferner sind randliche Schnitte von ? *Clypeina* und Bryozoen sichtbar. Bei den Foraminiferen dominiert *Turritellella mesotriassica*, akzessorisch treten *Trochammina* sp., *Diploremmina* sp. und *Ophthalmidium* sp. auf. Aus einer detritusärmeren, mikritischen Lage konnte eine julische Conodontenfauna gewonnen werden mit *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella polygnathiformis*, *Gondolella auriformis* und *Gondolella* sp. 1.

Die Zuordnung dieser Kalke zu der Karnserie der juvavischen Schollen ist damit eindeutig gegeben. Nur die von Rauhwacken begleiteten schwarzen Dolomite der am Nordwestrand der Hochwiesen gelegenen Kuppe werden weiterhin den Gutensteiner Schichten, und zwar jenen der tektonisch auflagernden Schneebergdecke zugeordnet.

Abgesehen von der Lokalität Hochwiesen sind Gesteine der Karnserie noch in der Verebnungsfläche südlich des Hochberggipfels, in Begleitung der Felsklippen, welche südwestlich Gutenmann in das Sierningtal hinabstreichen, sowie in deren westlichen Fortsetzung auf der Schacherberg-Nordseite anzutreffen.

Auch im Vorkommen südwestlich Gutenmann werden die Reingrabener Schiefer von schwarzen Biogen(schutt-)kalken begleitet. Sie enthalten vereinzelt sperrige Gerüste aus verzweigten Tubiphyten, die nicht umgelagert sein, sondern eine lokale Besiedelung des Meeresbodens darstellen dürften – siehe Taf. 3, Fig. 6. Dazwischen liegt teilweise korngroßensortierter, pelsparitischer Detritus. Resthohlräume sind von dünnen Calcittapeten ausgekleidet und mit ockergelb verwitterndem, tonigem Sediment verfüllt. Letzteres ist vollständig von dichtgepackten, bräunlich trüben, oft zonar gebauten Dolomithomboedern (Korngrößen um 0,1 mm) durchsetzt, die randlich auch in die Calcittapeten hineinwachsen können.

Einzelne, den Schieferlagen zwischengeschaltete Kalkbänke (filamentreiche Biomikrite mit Crinoiden und nicht identifizierbarem Feindetritus) zeigen Anzeichen einer duktilen Deformation.

### 2.3.4. Dickbankiger, pelagischer Graukalk

Hatte die Beprobung von PLÖCHINGERS „Hallstätter Kalke“ (1964, geol. Kt.) bisher ausschließlich mitteltriadische bis unterkarnische Alter ergeben, so berichteten KOZUR & MOSTLER (1992: 101) überraschenderweise über mittel- bis obernorische Conodontenfunde östlich Strengberg. Eine erneute Geländebegehung zeigte, daß diese dickbankigen grauen Kalke wie auch bei HERTWECK (1958) und PLÖCHINGER (1964) von uns als Dachsteinkalk der Göllederdecke angesehen und daher nicht auf Conodonten beprobt worden waren. Der Nachweis von höherer Obertrias in den Schollen des Ödenhoffensters ist insofern von Interesse, als hier doch auch Gesteine überliefert sind, die gleiches Alter wie die Kalke der Hohen Wand aufweisen und somit fazielle Vergleiche erlauben sollten.

Zusätzliches Probenmaterial (92/01, 93/66) konnte mit *Epigondolella* cf. *primitia* und deren Vorläuferformen auch unternorische Anteile dieser pelagischen Fazies nachweisen.

Das mikrofaziale Bild ist hinsichtlich fazieller Anknüpfungspunkte an die Gesteine der Hohen Wand enttäuschend. Die dickbankigen bis gelegentlich massigen, mittel- bis dunkelgrauen Kalke sind einförmige Mikrite, die an Komponenten lediglich seltene Crinoidenfragmente enthalten. Im bisherigen Probenmaterial fanden sich keine Hinweise auf Detritusschüttungen einer nahen Karbonatplattform oder gar Rifforganismen selbst. Das Gestein zeigt also weder mit dem Dachsteinriffkalk der Hohen Wand oder den gegen Süden hin darin eingeschalteten Buntkalen, noch mit den tektonisch darauf lagernden alldapischen Bankkalen der Pedataschichten (LEIN, 1975: A56, 1984: Abb. 1) Gemeinsamkeiten. Auch zur Obertrias (Pötschenkalk) der juvavischen Schollen auf der Südseite des Gahnsmassives (s. Abb. 1) lassen sich keine direkten Bezüge erkennen. Weitere Überlegungen dazu unter Pkt. 3.1.

#### 2.4. Die Schneeberg-Decke (triadische Karbonatplattform)

Eine erste Zusammenfassung neuerer Ergebnisse zum stratigraphischen und faziellen Aufbau der Schneeberg-Decke, die den Fensterrahmen und damit das tektonisch höchste Element im Raum von Ödenhof darstellt, wurde bei LOBITZER et al. (1990) vorgestellt. In den Folgejahren konnte das Bild noch weiter abgerundet werden. Eine Gesamtdarstellung, die auch eine Untersuchung zur Foraminiferenverteilung in diesem Beispiel eines Plattform-Bekken-Komplexes beinhalten soll, wird derzeit vorbereitet. Für den hier interessierenden Teilbereich rund um das Ödenhof-Fenster möge die folgende Darstellung zu einer generellen Übersicht genügen.

Die Schneeberg-Decke stellt einen, im Zuge der alpidischen Tektonik herausgeschnittenen Teil einer Karbonatplattform dar, wobei lokal auch Übergänge zu den Sedimenten der ursprünglich lateral angrenzenden Becken erhalten blieben.

Die karbonatischen Sedimente umfassen einen Zeitbereich vom Anis bis ins Unterkarn („Cordevol“) und zeigen laterale Fazieswechsel, auf die unten näher eingegangen wird.

Die unterlagernden, schiefrig siliziklastischen Sedimente des (Permo-)Skyth fungierten als Abscherhorizont und zeigen dementsprechend variable Mächtigkeit. Im Nordostabschnitt der Schneeberg-Decke verlaufen zusätzliche Scherbahnen offenbar auch zwischen den Werfener Schiefer und den überlagernden Karbonaten, da dort die Mitteltrias weitgehend auf Rauhwacken reduziert wurde und unterkarnischer, lagunärer Wettersteinkalk direkt darüber folgt (Talberg, Kienberg bei Höflein – vgl. SUMMESBERGER (1991), LOBITZER et al. (1990: Fig. 3). Wahrscheinlich wurden im Zuge der Überschiebung auch Gesteinsschollen aus der überfahrenen Liegendeinheit in die Werfener Schiefer eingeknetet, wie eine Scholle von Prebichlkonglomerat am Himberg-Südfuß vermuten läßt. Derartige Grobklastika treten in diesem Großraum sonst nur am Kalkalpensüdrand (Kalkalpine Sockelzone Abb. 1) als permische Transgressionsbildung über Gesteinen der Grauwackenzone auf. Das Perm der Schneeberg-Decke ist hingegen evaporitisch ausgebildet, wie der Pfennigbacher Gipsabbau (2 km nordöstlich Himberg) zeigt. Auch der Meliata-Schürfling dürfte tektonisch eingeschleppt in den Werfener Schichten stecken. Weitere Schollen, die zumindest randlich in Kontakt zu den Werfener Schichten treten, sind die Hallstätter Kalke und deren Begleitgesteine zwischen Losenheim im Westen und

dem Miesenbachtal im Osten. Hier kann meist nicht mit Sicherheit festgestellt werden, ob die Werfener Schichten der auflagernden Schneeberg-Decke oder den Hallstätter Schollen selbst angehören – vgl. unterschiedliche Zuordnung bei LEIN (1984: Abb. 1) und SUMMESBERGER (1991). Im Puchberger Raum zog CORNELIUS (1951: Karte) daher eine von ihm selbst als schematisch bezeichnete Deckengrenze quer durch die Werfener Schichten. Auch im Ödenhof-Fenster ist diese Problematik gegeben, da zwischen Oberkante Göllerdecke und Unterkante Schneeberg-Decke die Werfener Schiefer in verschiedenste Bewegungsfugen zwischen die juvavischen Schollen eingeschleppt liegen und ursprünglich sowohl diesen Schollen angehört haben können als auch abgespaltete und eingewickelte Schiefer der Schneeberg-Decke sein könnten. Entsprechend schematisch ist die Darstellung auf Abb. 2 zu verstehen.

Die karbonatische Triasabfolge beginnt in gewohnter Form mit dunklen Kalen und Dolomiten der Gutensteiner Schichten. Die Dolomitisierung ist nicht stratiform gebunden, sondern greift als jüngere, diagenetische Bildung quer über die Abfolge hinweg. Besonders verbreitet ist diese Dolomitisierung östlich Puchberg. Lokal an der Basis der Karbonatabfolge auftretende Rauhwacken sind wahrscheinlich nicht als Äquivalente der Reichenhaller Schichten zu verstehen. Sie dürften vielmehr tektonisierte Anisdolomite darstellen; gelegentlich darin eingeschlossen Trümmer von Werfener Schichten legen dies nahe.

Der Hangendabschnitt des Gutensteiner Kalkes kann lateral von hellen, massigen Kalen vertreten werden, die hier in den Abbildungen als Steinalmkalk bezeichnet wurden. Besonders weiter im Süden, am Gahnplateau, erreichen sie größere Verbreitung. Die Zuordnung zum Steinalmkalkniveau erfolgte hauptsächlich aufgrund der Position im Schichtstapel, da nahezu nie signifikante Sedimentstrukturen oder Biogene überliefert sind. Bisher gelang nur in einer Lokalität nahe Stixenstein der Nachweis anisischer Dasycladaceen – siehe LOBITZER & PIROS (1987: 304).

Über dieser eher flachmarinen Entwicklung folgen pelagische Kalke in zwei deutlich unterschiedlichen Ausbildungen:

Dort, wo Gutensteiner Schichten die Unterlage bilden, folgen schwarze, knollige Hornsteinkalke, aus deren Basis auf der Schneeberg-SE-Seite eine mittelanisische Conodontenfauna mit *Gondolella bulgarica* vorliegt. Auf der Schacherberg-Nordseite (Proben 86/03, 86/13) konnte mit *Gladigondolella* sp., *Gondolella excelsa* und *Gondolella constricta* zumindest Unterladin nachgewiesen werden. Sollte es sich bei dem Fragment von *Gladigondolella* um *Glad. malayensis budurovi* handeln, läge sogar Oberanis vor. Die Hornsteinkalke nehmen gegen das Hangende hin plattigen Charakter an und weisen zunehmend alldapische Schüttungen von der Wettersteinkalk-Plattform auf. Das Wettersteineriff progradierte in weiten Teilen des Schneebergmassives während des Oberladin über die Beckensedimente. Am Himberg ist hingegen ein Beckenbereich erhalten geblieben, der von dieser Progradation nicht mehr erreicht wurde und wo die alldapischen Hornsteinkalke bis in das Unterkarn reichen – Proben 86/165, 166: *Gladigondolella tethydis*, *Gladigondolella malayensis malayensis*, *Gondolella polygnathiformis*. Darüber folgen noch als jüngste überlieferte Sedimente schwarze Schiefer der Reingrabener Schichten.

Über dem Steinalmkalk – so etwa südwestlich Gutenmann, oder außerhalb der Kartendarstellung auf der Südseite von Asandberg und Hinterberg – treten hingegen be-

vorzugt blaßbunte, dickbankig bis massige Kalke auf, welche bisher nur unterladinische Faunen mit *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella pseudolonga*, *Gondolella trameri* und „*Epigondolella*“ *hungarica* lieferten. Die Grenze zum Steinalmkalk ist im Gelände schlecht definierbar, da die pelagische Entwicklung nur gelegentlich die auffällige Buntfärbung aufweist und auch mit der Lupe nur selten eindeutige Merkmale erkennbar sind.

Mikrofaziell ist dieses Gestein gekennzeichnet durch filamenten- und radiolarienführende Mikrite bis feinkörnige Pelsparite, die in wechselndem Maße auch feinkörnigen Karbonatplattformdetritus enthalten. Lagenweise Schüttungen sind dabei kaum zu erkennen, das Sediment dürfte vielmehr bioturbat durchmischt worden sein. Wolkige Sedimentgefüge und zementiertere Hohlräume deuten ebenfalls auf Wühlgefüge hin. Die Schliffbilder sind sehr ähnlich jenen der mitteltriadischen Buntkalkschollen im Inneren des Ödenhof-Fensters. Die Hangendgrenze zum Wettersteinkalk ist gekennzeichnet durch rasche Zunahme des groben Riffschuttens und ebensolche Abnahme des pelagischen Einflusses.

Auf der Schacherberg-Nordseite treten diese beiden pelagischen Gesteinsgruppen übereinander auf, die Abfolge lautet dort von Liegend nach Hangend Gutensteiner Kalk, schwarzer Hornsteinknollenkalk, Buntkalk und Wettersteinriff-(schutt-)kalk.

Die faziellen Beziehungen der Gesteine zueinander lassen sich folgendermaßen interpretieren: Das (Mittel-)Anis ist gekennzeichnet durch das Nebeneinander von Senken mit Bildung von Gutensteiner Kalk und den Untiefen der hellen (Algen-)Kalke des Steinalmkalkes. Mit Ausbreitung pelagischer Verhältnisse etablierte sich über dem Steinalmkalk eine hallstätterähnliche Buntkalkfazies, während in den Beckentiefen sauerstoffarme Verhältnisse zur Bildung der organisch-reichen schwarzen Hornsteinkalke führte. Ausgehend von den flachsten Bereichen setzte das Riffwachstum der Wetterstein-Plattform ein. Diese beginnt im Oberladin bei Erlahmen der allgemeinen Senkungstendenz rasch über angrenzende tiefere Bereiche zu progredieren. Dabei wurde am gut durchlüfteten oberen Hangbereich hell- bis buntgefärbter Plattformschlamm und -feindetritus akkumuliert, während der Hangfuß und das Beckentiefste von Wechselfolgen aus schwarzem Kalkschlamm und turbiditischen Schüttungen vom Hang oder über hangquerende Rinnensysteme vom Plattformrand her geprägt wurde – siehe dazu das Schema bei LOBITZER et al. (1990: 151).

### 3. Beziehungen der juvavischen Schollen zum regionalen Rahmen

#### 3.1. Faziesvergleiche und Tektonik

Die Mürzalpen-Decke war von KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962) als Vielfaziesdecke vorgestellt worden, in der die ursprüngliche Lagebeziehung zwischen der voralpinen Dachsteinkalk-Fazies, der Hallstätter Fazies, der Hochalpinen Dachsteinkalk-Fazies und der Aflenzer-/Hüpfinger-Fazies noch tektonisch unzerschnitten erhalten geblieben sei und damit Anknüpfungspunkte für die paläogeographische Einordnung der vielen, tektonisch isolierten juvavischen Schollen und Decken bietet.

In den Folgejahren enthüllte der Zuwachs besonders an feinstratigraphischen und faziellen Details in den namensgebenden Mürztaler Kalkalpen ein wesentlich komplexeres Bild, das TOLLMANN (1985: 214ff.) zuletzt zusammenfassend skizziert hat:

Der bisher als Hallstätter Fazies subsumierte Bereich ist hier tektonisch aufzugliedern in Hallstätter Schichtfolgen, welche dem Hauptkörper der Mürzalpen-Decke angehören, in parautochthon davon abzuleitenden Schuppen und in ferntransportierte Deckschollen. Darüber liegen dann noch Deckschollenäquivalente der Schneeberg-Decke. Die Mürzalpen-Decke taucht also nicht als breiter, nur im Ödenhof- und im Hengst-Fenster etwas durchlöcherter Deckenkörper unter der Schneeberg-Decke durch, um in der Hohen Wand und in den Fischauer Bergen eine relativ breite Fortsetzung zu finden. Sie taucht vielmehr nur mit einem schmalen Ausläufer bei Hinternaßwald unter den Wettersteinkalk der Schneeberg-Decke. Die südlich (Geyerstein-Schuppe) und nördlich (Naßwald, Losenheim) unter der Schneeberg-Decke hervortretenden Schollen gehören nicht der Mürzalpen-Decke an, sondern dem Deckschollenschwarm in „Euhallstätter Südkanal-Fazies“. Erst im Ostabschnitt der Schneeberg-Decke wird diese wieder von Äquivalenten der Mürzalpen-Decke unterlagert, so in den Fenstern von Ödenhof und Höflein, vor allem aber in Form der Hohe-Wand-Scholle und der Fischauer Berge.

Wie fügen sich nun die neuen stratigraphischen und faziellen Erkenntnisse aus dem Ödenhof-Fenster in dieses Bild?

Die gegen Osten unter die Scheibwaldmauer des Rax-Massives abtauchenden Gesteine der Mürzalpen-Decke weisen eine Abfolge von dunklem Gutensteiner Dolomit über hellen, strukturlosen Dolomit zu Reingrabener Schieferen mit dunklen, biogendetritusreichen Hornsteinbankkalen und Dolomiten auf – MELLO (1990: 445). Westlich des Reißtales ist bei Abnahme der Dolomitisierung die primäre sedimentäre Ausbildung des Oberanis bis Unterkarn noch erkennbar: Der Gutensteiner Dolomit wird von hellem Dolomit und einem wandbildenden Band von Steinalmkalk überlagert. Darüber folgen bunte, gebankte Hallstätter Kalke des Oberanis bis Unterladin. Dieses Niveau konnte aufgrund seiner Färbung auch inmitten der einförmigen Dolomitmassen der Reißtal-Ostseite sporadisch wiedergefunden und mit Conodonten überprüft werden. Darüber folgen mächtige, dünnbankige, schwarze Kalke (Typus Grafensteigkalk), die gegen Hangend über eine Wechsellagerung mit grauen Riffschuttungen einen Übergang zu einer etwa gegen Norden progredierenden Wettersteinkalk-Plattform aufweisen. Es liegt hier eine ähnliche Konfiguration vor wie auf der Schneeberg-Nordostseite (Grafensteig – HOHENEGGER & LEIN, 1978).

Wenngleich auch die feinkörnigen, distalen Detritusschüttungen in den Schollen des Ödenhof-Fensters auf eine nicht allzuferne Wettersteinplattform hindeuten, so verbietet doch der makroskopische Kontrast in der Gesteinsausbildung eine paläogeographische Herleitung aus einem der Mürzalpen-Decke im Reißtalgebiet vergleichbaren Ablagerungsraum – massige Buntkalke gegenüber dünnbankigen, schwarzen Hornsteinkalken.

Die Hallstätter Scholle des Naßwalder Halbfensters wird bei TOLLMANN (1985: Abb. 14) den fernverfrachteten Deckschollen der „Südkanal-fazies“ zugeordnet. Letzten Untersuchungen zufolge (WESSELY, 1995 und eigenes, unpubliziertes Probenmaterial) besitzt diese Scholle eine Schichtfolge aus hellem (Wetterstein-)Dolomit und ohne terrigene Karneinschaltung darauffolgernden, pelagischen Graukalk des Nor. Den Abschluß bilden Zlambachschichten in Form dunkler Mergel mit einem zwischengeschalteten Paket schwarzer Bankkalke. Als tektonische Wiederholung liegen darüber nochmals



Großschollen des norischen Graukalkes, bevor die Schneeberg-Decke beginnend mit Werfener Schiefen den Gesamtstapel überlagert. Eine solche Serienvergesellschaftung kann nicht der „Südkanalfazies“ zugerechnet werden, sondern zeigt vielmehr die typischen Züge einer Variante der „Mürztaler Miohallstätterfazies“ in TOLLMANN'S Nomenklatur.

Der mitteltriadische bis unterkarnische Dolomit der Naßwalder Schollen ließ bisher keinerlei pelagische Anklänge erkennen. Auch das Fehlen der terrigenen Karnsedimente spricht gegen eine primäre Nahebeziehung der Ablagerungsräume der Schollen von Naßwald und Ödenhof.

Die Losenheimer Schollen (LEIN, 1975: A 54f.) sind aufgrund ihrer Abfolge von anischem Steinalmkalk und oberkarnisch-norischem „Massigem Hellkalk“ und „Hangendrotkalk“ eindeutig als ferntransportierte Deckschollen der Salzbergfazies = „Südkanalfazies“ zu erkennen. Hier besteht keine fazielle Verwandtschaft zu den Ödenhof-Schollen.

Unter dem Südrand der Schneeberg-Decke liegt zwischen Reichenau im Westen und Sieding im Osten die Geyerstein-Schuppe mit pelagischen Triasserien, die in der Literatur sehr kontroversiell beurteilt wurden. In der zuletzt gegebenen Darstellung bei TOLLMANN (1985: 215ff.) wird diese Schuppe ohne nähere Begründung als Deckscholle in „Südkanalfazies“ dargestellt. Die Neuaufnahme brachte eine verbesserte, mikropaläontologisch gestützte Seriengliederung, erste Angaben dazu bei MANDL (1985a,b, 1986a,b, 1987a,b, 1992), Kartendarstellung bei HERRMANN et al. (1992). Eine detaillierte Darstellung ist in Vorbereitung.

Die Neuaufnahme ergab auch eine Reduktion der Geyerstein-Schuppe auf eine Reihe von unzusammenhängenden Einzelschollen, da ein Teil der bisherigen Geyerstein-Schuppe wegen seines lithologischen Aufbaues tektonisch abgetrennt und als nachgosauisch abgetrennte Randschuppe der Schneeberg-Decke aufgefaßt werden muß. Die verbliebene Geyerstein-Gösing-Schollenzone weist eine Schichtfolge von Gutensteiner Kalk/Dolomit, Steinalmkalk/-dolomit, bunten Bankkalken des Oberanis bis Unterkarn, violetten Hornsteinkalken des Unterladin, grauen, allodapischen Hornsteinkalken des Oberladin bis Unterkarn, karnischen Reingrabener Schiefen mit zwischengeschalteten Fossilschuttalken und allodapischen Hornsteinkalken, schwarzen Bankkalken des Oberkarn und grauen bis blaßbunten Hornsteinkalken des Nor auf. Die vom Oberanis bis ins Nor durchlaufend pelagische Entwicklung berechtigt zu einer Herleitung aus dem „Euhallstätter Südkanal“, allerdings eher aus dessen Randbereich, wie der gegen Osten hin aufscheinende Karbonatplattformdetritus im Oberladin und Unterkarn nahelegt. KOZUR & MOSTLER (1992: 99ff.) denken sogar an eine Herkunft der „Geyerstein-Decke“ vom Südrand des „Meliata-Hallstatt-Ozeanes“.

Beim Vergleich mit den Ödenhof-Schollen fallen sofort die allodapischen Schüttungen im Oberladin und Unterkarn auf. Dies ist aber auch schon die einzige Gemeinsamkeit, da weder die violetten Hornsteinkalke des Unterladin, oder die Ausbildung der allodapischen Serie als dunkle, gradierte Hornsteinkalke noch die blaßbunten Hornsteinkalke des Nor bei Ödenhof wiedergefunden werden können.

Nahe dem Ostrand der Schneeberg-Decke zeichnet PLÖCHINGER erstmals 1961 (Abb. 15) neben Hengst- und Ödenhof-Fenster noch ein drittes, das Höfleiner Fenster, in dem Hallstätter Kalke der Hohe-Wand-

Scholle durch Werfener Schichten der Schneeberg-Decke durchspießen. Der Hallstätter Kalk wird nur als stark zerüttetes, rot durchklüftetes Gestein charakterisiert (PLÖCHINGER, 1967: 90); Fossilien wurden daraus bislang nicht beschrieben. Neuerliche Versuche zur mikropaläontologischen Einstufung dieser Kalke waren, wie schon bei LEIN (1975: A55), weiterhin ohne Erfolg. LEIN möchte diese Gesteinslamelle eher als Gutensteiner Kalk dem Schichtbestand der Schneeberg-Decke zuordnen, da keine lithologischen Ähnlichkeiten zu Hallstätter Kalken zu erkennen seien. In Kenntnis der Variationsbreite der Kalke der Schneeberg-Decke kommt aber weniger das Gutensteiner Niveau als vielmehr der Wettersteinkalk in Frage, und zwar jener schlierige, hell/dunkel gefleckte, duktil deformierte Typus, wie er am Gösing und seinen nordöstlichen Ausläufern und auch am Talberg bei Grünbach vorkommt. Die postgosauische, spröde tektonische Zertrümmerung tat dann ein Übriges, um eine sichere Gesteinsansprache unmöglich zu machen. Diese Kalke scheiden für Vergleiche mit den Ödenhof-Schollen aus. Auch die Fensternatur ihres Vorkommens scheint sehr fraglich.

In der Hohen Wand tritt wieder eine breitere Zone mit Hallstätter Fazieseinfluß unter dem Nordostrand der Schneeberg-Decke hervor. Im Norden wird sie von einem Schwarm auflagernder oder auch vorgelagerter Deckschollen begleitet. Über deren Detailstratigraphie und lithologische Bandbreite ist wenig bekannt. Sie werden als hauptsächlich obertriadische Hallstätter Bunt- und Graukalke bezeichnet (LEIN, 1984: Abb. 1) und aus der Hallstätter „Südkanalfazies“ abgeleitet (TOLLMANN, 1985: Abb. 114). Nur im Südwestabschnitt der Hohen Wand werden einige der auflagernden Deckschollen durch die Bezeichnung Pötschenkalk oder Pedataschichten genauer charakterisiert (LEIN, 1975, 1984). Sie zeigen allodapische Schüttungen von einer Dachsteinkalk-Plattform mit der dafür typischen Foraminiferen-Vergesellschaftung.

In der Hohe-Wand-Scholle selbst sind entgegen der ersten Darstellung bei KRISTAN (1958: geol. Kt.) keine mitteltriadischen Anteile der Schichtfolge aufgeschlossen, da die betreffenden Serien nach LEIN (1975: A56) teils Deckschollen norischer Kalke darstellen, teils als Ausläufer der Schneeberg-Decke anzusehen sind. Die Zugehörigkeit der zwischen Lanzing, Kaltenberg und Scheuchenstein großflächig verbreiteten Reingrabener Schiefer und begleitenden Kalke zu den Deckschollen (SUMMESBERGER, 1991) oder zu der Hohe-Wand-Scholle (LEIN, 1984) ist noch nicht endgültig geklärt.

Eine sicher zusammengehörende Abfolge bilden die, bislang als Wanddolomit, gebankter Wandkalk und Wandriffkalk bezeichneten Gesteine (PLÖCHINGER, 1964, 1967, 1981). Mit dem deutlichen Hallstätter Fazieseinfluß wurde die Abgrenzung des Wandkalkes vom Dachsteinkalk in dessen Normalausbildung begründet. Daß es sich bei den Riff- und Lagunensedimenten tatsächlich um Dachsteinkalk handelt, hat die Untersuchung durch SADATI (1981) anhand der Mikrofazies und der Faunenvergesellschaftung gezeigt. Wie die bei PLÖCHINGER (1981: 41f.) von den Fischauer Bergen angeführten Conodontenproben zeigen, umfaßt der Riffkalk und die damit verzahnten pelagischen Kalke den gesamten Zeitbereich vom obersten Karn bis ins Obenor. Aus dem Wanddolomit wird ebenfalls ein Fund einer nicht näher als Unter- bis Mittelnor datierbaren Conodontenfauna mitgeteilt. Für einen faziellen Vergleich stehen im Ödenhof-Fenster an norischen Kalken lediglich die dickbankig-massigen Graukalke der Scholle östlich Strengberg zur Verfügung. Diese zeigen keine

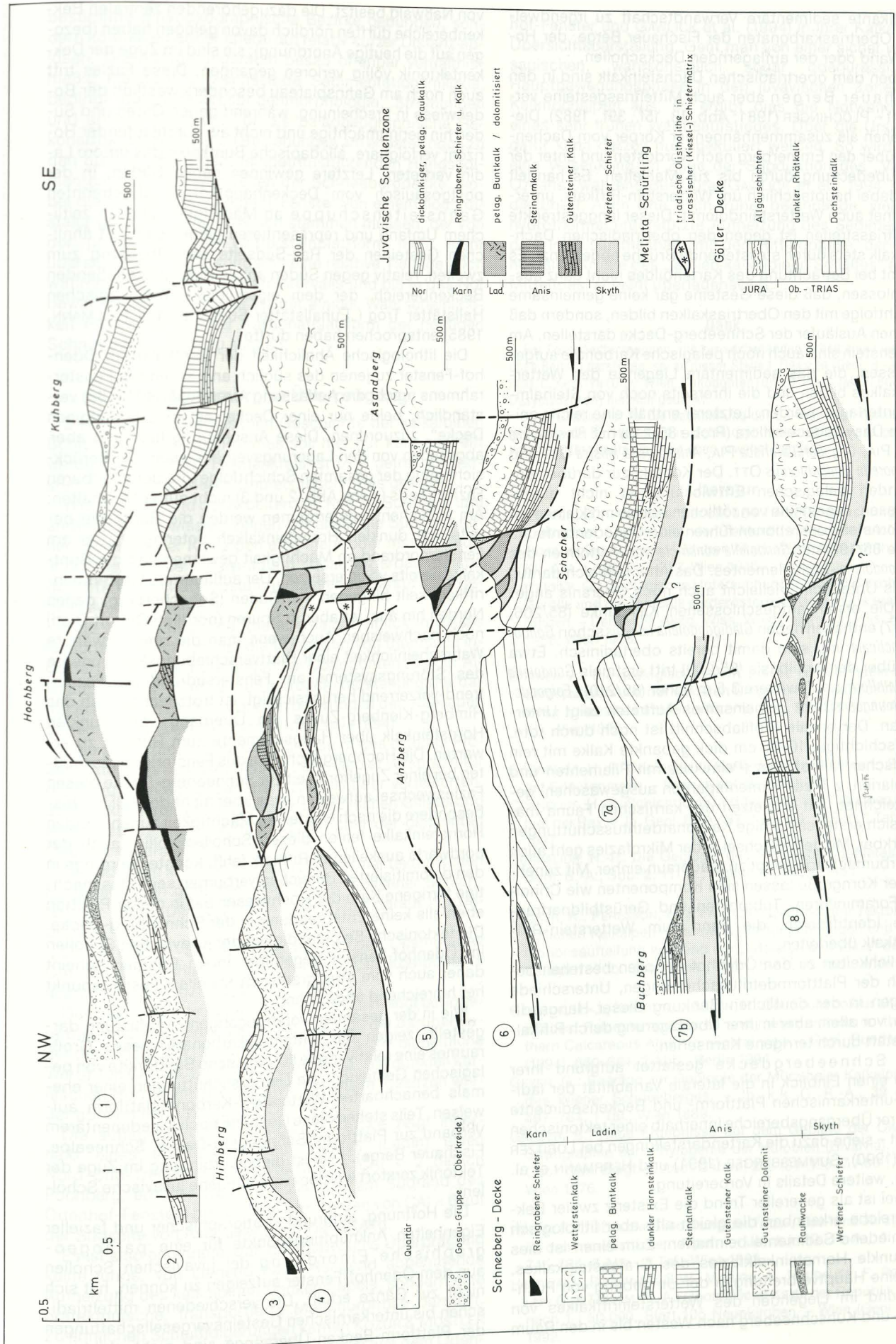


Abb. 3. Profilschnitte durch das Odenhof-Fenster.

signifikante sedimentäre Verwandtschaft zu irgendwelchen Obertriaskarbonaten der Fischauer Berge, der Hohen Wand oder der auflagernden Deckschollen.

Neben dem obertriadischen Dachsteinkalk sind in den Fischauer Bergen aber auch Mitteltriasgesteine verbreitet – PLÖCHINGER (1981: Abb. 13, 15f., 39f., 1982). Diese ziehen als zusammenhängender Körper vom Dachenstein über den Emmerberg nach Nordosten und unter der Gosaubedeckung durch bis zur Mahleiten. Es handelt sich dabei hauptsächlich um Wetterstein-Riffkalk, untergeordnet auch Wettersteindolomit. Dieser langgestreckte Mitteltriasstreifen ist gegen den obertriadischen Dachsteinkalk stets durch steilstehende Brüche abgegrenzt. Es scheint bei Betrachtung des Kartenbildes nicht ganz ausgeschlossen, daß diese Gesteine gar keine gemeinsame Schichtfolge mit den Obertriaskalken bilden, sondern daß sie einen Ausläufer der Schneeberg-Decke darstellen. Am Dachenstein sind auch noch pelagische Karbonate aufgeschlossen, die das sedimentäre Liegende des Wettersteinkalkes bilden und die ihrerseits noch von Steinalkalk unterlagert werden. Letzterer enthält eine reiche anisische Dasycladaceenflora (Probe 85/213) mit *Physoporella dissita* PIA, *Oligoporella prisca* PIA, *Anisoporella anisica* OTT und *Teutloporella peniculiformis* OTT. Der Kontakt zur darüber einsetzenden pelagischen Entwicklung ist nicht aufgeschlossen. Lesesteine von rötlichen Kalken mit kleinen roten Hornsteinkonkretionen führen eine Conodontenfauna (Probe 85/198) mit *Gondolella constricta* und Astformen des *Gladigondolella*-Multielementes. Das Alter läßt sich daraus nur als Unterladin, vielleicht auch noch Oberanis angeben. Die ersten aufgeschlossenen Kalkbänke (85/206, 85/207) enthalten neben *Gladigondolella tethydis* schon *Gondolella inclinata* und sind damit bereits oberladinisch. Etwa 10 m über der Profilbasis (85/209) tritt erstmals *Gondolella polygnathiformis* auf, weitere 3,5 m höher (85/210) „*Epigondolella mungoensis*“; ihr gemeinsames Auftreten zeigt Unterkarn an. Der basale Profilabschnitt ist noch durch rote, welligschichtige, 10–20 cm dick gebankte Kalke mit rein pelagischer Mikrofazies (Pelmikrite mit Filamenten und Radiolarien, z.T. zu Filamentspariten ausgewaschen) gekennzeichnet. Mit Einsetzen der karnischen Fauna machen sich erste feinkörnige Karbonatdetritusschüttungen bemerkbar. Mit dem Wechsel in der Mikrofazies geht auch ein Farbumschlag von rot zu graubraun einher. Mit zunehmender Korngröße lassen sich Komponenten wie Crinoiden, Foraminiferen, Tubiphyten und Gerüstbildnerfragmente identifizieren, die dann zum Wetterstein-Riffschuttkalk überleiten.

Ähnlichkeiten zu den Ödenhof-Schollen bestehen bezüglich der Plattformdetritusschüttungen, Unterschiede hingegen in der deutlichen Bankung dieser Hangsedimente, vor allem aber in ihrer Überlagerung durch Riffkalke anstatt durch terrigene Karnserien.

Die Schneebergdecke gestattet aufgrund ihrer Größe einen Einblick in die laterale Variabilität der ladinisch-unterkarnischen Plattform- und Beckensedimente und ihrer Übergangsbereiche innerhalb einer tektonischen Einheit – siehe dazu die Kartendarstellungen bei LOBITZER et al. (1990), SUMMESBERGER (1991) und HERRMANN et al. (1992), weitere Details in Vorbereitung.

Dabei ist als genereller Trend die Existenz zweier Beckenbereiche erkennbar, die gleich alte aber lithologisch verschiedene Sedimente beinhalten: Zum einen ist dies die dunkle Hornsteinkalkfazies des Grafensteigkalkes, der seine Hauptverbreitung in der Umgebung von Puchberg und im Liegenden des Wettersteinkalkes von Hoch- und Kuhschneeberg nach Westen bis in den Raum

von Naßwald besitzt. Die dazugehörenden zentralen Beckenbereiche dürften nördlich davon gelegen haben (bezogen auf die heutige Anordnung); sie sind im Zuge der Dekkentechnik völlig verloren gegangen. Diese Fazies tritt auch noch am Gahnsplateau besonders westlich der Bodenwiese in Erscheinung, während gegen Osten und Süden hin geringmächtige und nicht als durchlaufender Horizont verfolgbare, allodapische Buntkalke das untere Ladin vertreten. Letztere gewinnen gegen Süden, in der postgosauisch vom Deckenhauptkörper abgetrennten Gahnsleitenschuppe an Mächtigkeit und an zeitlichem Umfang und repräsentieren gemeinsam mit ähnlichen Gesteinen der Rax-Südseite den Übergang zum zweiten, relativ gegen Süden an die Riffe anschließenden Beckenbereich, der dem eigentlichen, vollpelagischen Hallstätter Trog („Euhallstätter Südkanal“ bei TOLLMANN, 1985) entsprochen haben dürfte.

Die lithologische Ähnlichkeit der Buntkalke im Ödenhof-Fenster zu jenen des südlich angrenzenden Fensterrahmens macht die Auffassung AMPFERERS (1918: 38) verständlich, beide nur einer Decke, seiner „Hochalpinen Decke“, zuzuordnen. Diese Anschauung läßt sich aber, abgesehen von den Lagerungsverhältnissen, bei Berücksichtigung der gesamten Schichtfolge und der sichtbaren Faziestrends (siehe Abb. 2 und 3) nicht aufrecht erhalten: Am südlichen Fensterrahmen werden die Buntkalke bereits von dunklen Hornsteinkalken unterlagert, die am Fensternordrand an Mächtigkeit gewinnen und die Buntkalke bereits völlig ersetzen. Der auflagernde Wettersteinkalk keilt hingegen von Süden (Schacherberg) gegen Norden hin aus, ist aber in Spuren (nördlich Gehöft Diell) noch nachweisbar. Auch wenn man die oben erwähnte Wahrscheinlichkeit einer Blattverschiebungskomponente des Störungssystems am Fenstersüdrand als Faziestrend-verzerrend berücksichtigt, ist trotzdem südlich des Himberg-Kienberg-Zuges ein Übergang vom dunklen Hornsteinkalk über Hangsedimente zum Riffkalk zu erwarten. Die Hochberg-Schollen des Fensterinhaltes müßten bei einer Zugehörigkeit zur Schneeberg-Decke diesen Fazieswechsel aufweisen, was aber nicht der Fall ist. Insbesondere die nach Norden an Mächtigkeit zunehmenden Hornsteinkalke fehlen diesen Schollen völlig; auch der nordwärts auskeilende Riffkalk fehlt, könnte allerdings in den dolomitisierten Bereichen verborgen sein. Das mächtige terrigene Karn der Hochwiesen hat in dieser Position ebenfalls keine Entsprechung in der Schneeberg-Decke. Die tektonische Selbständigkeit der juvavischen Schollen im Ödenhof-Fenster gegenüber ihrem Rahmen scheint daher auch vom stratigraphisch-faziellen Gesichtspunkt her hinreichend abgesichert.

Wie in der gesamten vorangegangenen Auflistung dargestellt, zeigen die Mitteltriaskarbonate dieses Großraumes eine relativ große lithologische Bandbreite von pelagischen Gesteinen, die Detritusschüttungen einer ehemals benachbarten Wetterstein-Karbonatplattform aufweisen. Teils stehen diese Gesteine noch in sedimentärem Verband zur Plattform (Schneeberg-Decke, Schneetalpe, Fischauer Berge), teils ist diese Verbindung im Zuge der Tektonik zerstört worden (verschiedene juvavische Schollen).

Die Hoffnung, aufgrund stratigraphischer und fazieller Eigenheiten Anknüpfungspunkte für eine paläogeographische Einordnung der juvavischen Schollen aus dem Ödenhof-Fenster aufzeigen zu können, hat sich nicht zur Gänze erfüllt. Die verschiedenen mitteltriadischen bis unterkarnischen Gesteinsvergesellschaftungen der Plattform-Becken-Übergänge sind nicht strikte an



bestimmte paläogeographische Bezirke gebunden, sondern können einander lateral auf relativ kurzer Distanz ablösen. Der Ablagerungsraum besaß offenbar verhältnismäßig kleinräumig wechselnde Sedimentationsmilieus, bedingt durch Meeresbodenmorphologie, Strömungen und andere Faktoren. Für die paläogeographische Rekonstruktion zeigen sich Beziehungen am ehesten noch zu den bunten, massigen, feindetritusführenden Hangsedimenten in südlicheren Teilen der Schneebergdecke, wobei die Schollen im Ödenhof-Fenster von einem noch distaler gelegenen Hangbereich stammen müssen, der von der progradierenden Wettersteinplattform nicht mehr überschüttet wurde, sondern seine relative Tieflage auch während des terrigenen Karnintervalls und bis in das Nor bewahren konnte. Dieser ist mit einiger Wahrscheinlichkeit relativ südlich der Karbonatplattform der heutigen Schneeberg-Decke zu suchen.

### 3.2. Metamorphe Überprägung

Die Frage der thermischen Geschichte der kalkalpinen Schichtfolgen dieses Raumes soll hier nur kurz gestreift werden. Zu diesem Themenkreis ist eine getrennte Darstellung eines größeren Gebietsabschnittes geplant.

Wie wir aufgrund der Arbeiten von KRÁLIK, SCHRÁMM und anderen heute wissen, zeigen vor allem die Südrand-nahen Bereiche der Kalkalpen eine mehr oder minder deutliche thermische Überprägung, quantifizierbar anhand der Illitkristallinität – zusammenfassende Darstellung siehe KRÁLIK et al. (1987).

Eine andere Methode, die ebenfalls Einblick in dieses Geschehen gestattet, ist die Erfassung von thermisch induzierten Farbveränderungen bei Conodonten (Colour Alteration Index – CAI). Eine Überblicksdarstellung der damit erfaßbaren Metamorphosezonierung in den Kalkalpen gaben jüngst GAWLICK, KRÁSTYN & LEIN (1994).

Eine erste, diesbezügliche Durchsicht des eigenen Probenmaterials aus dem Schneeberg-Gebiet verspricht für die Zukunft in der Zusammenschau mit der verfeinerten, auf Neukartierung aufbauenden, tektonischen Gliederung einen detailreicheren Einblick gegenüber der genannten Überblicksdarstellung.

Conodonten konnten bisher in drei der vier tektonischen Haupteinheiten gefunden werden, die Kössener Schichten der Göller-Decke wurden noch nicht darauf hin beprobt.

Der Meliata-Schürfling zeigt in den Olistholithen CAI-Werte zwischen 5 und 7, eine karnische Komponente auch CAI = 3 – KOZUR & MOSTLER (1992).

Der Span aus norischen Graukalken zeigt geringere thermische Beeinflussung mit CAI = 2, die darüber liegenden mitteltriadischen Buntkalke einheitliche Werte von CAI = 6. Der hangendste Anteil, die dunklen karnischen Hornsteinkalke auf der Hochwiese, besitzen wieder abnehmende Werte von CAI = 4.

Die auflagernde Schneeberg-Decke zeigt innerhalb eines stratigraphischen Niveaus (Ladin) einen Nord-Süd-Trend: niedrige Werte von CAI = 2 östlich Puchberg, erhöhte Werte von CAI = 4 am Südrand des Ödenhof-Fensters bis hin zu hohen Werten von CAI = 6 auf der Südseite von Asandberg und Hinterberg.

Es ist also erkennbar, daß die thermische Überprägung keine junge, von Liegend nach Hangend abnehmende Aufheizung des kalkalpinen Deckenstapels, sondern eine prätektonische, transportierte Metamorphose darstellt. Zu ähnlichen Schlußfolgerungen kamen KOZUR & MOSTLER (1992: 95) anhand ihrer Conodontendaten aus dem Öden-

hof-Fenster und GAWLICK et al. (1994) in ihrer Kalkalpen-Übersichtsdarstellung. Geht man von einer sicher vorgosauischen, wahrscheinlich sogar oberjurassischen Hauptbewegungsphase in den juvavischen Zonen der Kalkhochalpen aus, so ergibt dies die Notwendigkeit eines sehr frühen Wärmeaufstieges. Über die Ursachen dafür kann derzeit nur spekuliert werden. So wird etwa eine Versenkung im Zuge der Subduktion des „Vardar-Ozeans“ während des Jura (GAWLICK et al., 1994: 662f.) diskutiert. Auch eine noch früher beginnende, vielleicht hydrothermal unterstützte Aufheizung des Sedimentstapels, im Zusammenhang mit der „Riftingphase“ der kontinentalen Kruste des „labilen kalkalpinen Schelfes“ ab der Mitteltrias, scheint überlegenswert.

### Dank

Für Fossilbestimmungen, die zur vorliegenden Arbeit einen wesentlichen Beitrag darstellen, sei an dieser Stelle I. DRAXLER (Geol. B.-A., Sporen), L. KRÁSTYN (Univ. Wien, Conodonten) und O. PIROS (MAFI Budapest, Dasycladaceen) herzlich gedankt.

H.-J. GAWLICK ist für die Bestimmung der CAI-Indizes zu danken; eine gemeinsame Darstellung der Metamorphosezonierung eines größeren Kalkalpenabschnittes ist, wie oben erwähnt, geplant.

### Literatur

- AMPFERER, O.: Vorläufiger Bericht über neue Untersuchungen der exotischen Gerölle und der Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **125**, 217–227, Wien 1916.
- AMPFERER, O.: Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natwiss. Kl., **96**, 1–56, Wien 1918.
- BITTNER, A.: Die geologischen Verhältnisse von Hernstein in Niederösterreich und der weiteren Umgebung. – In: BECKER, M.A. (Hrsg.): Hernstein in Niederösterreich. 1. Bd, 711 S., 37 Abb., 4 Kt., Wien 1882.
- CORNELIUS, H.-P.: Geologische Karte des Raxgebietes 1 : 25.000, mit Erläuterungen. – Wien (Geol. B.-A.) 1936.
- CORNELIUS, H.-P.: Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiet der Rax. – Jb. Geol. B.-A., **87**, 133–194, 11 Fig., 1 Taf., Wien 1937.
- CORNELIUS, H.-P.: Die Geologie des Schneeberggebietes. – Jb. Geol. B.-A., Sdb. **2**, 111 S., 1 geol. Kt., Wien 1951.
- DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P.: Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion“ der Zentralalpen. – Jb. Geol. B.-A., **137/1**, 5–18, 10 Abb., Wien 1994.
- GAWLICK, H.-J., KRÁSTYN, L. & LEIN, R.: Conodont colour alteration indices: Palaeotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps – a general view. – Geol. Rundsch., **83** (1994), 660–664, 2 Abb., Berlin 1994.
- GEYER, G.: Beiträge zur Geologie der Müritzthaler Kalkalpen und des Wiener Schneeberges. – Jb. k.k. G. R.-A., **39** (1889), 497–784, 1 Taf., Wien 1889.
- GRUBER, B.: Neue Ergebnisse auf dem Gebiete der Ökologie, Stratigraphie und Phylogenie der Halobien (Bivalvia). – Mitt. Geol. Ges. Bergbaustud. Österr., **23**, 181–198, 7 Abb., 1 Tab., Wien 1976.
- HAUER, F. v.: Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. – Jb. k.k. G. R.-A., **4** (1853), 715–784, 8 Abb., 8 Taf., Wien 1853.
- HERRMANN, P., MANDL, G.W., MATURA, A., NEUBAUER, F., RIEDMÜLLER, G. & TOLLMANN, A.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 105 Neunkirchen. – Wien (Geol. B.-A.) 1992.

- HERTWECK, G.: Das Fenster von Ödenhof im Sierningtal (Niederösterreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **9**, 35–52, 2 Taf., Wien 1958.
- HOHENEGER, H. & LEIN, R.: Die Reiflinger Schichten des Schneeberg-Nordostabfalles und ihre Foraminiferenfauna. Teil 1. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **24** (1977), 203–261, 7 Abb., Taf. 14–18, Wien 1978.
- KOBER, L.: Über die Tektonik der südlichen Vorlagen des Schneeberges und der Rax. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **2**, 493–511, Taf. 19, Wien 1909.
- KOBER, L.: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **5**, 368–481, Taf. 8–14, Wien 1912.
- KOSSMAT, F.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Wiener Neustadt. – Wien (Geol. R.-A.) 1916.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Erster paläontologischer Nachweis von Meliaticum und Süd-Rudabanyaicum in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und ihre Beziehungen zu den Abfolgen in den Westkarpaten. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **18**, 87–129, Innsbruck 1992.
- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, J.M.: Low Grade and Very Low Grade Metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke Zone Illite-Crystallinity Dates and Isotopic Ages. – In: FLÜGEL, H. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 164–178, 4 Fig., 1 Pl., Wien (Deuticke) 1987.
- KRAUS, O. & OOTT, E.: Eine ladinische Riff-Fauna im Dobratsch-Gipfelkalk (Kärnten, Österreich) und Bemerkungen zum Faziesvergleich von Nordalpen und Drauzug. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **8**, 263–290, 3 Abb., Taf. 17–20, München 1968.
- KRISTAN, E.: Neues vom Puchberger Becken, Ödenhof-Fenster und Semmering-Mesozoikum (Exkursionsbericht). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **4**, 43–46, Wien 1956.
- KRISTAN, E.: Geologie der Hohen Wand und des Miesenbachtals (Niederösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **101**, 249–291, 3 Abb., Taf. 22–23, Wien 1958.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Die Mürzalphendecke – eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, **171**, 7–39, Taf. 1, Wien 1962.
- KRYSTYN, L.: Das Epidaurus-Profil (Griechenland) – ein Beitrag zur Conodonten-Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unterkarn. – Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **5**, 231–258, 4 Abb., 8 Taf., Wien (Springer) 1983.
- LEIN, R.: Blatt 75, Puchberg am Schneeberg: Geologische Aufnahme. – Verh. Geol. B.-A., **1975**, A54–A56, Wien 1975.
- LEIN, R.: Geologie der Hohen Wand. – In: WURM, E. (Verf.): Hohe Wand und Umgebung, 10–28, 17 Abb., 1 Tab., Payerbach/NÖ (PS-Verlag F. Prüger) 1984.
- LOBITZER, H., MANDL, G.W., MAZZULLO, S.J. & MELLO, J.: Comparative Study of Wetterstein Carbonate Platforms of the Easternmost Northern Calcareous Alps and the West Carpathian Mountains: Preliminary Results. – In: MINARIKOVA, D. & LOBITZER, H. (Ed.): Festive Volume Thirty Years of Geological Cooperation between Austria and Czechoslovakia, 136–158, Wien (GBA) – Prag (UUG) 1990.
- LOBITZER, H. & PIROS, O.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 105 Neunkirchen. – Jb. Geol. B.-A., **130/3**, 304, 1987.
- MANDL, G.W.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 105 Neunkirchen. – Jb. Geol. B.-A., **128/2**, 275–276, Wien 1985 a.
- MANDL, G.W.: Bericht 1983 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 105 Neunkirchen. – Jb. Geol. B.-A., **128/2**, 356–357, Wien 1985 b.
- MANDL, G.W.: Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Bereich des Ödenhof-Fensters auf Blatt 75 Puchberg am Schneeberg. – Jb. Geol. B.-A., **129/2**, 404–405, Wien 1986 a.
- MANDL, G.W.: Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Kalkalpenanteil auf Blatt 105 Neunkirchen. – Jb. Geol. B.-A., **129/2**, 416–417, Wien 1986 b.
- MANDL, G.W.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 75 Puchberg am Schneeberg. – Jb. Geol. B.-A., **130/3**, 292–293, Wien 1987 a.
- MANDL, G.W.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 105 Neunkirchen. – Jb. Geol. B.-A., **130/3**, 304–305, Wien 1987 b.
- MANDL, G.W.: Excursion 5, stop No. 5/3. – In: SAUER, R., SEIFERT, P. & WESSELY, G.: Guidebook to Excursions in the Vienna Basin and the Adjacent Alpine-Carpathian Thrustbelt in Austria, Mitt. österr. geol. Ges., **85**, 226–229, Wien 1992.
- MANDL, G.W. & ONDREJIČKOVÁ, A.: Über eine triadische Tiefwasserfazies (Radiolarite, Schiefertone) in den Nördlichen Kalkalpen – ein Vorbericht. – Jb. Geol. B.-A., **134/2**, 309–318, Wien 1991.
- MANDL, G.W. & ONDREJIČKOVÁ, A.: Radiolarien und Conodonten aus dem Meliatikum im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **136/4**, 841–871, Wien 1993.
- MELLO, J.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 104 Mürzzuschlag. – Jb. Geol. B.-A., **133/3**, 445–448, Wien 1990.
- PLÖCHINGER, B.: Bericht 1957 über Aufnahmen auf den Blättern Puchberg/Schneeberg (75) und Neunkirchen (105). – Verh. Geol. B.-A., **1958/3**, 243–247, Wien 1958.
- PLÖCHINGER, B.: Die Gosaulmulde von Grünbach und der Neuen Welt (N. Ö.). – Jb. Geol. B.-A., **104**, 350–441, 19 Abb., Taf. 27, Wien 1961.
- PLÖCHINGER, B.: Zur tektonischen Gliederung des Kalkalpenabschnittes zwischen der Hohen Wand und der Rax (N.Oe.). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **55** (1962), 55–60, 2 Taf., Wien 1963.
- PLÖCHINGER, B.: Geologische Karte des Hohe Wandgebietes (Niederösterreich), 1 : 25.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1964.
- PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Niederösterreich). – 147 S., Wien (Geol. B.-A.) 1967.
- PLÖCHINGER, B. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 76 Wr. Neustadt. – 120 S., 14 Abb., 3 Tab., Wien (Geol. B.-A.) 1981.
- PLÖCHINGER, B. & BRIX, F.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 76 Wiener Neustadt. – Wien (Geol. B.-A.) 1982.
- SADATI, S.-M.: Die Hohe Wand: ein obertriadisches Lagunen-Riff am Ostende der Nördlichen Kalkalpen (Niederösterreich). – Facies, **1**, 191–164, Taf 54–66, 15 Abb., 10 Tab., Erlangen 1981.
- SAUER, R., SEIFERT, P. & WESSELY, G.: Guidebook to Excursions in the Vienna Basin and the Adjacent Alpine-Carpathian Thrustbelt in Austria. – Mitt. österr. geol. Ges., **85**, 226–229, Wien 1992.
- SIBLIK, M.: Triassic brachiopods of the Northern Alps and their generic attributions. – Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **5**, 277–286, Wien 1983.
- STUR, D.: Geologie der Steiermark. – 654 S., zahlr. Abb., Tfn., Graz (Geognost.-montanist. Ver.) 1871.
- SUMMESBERGER, H.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 75, Puchberg am Schneeberg. – Wien (Geol. B.-A.) 1991.
- TOLLMANN, A.: Zur Frage der Faziesdecken in den Nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zone (Ostalpen). – Geol. Rdsch., **53**, 153–170, 1 Taf., Stuttgart 1963.
- TOLLMANN, A.: Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil II: Analyse des klassischen Nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – xv+580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1976.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. II: Außerzentralalpiner Anteil. – xiii+710 S., 286 Abb., 27 Tab., Wien (Deuticke) 1985.
- TOLLMANN, A.: Late Jurassic/Neocomian Gravitational Tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Ed.): Geodynamics of the Eastern Alps, 112–125, Wien (Deuticke) 1987.
- WESSELY, G.: Bericht 1993 und 1994 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 74 Hohenberg. – Jb. Geol. B.-A., **138/3**, 496–497, Wien 1995.

## Anhang

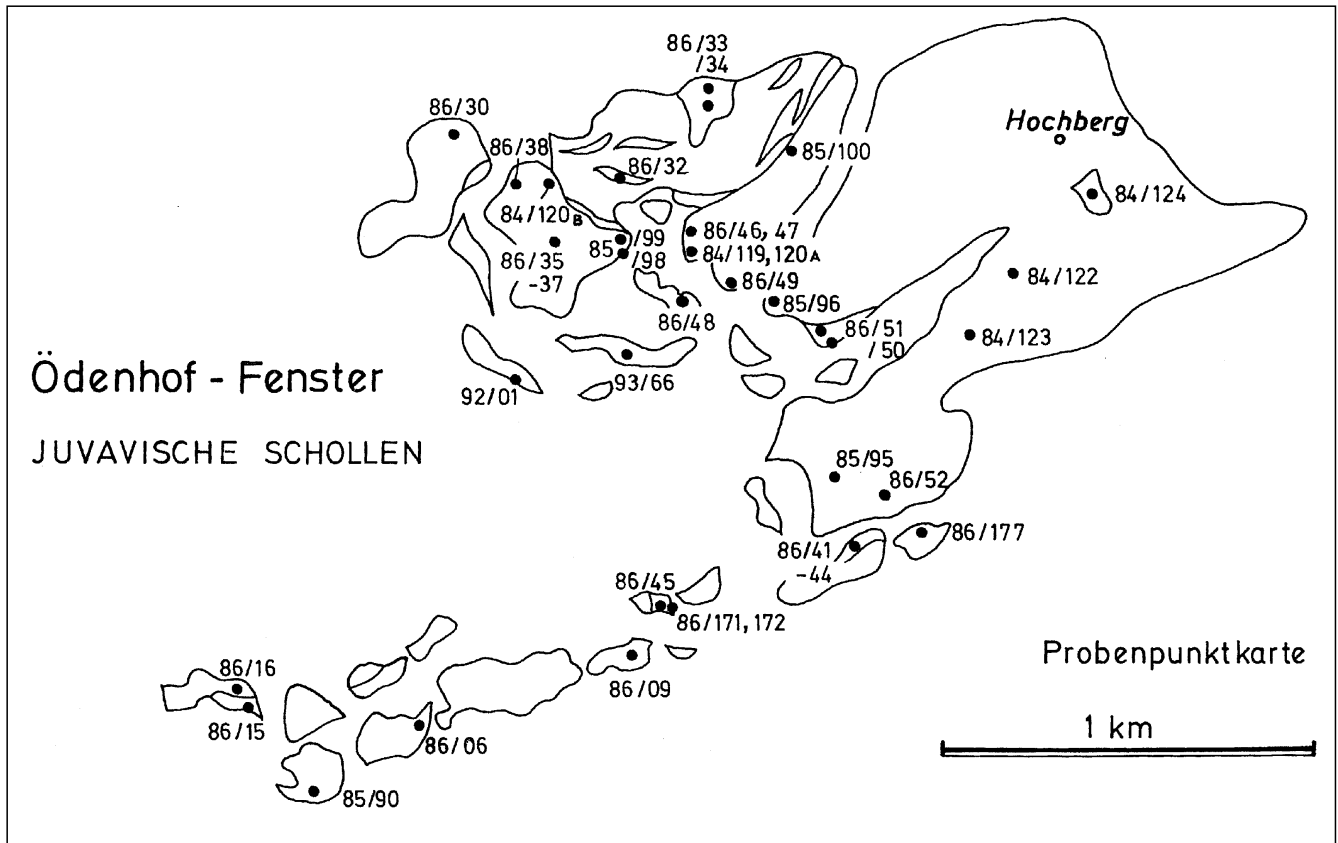


Abb. 4.  
Probenlokalitäten.  
Zur weiteren Orientierung vergleiche auch Abb. 2.

### Verzeichnis stratigraphisch wichtiger Proben aus den juvavischen Schollen im Ödenhof-Fenster

#### Steinalmkalk

- 84/120A *Pilamina densa* PANTIĆ  
85/98 *Pilamina densa* PANTIĆ  
plus Conodonten (siehe unten) in ? Spaltenfüllung  
86/49 *Pilamina densa* PANTIĆ  
plus Conodonten (siehe unten) in ? Spaltenfüllung

#### Pelagischer Buntkalk/-dolomit Plattformdetritus

- 84/119 *Gladigondolella* sp., *Gondolella* cf. *constricta* MOSHER & CLARK  
84/120 B *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Gondolella polygnathiformis* BUD. & STEF.  
84/123 *Clypeina besici* PANTIĆ  
85/90 *Gladigondolella* sp.  
85/98 *Gondolella bulgarica* (BUD. & STEF.), *Nicoraella kockeli* (TATGE)  
85/99 *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Gondolella trammeri* KOZUR, *Gondolella inclinata* KOVACS  
86/06 *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE) + ME, *Gondolella trammeri* KOZUR  
86/35 *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Gondolella trammeri* KOZUR, *Gondolella inclinata* KOVACS, *Gondolella polygnathiformis* BUD. & STEF.;  
Mischfauna durch ? Spaltenfüllung  
86/38 *Gondolella* sp. indet., Astformfragmente

- 86/45 *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE) + ME, „*Epigondolella mungoensis* (DIEBEL)  
86/46 *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Gondolella* cf. *trammeri* KOZUR  
86/47 *tethydis*-ME, *Gondolella inclinata* KOVACS  
86/49 *Gondolella* cf. *constricta* MOSHER & CLARK  
86/171 *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), große *Gondolellen* sp. indet.  
86/172 *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE)  
86/177 *Gondolella* sp. indet. (Bruchstück)

#### Reingrabener Schiefer und dunkle Bankkalke

- 86/15 *Caytonipollenites pallidus*, *Ovalipollis* sp., *Paraconavisporites lunzensis*, cf. *Taeniaesporites* sowie nicht näher bestimmbar  
Reste bisaccater Pollen und trileter Sporen  
86/33 *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Gondolella polygnathiformis* BUD. & STEF., *Gondolella* sp. 1 sensu KRYSZYN 1983, *Gondolella auriformis* KOVACS

#### Pelagischer Graukalk der Obertrias

- 92/01 *Epigondolella* cf. *primitia* MOSHER  
93/66 *Epigondolella* sp. – Vorläuferform von *E. primitia* (Karn/Nor-Grenzbereich)

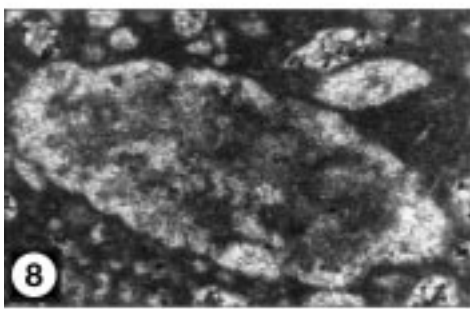
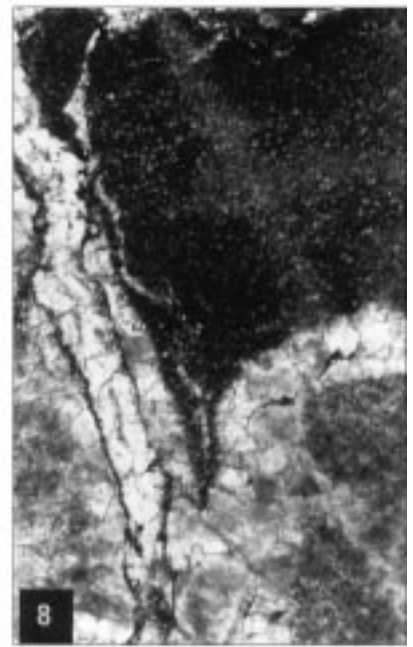
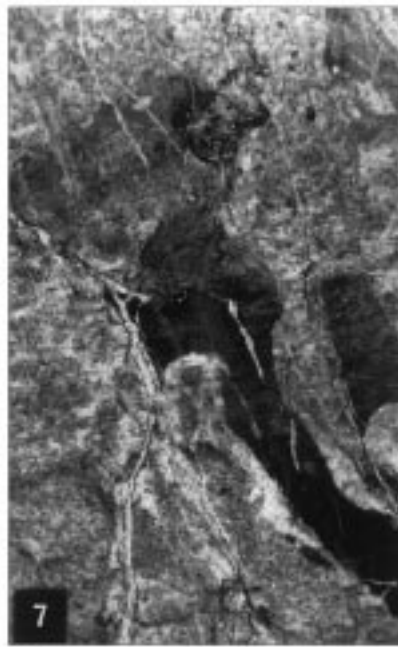
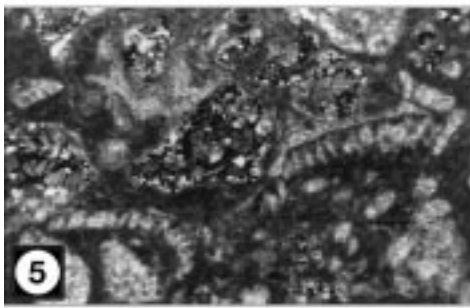
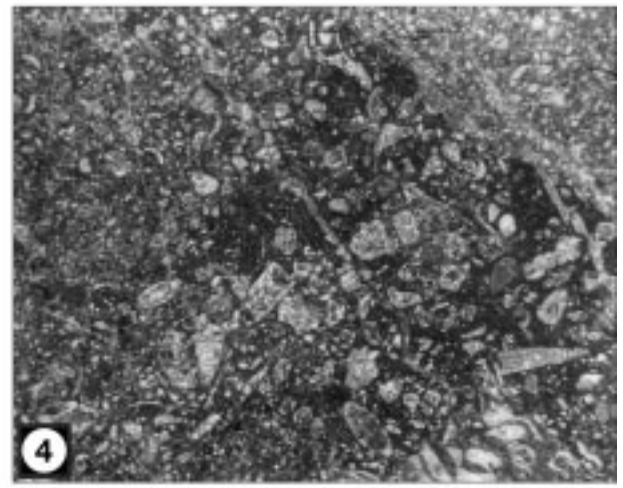
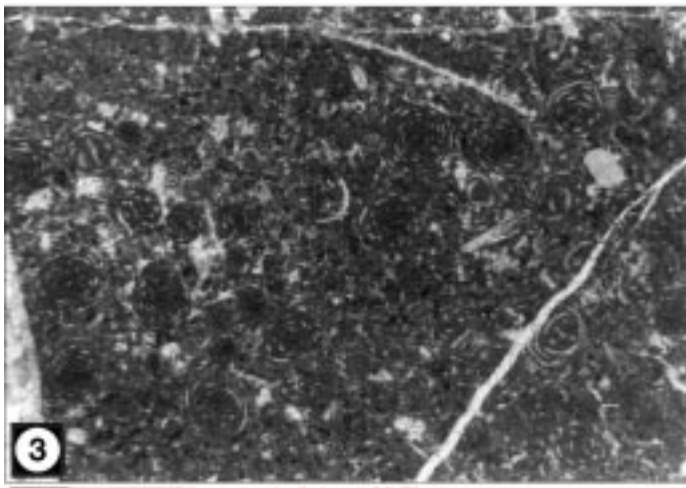
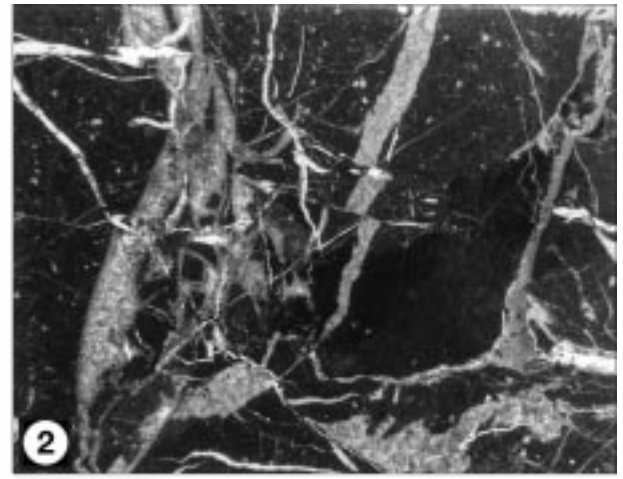
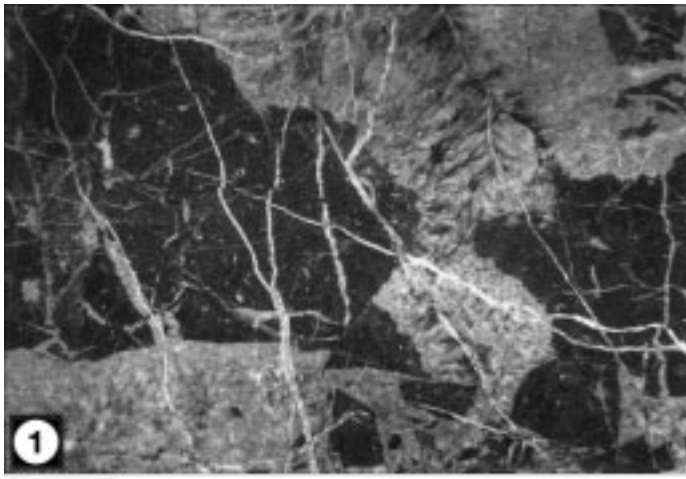


---

## Tafel 1

### Gesteine der juvavischen Schollen im Ödenhof-Fenster

- Fig. 1: **Steinalmkalk.**  
Hellgrauer Mikrit mit Massenvorkommen von Foraminiferen (siehe vergrößertes Beispiel in Fig. 3), stark brecciiert, Hohlräume durch radial-fibröse Zemente verfüllt.  
Probe MAN 84/120-A, Balken 5 mm.
- Fig. 2: **Steinalmkalk.**  
Hellgrauer Mikrit mit Foraminiferen (wie in Fig. 3), von Calcit-verfüllten Spalten durchzogen, dunkler Bereich rechts der Mitte wird von Conodonten-führendem, rotem Mikrit gebildet.  
Probe MAN 85/98, Balken 5 mm.
- Fig. 3: **Steinalmkalk, Detail.**  
Massenvorkommen von *Pilamina densa* PANTIC.  
Probe MAN 86/49, Balken 1 mm.
- Fig. 4: **Detritusschüttungen im dunklen Bankkalk der Gutensteiner Schichten, reich an Fragmenten von Dasycladaceen.**  
Probe MAN 86/51, Balken 5 mm.
- Fig. 5–6: **Vergrößerte Ausschnitte aus Fig. 4.**  
Rekristallisierte Dasycladaceen.  
Probe MAN 86/51, Balken 1 mm.
- Fig. 7: **Dolomitisierte Bereich in den Mitteltriaskarbonaten der Ödenhofsollen.**  
Grob dolomitspätig umkristallisiertes Gestein mit Sediment-verfülltem Hohlraum (? Spaltenfüllung).  
Probe MAN 84/122, Balken 5 mm.
- Fig. 8: **Vergrößerter Ausschnitt aus Fig. 7.**  
Zementtapeten am Hohlraumrand, Füllung durch roten Mikrit mit beginnender Dolomitsprossung.  
Probe MAN 84/122, Balken 1 mm.
-



---

## Tafel 2

### Gesteine der juvavischen Schollen im Ödenhof-Fenster

Fig. 1–2: **Pelagischer Buntkalk.**

Durch Sammelkristallisation kornvergrößerter, mehr oder minder stark ausgewaschener Filamentmikrit/sparit.  
Proben MAN 86/06/1.  
MAN 85/100.  
Balken jeweils 5 mm.

**Pelagischer Buntkalk mit feinkörnigem, allodapischem Detritus.**

Fig. 3: **Detritus lagig angeordnet mit Andeutung von Gradierung.**

Probe MAN 86/35, Balken 5 mm.

Fig. 4: **Unregelmäßige Hohlrumbildungen (? Wühlbauten),**

teils mit dicken Calcizementaufwüchsen, teils mit feingeschichteter Sedimenteinfüllung (untere Bildhälfte).  
Probe MAN 86/36, Balken 5 mm.

Fig. 5: **Ungeschichtete Einlagerung**

von feinkörnigem, allochthonem Detritus im autochthonen Mikritsediment.  
Probe MAN 84/120-B, Balken 5 mm.

Fig. 6: **Detailansicht einer biopelsparitischen Detritusschüttung.**

Komponenten nicht näher identifizierbar.  
Probe MAN 84/120-B, Balken 1 mm.

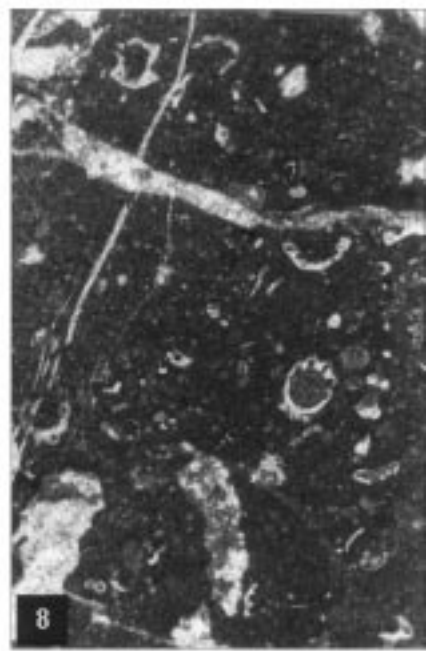
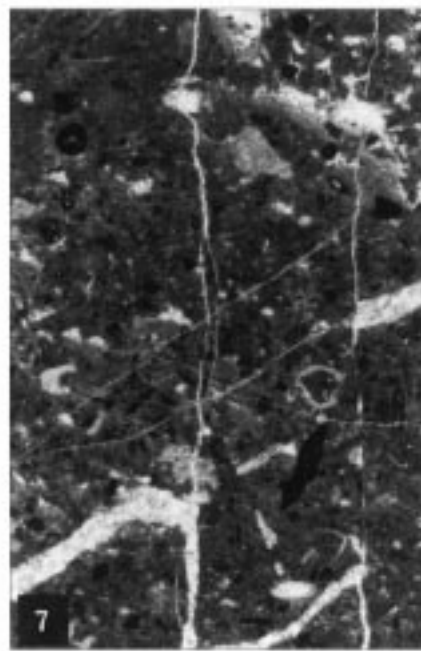
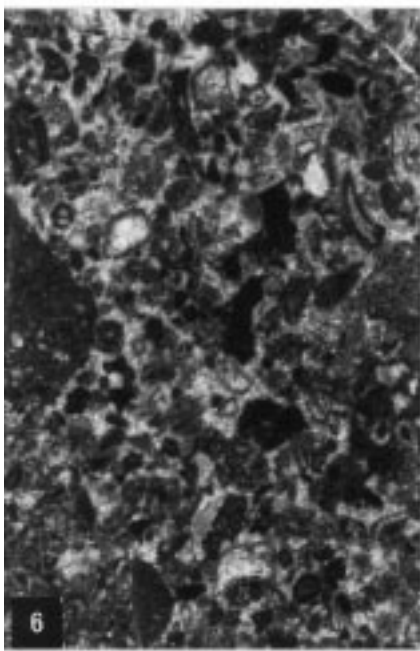
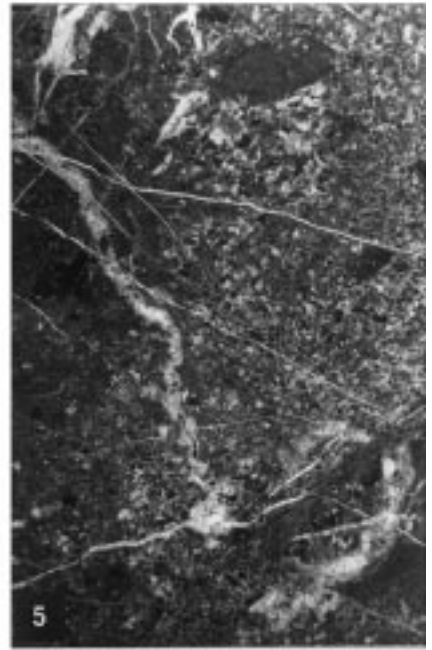
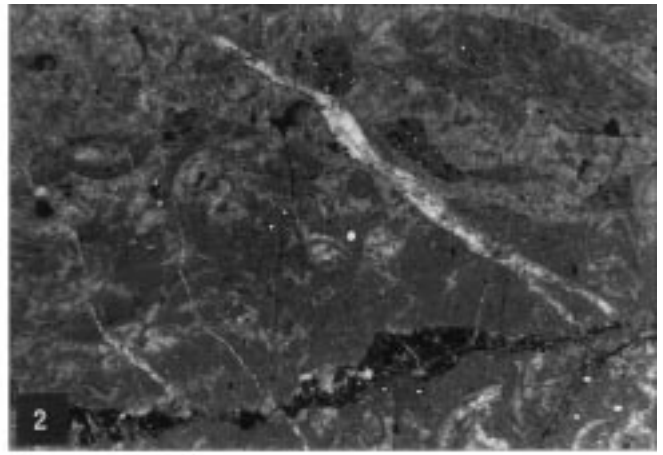
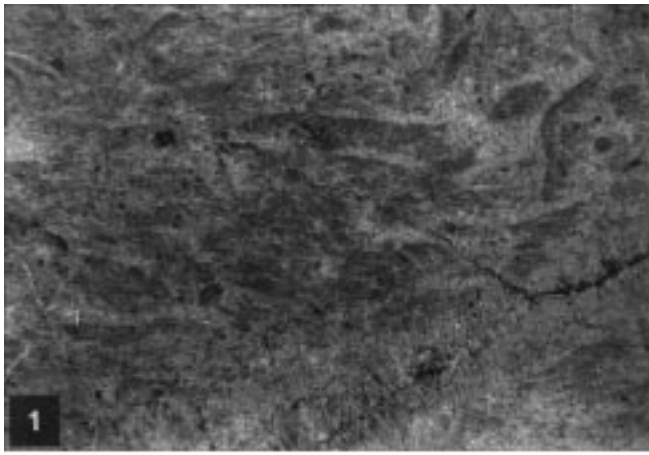
Fig. 7: **Detailansicht einer biomikritischen Variante der Detritusschüttung**

mit Crinoidenbruchstücken und Fragmenten von ? Tubiphyten (schwarze Komponenten).  
Probe MAN 86/37, Balken 1 mm.

Fig. 8: **Fragmente der Grünalge *Clypeina besici* PANTIĆ in pelagischem Buntkalk.**

Sie dokumentieren die Flachwasserherkunft zumindest eines Teiles der Detritusschüttungen.  
Probe MAN 84/123, Balken 5 mm.

---





---

## Tafel 3

### Gesteine der juvavischen Schollen im Ödenhof-Fenster

- Fig. 1–2: **Pelagischer, norischer Graukalk.**  
Komponentenfreier Mikrit mit seltenen Crinoiden-Fragmenten.  
Probe MAN 93/66, Balken 5 mm.  
Probe MAN 92/01, Balken 1 mm.
- Fig. 3: **Schwarzer, fossilreicher, unterkarnischer Bankkalk.**  
Übersicht.  
Floatstone mit größeren Bioklasten wie Gastropoden, Crinoiden, Echinidenstachel, Dasycladaceen, Gerüstbildner und Foraminiferen.  
Probe MAN 86/34, Balken 5 mm.
- Fig. 4: **Schwarzer, fossilreicher, unterkarnischer Bankkalk.**  
Ausschnitt aus Fig. 3.  
Biomikrit mit pelsparitisch verfülltem Wühlgang, Echinodermenresten und nicht näher zuordenbaren Schalenfragmenten.  
Probe MAN 86/34, Balken 5 mm.
- Fig. 5: **Schwarzer, fossilreicher, unterkarnischer Bankkalk.**  
Ausschnitt aus Fig. 3.  
Biomikrit mit randlich geschnittenen Segmenten von ? *Clypeina* und einem Fragment eines Kalkschwammes.  
Probe MAN 86/34, Balken 1 mm.
- Fig. 6: **Kalklage zwischen Reingrabener Schiefen.**  
Schwarzer Biomikrit mit dichtgepackten Filamenten und Crinoiden.  
Probe MAN 86/44, Balken 5 mm.
- Fig. 7: **Schwarze Kalkbank zwischen Reingrabener Schiefen.**  
Gerüst aus verzweigten Tubiphyten, dazwischen spätig zementierter, z.T. korngrößensortierter Detritus, Resthohlräume von ockergelb verwitterndem Mergel verfüllt (im Bild schwarz).  
Probe MAN 86/41-A, Balken 5 mm.
-

