

# **Geologisch – fazielle Untersuchungen in der Lunzer Decke südwestlich von Weyer (Oberösterreich)**

99 Seiten, 18 Abbildungen, 10 Tafeln und 1 Beilage



**eingereicht von**

**Christoph Janda**

Diplomarbeit zur Erlangung des akademischen Grades  
„MAGISTER DER NATURWISSENSCHAFTEN“  
an der Formal- und Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien

Wien, Juni 2000

## ZUSAMMENFASSUNG

## ABSTRACT

|          |                                                                           |           |
|----------|---------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>1</b> | <b>EINFÜHRUNG.....</b>                                                    | <b>9</b>  |
| 1.1      | METHODIK .....                                                            | 9         |
| 1.2      | HISTORISCHER ÜBERBLICK .....                                              | 10        |
| 1.3      | GEOGRAPHISCHER ÜBERBLICK.....                                             | 12        |
| 1.4      | GEOLOGISCH – TEKTONISCHER ÜBERBLICK.....                                  | 15        |
| <b>2</b> | <b>STRATIGRAPHIE UND SEDIMENTOLOGIE - TRIAS.....</b>                      | <b>17</b> |
|          | EINFÜHRUNG.....                                                           | 17        |
| 2.1      | STEINALM FORMATION [PIA - 1930] .....                                     | 18        |
| 2.1.1    | <i>Allgemein</i> .....                                                    | 18        |
| 2.1.2    | <i>Lithologie und Mikrofazies</i> .....                                   | 18        |
| 2.1.3    | <i>Interpretation</i> .....                                               | 19        |
| 2.2      | REIFLING FORMATION [F.V.HAUER - 1853] .....                               | 20        |
| 2.2.1    | <i>Allgemein</i> .....                                                    | 20        |
| 2.2.2    | <i>Lithologie und Mikrofazies</i> .....                                   | 20        |
|          | 1) Transgressionsfazies: .....                                            | 22        |
|          | 2) Knollenflasertypus : .....                                             | 23        |
|          | 3) Hornsteinführende Knollenkalkfazies: .....                             | 23        |
|          | Tuffit: .....                                                             | 24        |
| 2.2.3    | <i>Interpretation</i> .....                                               | 24        |
|          | Genese der Hornsteinknollen .....                                         | 25        |
| 2.3      | PARNACH FORMATION [GÜMBEL - 1858] .....                                   | 27        |
| 2.3.1    | <i>Allgemein</i> .....                                                    | 27        |
| 2.3.2    | <i>Lithologie und Mikrofazies</i> .....                                   | 27        |
| 2.3.3    | <i>Interpretation</i> .....                                               | 28        |
| 2.4      | RAMING FORMATION [TOLLMANN – 1966] .....                                  | 28        |
| 2.4.1    | <i>Allgemein</i> .....                                                    | 28        |
| 2.4.2    | <i>Lithologie und Mikrofazies</i> .....                                   | 28        |
| 2.4.3    | <i>Interpretation</i> .....                                               | 29        |
| 2.5      | WETTERSTEIN FORMATION [GÜMBEL - 1861] .....                               | 32        |
| 2.5.1    | <i>Allgemein</i> .....                                                    | 32        |
| 2.5.2    | <i>Lithologie und Mikrofazies</i> .....                                   | 32        |
|          | Mikrofaziestyp 1 (MF1): Grain- bis Rudstone mit Tubiphytes obscurus ..... | 33        |
|          | Mikrofaziestyp 2 (MF2): Boundstone (Framestone)- bis Grainstone .....     | 34        |
|          | Mikrofaziestyp 3 (MF3): Grainstone mit Pisoiden und Dasycladaceen ...     | 34        |
|          | Mikrofaziestyp 4 (MF4): Pisoid – Grain- bis Rudstone .....                | 35        |
|          | Mikrofaziestyp 5 (MF5): Grapestone .....                                  | 35        |
|          | Diagenese (Zemente + Porositäten) .....                                   | 36        |
| 2.5.3    | <i>Interpretation</i> .....                                               | 37        |
| 2.6      | LUNZ FORMATION [LIPOLD – 1863] .....                                      | 45        |
| 2.6.1    | <i>Allgemein</i> .....                                                    | 45        |
| 2.6.2    | <i>Lithologie und Mikrofazies</i> .....                                   | 45        |
| 2.6.3    | <i>Interpretation</i> .....                                               | 46        |

|          |                                                                     |           |
|----------|---------------------------------------------------------------------|-----------|
| 2.7      | OPPONITZ FORMATION [LIPOLD - 1865]                                  | 46        |
| 2.7.1    | Allgemein                                                           | 46        |
| 2.7.2    | Lithologie und Mikrofazies                                          | 47        |
| 2.7.3    | Rauhwacken – Evaporite                                              | 48        |
| 2.7.4    | Interpretation                                                      | 52        |
| 2.8      | HAUPTDOLOMIT FORMATION[GÜMBEL - 1857]                               | 54        |
| 2.8.1    | Allgemein                                                           | 54        |
| 2.8.2    | Lithologie und Mikrofazies                                          | 54        |
| 2.8.3    | Interpretation                                                      | 55        |
| 2.9      | KÖSSEN FORMATION [SUESS – 1852]                                     | 55        |
| 2.9.1    | Allgemein                                                           | 55        |
| 2.9.2    | Lithologie und Mikrofazies                                          | 55        |
| 2.9.3    | Interpretation                                                      | 56        |
| 2.10     | OBERRHÄT KALK                                                       | 56        |
| 2.10.1   | Allgemein                                                           | 56        |
| 2.10.2   | Lithologie und Mikrofazies                                          | 56        |
| 2.10.3   | Interpretation                                                      | 57        |
| <b>3</b> | <b>STRATIGRAPHIE UND SEDIMENTOLOGIE – JURA/KREIDE</b>               | <b>62</b> |
|          | EINFÜHRUNG                                                          | 62        |
| 3.1      | HIERLATZ FORMATION [SUESS – 1852]                                   | 63        |
| 3.1.1    | Allgemein                                                           | 63        |
| 3.1.2    | Lithologie und Mikrofazies                                          | 63        |
| 3.1.3    | Interpretation                                                      | 63        |
| 3.2      | ADNET FORMATION [F.V.HAUER – 1853] / KLAUS FORMATION [SUESS – 1852] | 64        |
| 3.2.1    | Allgemein                                                           | 64        |
| 3.2.2    | Lithologie und Mikrofazies                                          | 64        |
| 3.2.3    | Interpretation                                                      | 64        |
| 3.3      | REITMAUER FORMATION [TRAUTH – 1950]                                 | 65        |
| 3.3.1    | Allgemein                                                           | 65        |
| 3.3.2    | Lithologie und Mikrofazies                                          | 65        |
| 3.3.3    | Interpretation                                                      | 65        |
| 3.4      | MÜHLBERG FORMATION [TRAUTH – 1921]                                  | 65        |
| 3.4.1    | Allgemein                                                           | 65        |
| 3.4.2    | Lithologie und Mikrofazies                                          | 65        |
| 3.4.3    | Interpretation                                                      | 66        |
| 3.5      | MIKRITOIDKALK                                                       | 66        |
| 3.5.1    | Allgemein                                                           | 66        |
| 3.5.2    | Lithologie und Mikrofazies                                          | 66        |
| 3.5.3    | Interpretation                                                      | 67        |
| 3.6      | RUHPOLDING FORMATION                                                | 67        |
| 3.6.1    | Allgemein                                                           | 67        |
| 3.6.2    | Lithologie und Mikrofazies                                          | 67        |
| 3.6.3    | Interpretation                                                      | 68        |
| 3.7      | HASELBERG FORMATION [SCHAFHÄUTL – 1846] (TITHONFLASERKALK)          | 69        |
| 3.7.1    | Allgemein                                                           | 69        |
| 3.7.2    | Lithologie und Mikrofazies                                          | 69        |
| 3.7.3    | Interpretation                                                      | 69        |

|          |                                                                 |           |
|----------|-----------------------------------------------------------------|-----------|
| 3.8      | SCHRAMBACH FORMATION [LILL V. LILIENBACH – 1830] .....          | 69        |
| 3.8.1    | <i>Allgemein</i> .....                                          | 69        |
| 3.8.2    | <i>Lithologie und Mikrofazies</i> .....                         | 70        |
| 3.8.3    | <i>Interpretation</i> .....                                     | 70        |
| 3.9      | GOSAU GRUPPE .....                                              | 71        |
| 3.9.1    | <i>Allgemein</i> .....                                          | 71        |
| 3.9.2    | <i>Lithologie und Mikrofazies</i> .....                         | 71        |
| 3.9.3    | <i>Interpretation</i> .....                                     | 71        |
| <b>4</b> | <b>QUARTÄR</b> .....                                            | <b>72</b> |
| 4.1      | GLAZIALE BILDUNGEN .....                                        | 72        |
| 4.2      | HANGRUTSCHUNGEN UND HANGSCHUTT .....                            | 73        |
| <b>5</b> | <b>TEKTONIK</b> .....                                           | <b>78</b> |
| 5.1      | EINFÜHRUNG .....                                                | 78        |
|          | Sprödetektonische Deformationsphasen in den östlichen NKA ..... | 78        |
| 5.2      | LOKALE STRUKTUREN .....                                         | 81        |
| 5.2.1    | <i>Aufschiebungen</i> .....                                     | 82        |
| 5.2.2    | <i>Abschiebungen</i> .....                                      | 83        |
| 5.2.3    | <i>Strike Slip</i> .....                                        | 83        |
| 5.3      | PROFILE .....                                                   | 84        |
| 5.3.1    | <i>Kühberg Synklinale</i> .....                                 | 84        |
| 5.4      | INTERPRETATION UND DISKUSSION .....                             | 85        |
| 5.4.1    | <i>Falten-Überschiebungs-Gürtel (Kreide – Oligozän?)</i> .....  | 85        |
| 5.4.2    | <i>Weyrer Bögen (Eozän-Miozän)</i> .....                        | 85        |
| 5.4.3    | <i>Laterale Extrusion (Miozän)</i> .....                        | 85        |
| <b>6</b> | <b>BOHRUNG UNTERLAUSSA 1</b> .....                              | <b>86</b> |
| 6.1      | EINFÜHRUNG .....                                                | 86        |
| 6.2      | TECHNISCHE DATEN: .....                                         | 86        |
| 6.3      | ERGEBNISSE .....                                                | 87        |
| 6.3.1    | <i>Stratigraphie</i> .....                                      | 87        |
| 6.3.2    | <i>Tektonik</i> .....                                           | 89        |
| <b>7</b> | <b>LITERATURVERZEICHNIS</b> .....                               | <b>91</b> |

## DANKSAGUNG

Besonderer Dank gilt in erster Linie meinen Eltern, die das schier endlos scheinende Studium in finanzieller Hinsicht ermöglicht haben. Anerkennung gebührt ihnen auch dahingehend, dass sie meinen Werdegang immer respektiert und unterstützt haben auch wenn sie damit vermutlich nicht immer glücklich waren.

Mein herzlichster Dank gilt vor allem auch Christine, die in den letzten Jahren und Monaten auf viele gemeinsame Stunden und Erlebnisse verzichten musste.

In fachlicher Hinsicht danke ich ganz besonders meinem langjährigen Betreuer Prof. Richard Lein, der mir jederzeit mit Rat und Tat zur Seite stand und meine Geländearbeiten unterstützte. Für angeregte Diskussionen und die Bestimmung der Conodonten mein Dankeschön an Prof. Leopold Krystyn vom Institut für Paläontologie in Wien. Für die Bestimmung von Kalkschwämmen und porostromaten Algen aus Dünnschliffproben sei Herrn Prof. Baba Senowbari-Daryan (Institut für Paläontologie der Universität Erlangen) gedankt ebenso wie Frau Dr. Olga Piros (MAFI, Budapest) für die Bestimmung von Dasycladaceen. Ausserdem danke ich Herrn Prof. Michael Götzinger für die Bearbeitung der Fluorit - Coelestin Paragenese der Wetterstein Formation am Rasterelektronenmikroskop und Herrn Edwin Pak für die Durchführung der Schwefel Isotopenanalyse aus der Evaporitsequenz der Bohrung Küpfern U1. Für die Unterstützung bei tektonischen Fragestellungen bin ich vor allem Herrn Dr. Kurt Decker (Institut für Geologie an der Universität Wien) zu dank verpflichtet, der mir nicht nur seine vorhandenen Aufzeichnungen aus dieser Gegend zur Verfügung gestellt hat sondern auch geholfen hat diese mit meinen in Einklang zu bringen. Ebenso gebührt meinem Freund Gerhard Wiesmayr Anerkennung für sein Engagement der komplexen Tektonik auf den Grund zu gehen. Dass ich in dieser Arbeit die hervorragenden Kartierungsergebnisse der Schrabachauer Synklinale im Bereich des Kühberges einbinden konnte verdanke ich den lieben Kollegen Frau Mag. Ute Sattler und Herrn Mag. Andreas Drescher, die mir die Ergebnisse ihre Kartierungsübung von 1995 zur Verfügung gestellt haben. Dank gebührt natürlich auch damaligen Betreuern, die die beiden bei ihrer Arbeit unterstützt haben, allen voran Herrn Dr. Bernhard Grasemann für seinen untrüglichen Spürsinn für imposante strukturelogische Phänomene.

Natürlich bin ich zahlreichen Kollegen zu dank verpflichtet, die mir im Laufe des Studiums zahlreiche spannende Diskussionen und Stunden bereitet haben, allen voran die Kollegen der ersten Stunde Jimmy, King, Wiki, Magnusius, Sascha, Jürgen, Paula, Martini und Ralf. Als „Lein Mafia“ am Institut bekannt haben wir unzählige gemeinsame Exkursionen verbracht. Die zahlreichen gemeinsamen Stunden mit Chang, Helmi, HP, Karin, Philipp, Hugh, Robert, Didi und vor allem meiner langjährige Zimmerkollegin Ute haben auch die letzten Jahre wie im Flug vergehen lassen.

Für Motivation ausserhalb der Universität gilt meinen ehemaligen Wohnungskollegen Modi und Matsch sowie den Nachbarn Flo und Birgit mein Dank.

Ganz besonderer Dank geht an die OMV, die sämtliche Unterlagen über die Bohrungen Unterlaussa und Küpfern bereitwillig zur Verfügung gestellt hat und die Geländearbeiten zum Teil mitfinanziert hat. Besonders Herrn Dr. Rudolf Dell`Mour meine persönliche Anerkennung für die Zeit die er mir geopfert hat.

Ein abschliessender aber nicht minder herzlicher Dank geht an meine zukünftigen Kollegen Prof. Bernhard Grasemann und Dr. Erich Draganits, die durch ihr Angebot in ihrem dynamischen Team mitarbeiten zu können meine Motivation diese Arbeit fertigzustellen immens gesteigert haben.

## ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Arbeit umfasst eine Bearbeitung der Sedimentologie und Mikrofazies der Lunzer Decke im Bereich der Ortschaft Kleinreifling (Oberösterreich) mit besonderem Augenmerk auf die mitteltriadische – julische Beckenentwicklung. Neben einer detaillierten Kartierung im Massstab 1:10 000 erfolgte weiters eine tektonische Aufnahme und Bearbeitung der Strukturen unter Miteinbeziehung der OMV Bohrungen Unterlaussa 1 und Kूपfern U1 und U1a.

Markant ist für das Arbeitsgebiet eine tektonisch bedingte (Weyrer Linie) Faziesdifferenz, die sich vor allem in der mitteltriadischen bis julischen und in der jurassischen Entwicklung deutlich zeigt.

### STRATIGRAPHIE UND SEDIMENTOLOGIE

Die stratigraphische Entwicklung des Hochbajuvarikums setzt hier mit anischem Steinalkalk ein, der von einer mächtigen Beckenentwicklung der Reifling- und Partnach Formation überlagert wird. Die Reiflinger Kalke lassen sich in einen basalen Transgressionshorizont, einen anisichen Knollenflaserkalk und einen ladinisch bis julischen Hornsteinknollenkalk mit zwischengelagerten Tuffen/Tuffiten gliedern. Letzterer findet sich auch als Einschaltung einzelner Bänke und Rippen innerhalb der oberladinisch bis julischen Partnachschichten, die hier rein durch Tonschiefer und Mergel repräsentiert sind. Klassische feinkörnige Partnachkalke fehlen somit.

Die Beckenentwicklung im östlichen Faziesbereich des Kartierungsgebietes geht direkt in mächtige klastische Sedimente der Lunzer Gruppe (Reingrabener Tonschiefer und Lunzer Sandsteine) über, während im Westen die Überlagerung der Partnachschichten durch allodapische Schuttkalke der Raming Formation die Progradation der nördlichen Wettersteinplattform gegen Süden markiert. Die Flachwasserablagerungen dieser rein auf das Jul beschränkten Plattform lassen sich in 5 Mikrofaziestypen untergliedern, die Sedimente des Riff- und Rückriffbereiches darstellen. Mikrofaziestyp 1 (MF1) ist ein bioklastischer Grain- bis Rudstone mit *Tubiphytes obscurus*, während MF2 einen Bound- bis Grainstone des Riffbereiches darstellt, der vor allem eine reiche Kalkschwammfauna aufweist. MF3 ist ein Grain- bis Rudstone mit Pisoiden und Grünalgen (*Dasycladaceen*) des proximalen Rückriffes. Die Pisoidreichen Grain- bis Rudstones des Mikrofaziestyps 4 ebenso wie die Aggregatkornfazies von MF5 zeigen vadose Zementationsbedingungen, die auf einen offenen, distalen Rückriffbereich hinweisen. Geringmächtige Reingrabener Schiefer ohne Lunzer Sandsteine beenden diese Flachwasserentwicklung. Somit steht eine distale Beckenentwicklung im Osten einer proximalen Entwicklung im Westen gegenüber. Das Tuval wird von plattigen, feinkörnigen Opponitzer Kalken gebildet, die markante Rauhwacken an der Basis und z.T. im Hangenden aufweisen. Diese lassen sich aufgrund von Schwefel Isotopenmessungen und lithostratigraphischen Vergleichen gut mit Evaporitsequenzen aus den Bohrungen Unterlaussa 1 und Kूपfern U1 korrelieren. Auf norischen Hauptdolomit folgen Kössener Schichten und Flachwasserkalke des Oberrhät, dessen Top die ungefähre Grenze zum Jura bildet.

Die Entwicklung des Jura liegt hier in Form von NE-SW streichenden Synklinalen vor (Schrabachauer Mulde, Kleinreiflinger Mulde) und endet mit der unterkretazischen Schrambach Formation, einer feinkörnigen und mergeligen Kalkabfolge, die reich an kalkigem Nannoplankton ist.

Abschliessend wird ein kurzer Überblick über die quartären Sedimente gegeben, die Terrassenablagerungen und Moränenreste der beiden letzten Vereisungsperioden Riss und Würm repräsentieren.

## TEKTONIK

Die Arbeit gibt einen Überblick über die tektonischen Ereignisse während der kretazischen bis miozänen Gebirgsbildung in den Nördlichen Kalkalpen und stellt diese den aufgenommen Strukturen im Arbeitsgebiet gegenüber. In der Oberkreide entwickelte sich aufgrund der N-gerichtete Bewegung der Adriatischen Platte gegenüber dem Europäische Vorland ein „Falten- und Überschiebungsgürtel“. NW gerichtete Überschiebungen, wie die Weyerer Linie, und NE-SW streichende Synklinal- und Antiklinalstrukturen (Schrabachauer Mulde, Ennsberg Antiklinale), sind das Resultat dieser Konvergenzphase. Nach Ablagerung der Gosauseimente wurden die vorhandenen Strukturen vermutlich im Tertiär mehrfach reaktiviert. W- gerichtete Überschiebungen und die Eindrehung der Weyerer Bögen erfolgten im Bereich des Eozäns bis Miozäns. Nach wie vor unklar sind die Mechanismen, die zur Bildung dieser Bogenstruktur geführt haben. E- gerichtete laterale Extrusion hatte im Miozän die Ausbildung von sinistralen Blattverschiebungen (SEMP, Weyerer Störung) und Abschiebungen nach Osten zur Folge. Vor allem letztere konnten im Gelände klar belegt werden.

Diese Arbeit beinhaltet ausserdem eine, erstmals veröffentlichte, detaillierte Aufzeichnung der Bohrung Unterlaussa 1 aus den Jahren 1992/1993, die Einblick in die stratigraphische Abfolge des Frankenfelder/Lunzer Deckensystems und der von diesem überschobenen Reichraminger Decke gibt. Die Bohrung endet in knapp 3000 m Teufe nach Durchdringen der mächtigen Gosau der Reichraminger Decke, die etwa 6 km westlich in Form der Gosau der Weyerer Bögen an der Oberfläche aufgeschlossen ist.

## ABSTRACT

The following thesis deals with the sedimentology and microfacies of the Lunz nappe in the area of Kleinreifling (Upper Austria) with a special focus on the Middle Triassic to Julian basin succession. A detailed geological map of the area at a scale of 1:10 000 is presented as well as a tectonic concept including the OMV drillings of Unterlaussa 1 and Küpfern U1 and U1a.

The mapped area shows a tectonically induced (Weyrer Linie) facies differentiation, which is clearly evident in the Middle Triassic to Julian as well as in the Jurassic stratigraphic record.

### STRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY

The stratigraphic record of the “Hochbajuvarikum” starts here with the shallow marine limestone of the Anisian Steinalm Formation and is overlain by thick basinal carbonates of the Reifling- and the Partnach Formations. The Reifling Formation can be divided into a basal transgressive limestone horizon, an Anisian nodular limestone and a Ladinian to Julian cherty nodular limestone that contains vulcanoclastic layers. Single beds of the latter nodular carbonates are also found intercalated with marls of the Partnach Formation, which is of late Ladinian to Julian age. Typical micritic limestones of the Partnach Formation have not been found in this area. The basin succession of the eastern facies zone is overlain by thick clastic sediments of the Lunz Group (Reingraben Formation and Lunzer sandstone). In the western part of the study area the marls of the Partnach Formation are succeeded by allodapic limestones of the Raming Formation, which mark the progradation of the northern Wetterstein platform to the south. The shallow water succession of this platform is restricted to the Julian and is divided into 5 microfacies types, which represent sediments of a reef- and backreef area. Microfacies type 1 (MF1) shows a bioclastic grain- to rudstone with *Tubiphytes obscurus*, whereas MF2 is a sponge rich reefal bound- to grainstone. MF3 is a grain- to rudstone with pisoids and green algae (*Dasycladacea*) of a proximal backreef area. The pisoidic grain- to rudstones of type 4 as well as the grapestone facies of MF5 shows vadose cements of an open distal backreef area. The shallow marine carbonate system is capped by a thin succession of shaly Reingraben beds without any sandstone layers. Thus a proximal depositional system in the west can be compared to a distal one in the east. The Opponitz Formation represents the Tuvanian period and is made of platy micritic limestones and vuggy gypsiferous carbonates at the base and partially on the top. Due to sulphur isotope data and lithostratigraphic comparison these so called “Rauhwacken” can be correlated with evaporitic sequences of the drillings Unterlaussa1 and Küpfern U1. The rest of the late Triassic is made up of Norian “Hauptdolomit” and the Rhaetian basinal Kössen beds and the shallow marine limestones of the “Oberhätalkalk”. The top of the latter approximately marks the Triassic/Jurassic border.

The Jurassic succession is present in synclines of huge NE-SW trending folds (Schrabachauer syncline, Kleinreiflinger syncline) and ends with Schrambach beds, a finegrained, marly limestone, which is rich in calcareous plankton and lower Cretaceous in age.

A short overview on the Quaternary sediments and their history is presented at the end of the stratigraphic chapter including terraces and morainic remnants of the Riss- and Würm glacial periods.

## TECTONIC

This thesis presents an overview on the tectonic processes during the Cretaceous to Miocene orogenic phase in the Northern Calcareous Alps and compares it with the structures found in the study area. In the late Cretaceous a fold and thrust belt developed by the northward movement of the Adriatic plate onto the European foreland. NW-directed thrusts as the “Weyerer Linie” and NE-SW trending syn- and anticlines (Schrabachauer syncline, Ennsberg anticline) are the results of this phase of convergence. After deposition of the Gosau sediments the structures have probably been reactivated several times in the Tertiary. W-directed thrusts and the bending of the Weyer arc took place in Eocene to Miocene time. The mechanism of the formation of this arc is still unclear and matter of debate. The tectonic history ends with E-directed lateral extrusion in the Miocene leading to sinistral strike slip faults (SEMP; Weyerer fault) and E-directed normal faults, which are well documented in this area.

The thesis also includes a first published, detailed record of the drilling Unterlaussa 1 from the years 1992/1993, which shows the stratigraphic succession of the Frankenfels/Lunz nappe system and the thrustured Reichraming nappe. The drilling reaches some 3000 meters after passing the thick Gosau sediments of the Reichraming nappe, that outcrop on the surface 6 km to the east as “Gosau der Weyerer Bögen”.

# 1 EINFÜHRUNG

## 1.1 METHODIK

Ziel dieser Arbeit war es eine detaillierte geologische Kartierung im Massstab 1:10000 vorzunehmen sowie eine fazielle Bearbeitung der Gesteine unter spezieller Berücksichtigung der O-Anis – U-Karn Beckenentwicklung. Diese „mitteltriassische“ Abfolge wurde auf der letzten umfassenden Kartierung in diesem Bereich, der Geologischen Spezialkarte der k.k. Österreichisch-Ungarischen Monarchie von GEYER (1912) zusammengefasst. Im Rahmen dieser Arbeit wurden das Anis, das Ladin und das basale Karn in die heute gängigen lithologischen Einheiten differenziert. Grundlage der Kartierung war eine auf den Massstab 1:10 000 vergrösserte Kopie der ÖK-Kartenblätter 69 (Großraming) und 70 (Waidhofen/Ybbs). Ein Grossteil der Geländearbeiten erfolgte in den Jahren 1991 und 1992. In den darauffolgenden Jahren erfolgten noch einige Probennahmen und Detailarbeiten.

Weiters wurden in diesem Bereich Detailprofile aufgenommen mit der Hoffnung eine durchgehende, ungestörte Abfolge der Mitteltriasentwicklung zu dokumentieren.

Die fazielle Bearbeitung basiert im wesentlichen auf der mikrofaziellen Analyse von etwa 200 Dünnschliffen. Makrofossilien fanden sich nur wenige, die ausserdem aufgrund ihrer stratigraphischen Reichweite nur begrenzt für zeitliche Einstufung und fazielle Interpretation geeignet sind. Die Auswertung der paläontologischen Schliffe erfolgte im wesentlichen nach FLÜGEL (1982b) und TUCKER & WRIGHT (1990). Die Klassifikation der Karbonate erfolgte nach der von EMBRY & KLOVAN (1972) erweiterten Nomenklatur nach DUNHAM (1962). Die klassische Gliederung nach FOLK (1962) erscheint für die vorliegenden Arbeit nur bedingt zweckmässig. Auf ihre Verwendung wird hier weitgehend verzichtet.

Zur Klärung der stratigraphischen Position von lithologischen Serien dienten Lösproben zur Gewinnung von Conodonten. Dies ermöglichte in vielen Fällen eine relative Alterszuordnung der beprobten Gesteinshorizonte und somit auch eine Klärung über tektonisch gestörte oder ungestörte Profilabfolgen. Die Lösproben wurden zerkleinert und mit verdünnter Essigsäure angesetzt. Der Rückstand mit Sieben auf vier Fraktionen, 500 µm, 250µm, 125µm und 63µm geschlämmt. Die Abtrennung der Conodonten erfolgte gravitativ mit Tetrabromethan, das eine Dichte von 2,96g/cm<sup>3</sup> aufweist.

Zur Klärung tektonischer Fragestellungen wurden im Gelände eine Vielzahl strukturgeologischer Messungen mit einem Büchi Kompass vorgenommen. Die gewonnenen Daten wurden mit dem Softwareprogramm „Tectonics FP“ von REITER & ACS nach Angelier ausgewertet und bildeten zusammen mit Beobachtungen im Kartierungsgebiet die Basis für die tektonische Interpretation.

Dank der freundlichen Genehmigung durch die OMV können in dieser Arbeit die Ergebnisse der Bohrung Unterlaussa1 aus den Jahren 1992/93 eingebunden und den Ergebnissen der Kartierung gegenübergestellt werden.

## 1.2 HISTORISCHER ÜBERBLICK

Die bogenförmige Struktur der Weyrer Bögen hat seit jeher Geologen beschäftigt und zahlreiche Fragen bis heute aufgeworfen. Die wichtigsten Erkenntnisse vom Anfang der Forschung seien hier kurz zusammengefasst und im wesentlichen den Arbeiten von HERNDLER (1976) und SCHAUER (1981) entnommen.

Erste Kartierungsarbeiten aus dieser Gegend stammen von EHRLICH (1850), KUDERNATSCH (1852), ČŽŽEK (1852) und Ritter von HAUER (1853). BITTNER (1898, 1900a, 1900b) verdanken wir erste, für die damalige Zeit unglaublich präzise Kartierungsergebnisse. Ihm ist es gelungen, die komplexen stratigraphischen und tektonischen Zusammenhänge nahezu mustergültig zu erkennen. Die von ihm beschriebene „Bruchlinie Klein-Reifling – Loibner Sattel – Stampfgraben“ deckt sich mit der von GEYER (1909) beschriebenen „Weyrer Linie“ und markiert ein Nebeneinander von mitteltriassischen Reiflinger Kalken und jurassischen Sedimenten. Somit war es ihm auch gelungen die grossen Faltenstrukturen westlich und östlich der Enns richtig zu verbinden. Den Gipfelbereich des Kühberg erkannte er bereits als Fortsetzung der Jura-Mulde des Schrabachauerkogels. Ebenso erkannte er bereits die fazielle Differenz der Lithologien östlich und westlich dieser Linie. Der ausgedehnten Wettersteinkalkplattform des Ennsberges mit Partnach Schichten an der Basis im Westen stellt er eine Abfolge von Reiflinger Schichten über Lunzer- und Opponitzerschichten in einem mächtigen Zug von Hauptdolomit gegenüber. Abbildung 1 zeigt einen West – Ost Profilschnitt von der Reichraminger Decke über den Alpkogel (Almkogel) in die Lunzer Decke nach Kleinreifling.

GEYER (1907, 1909, 1911) verdanken wird die erste geologische Karte (1912) des Raumes Weyer. Er untermauert im wesentlichen die Vorarbeiten Bittners und vertritt eine autochthone Entstehung der Weyrer Bögen. Ursprünglich erklärte er die Struktur durch bogenförmig angelegte Sedimenttröge, die durch einen kristallinen Untergrund bedingt sind. Das Leopold von Buch Denkmal im Pechgraben galt ihm als Hinweis dafür. 1907 entwickelte er die „Flyschfjord-Theorie“, wonach eine fjordartige Einbuchtung innerhalb der NKA als Ablagerungsraum des Flysches dient. Dieser Theorie folgten unter anderem REIS (1926), AMPFERER (1931) und KOSSMAT (1936). GEYER ist es auch zu verdanken, dass die Homologien östlich und westlich der Gosau der Weyrer Bögen richtig erkannt wurden. Er parallelisierte Antiklinal- und Synklinalstrukturen und tektonische Linien (z.B.: Mollner Linie und Weyrer Linie).

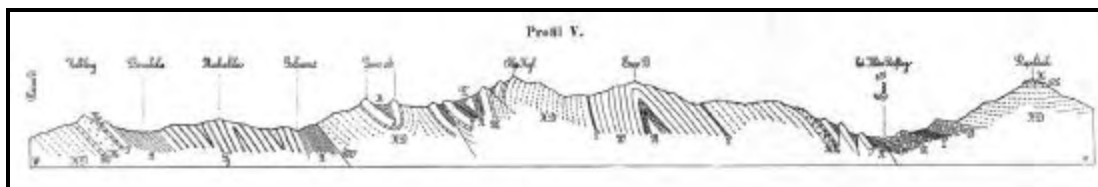


Abb.1 E-W Profilschnitt durch das Arbeitsgebiet aus GEYER (1909)

R = Reiflinger Kalk, W = Wetterstein Kalk, L = Lunzer Sandstein, O = Opponitzer Kalk, HD = Hauptdolomit, Rh = Rhät, Hi = Hierlatz Kalk, Ho = Jura-Hornsteinkalk, J = Jura im Allgemeinen, N = Neokom, Fy = Kreideflysch

KOBER (1912, 1923) lieferte uns neben dem Begriff der „Lunzer Decke“ auch die Theorie der allochthonen Deckeneinheiten. Allerdings legte der die Deckenstim der Lunzer Decke noch an die Weyrer Linie. Auf HAHN (1913) geht die grosstektonische Gliederung und somit die Zuordnung der Lunzer Decke in das Hochbajuvarikum zurück. SPITZ (1916) weist auf die Mehrphasigkeit des tektonischen Geschehens hin und bezeichnet das Leopold von Buch

Denkmal als tektonische Klippe. 3 Jahre später (1919) erkannte er die W-E verlaufenden Faltenzüge als vorgosauisch. Auf TRAUTH (1921) geht die Erkenntnis zurück, dass es sich bei der Weyerer Linie um ein deckeninternes Element handelt und die Stirn der Lunzer Decke weiter im Norden liegt. Allerdings revidierte er diese Erkenntnis 1936 wieder. REIS (1926) führte die Bildung der Weyerer Bögen auf eine Querstauchung durch die Erdrotation zurück. AMPFERER (1931) sah als Ursache eine Zugwirkung bei E-W Zerrung und darauffolgender Pressung. Ihm verdanken wir auch die geologische Karte Blatt Admont-Hieflau (1933). LÖTGER (1937) versuchte eine Klärung der Bogenbildung, indem er sie als queren Anschnitt nordgetriebener Decken interpretierte.

Auf SPENGLER (1951) geht eine Differenzierung dieser Region in Hauptdolomit – und Lunzer Fazies zurück. ROSENBERG (1955) verschaffte uns Klarheit in der Stellung der Weyerer Linie und ihrem Äquivalent, der Mollner Linie. Er deklarierte sie nach TRAUTH (1921) endgültig als deckeninterne Elemente. Dass es sich beim Cenoman östlich der Gosau von Großraming um eine eigene tektonische Einheit handelt verdanken wir RUTTNER & WOLETZ (1955). Eine weitere ausführliche Arbeit von SPENGLER (1959) beschäftigt sich mit der Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken und erklärt unter anderem den faziellen Gegensatz von Frankenfelder Decke und Lunzer Decke durch eine nachcenomane Überschiebung letztgenannter über die erstgenannte. CLAR (1965) hält weiter an der Annahme fest, die Bogenstruktur gehe auf ein Durchpausen des Untergrundes zurück und sei somit vorgosauisch. STEINER (1965, 1968) vermutet eine vorgosauisch vorhandene Schwächezone, die in Kombination mit dem Umbiegen der NKA in die westkarpatische Streichrichtung und den durch den N-Schub auftretenden Querspannungen zur Bildung der Bogenstruktur führt. STEINER (1968) fasste auch die bereits von GEYER (1909) erkannten Parallelen im Faltenbau der Reichraminger – und der Lunzer Decke zusammen (Abb.2).

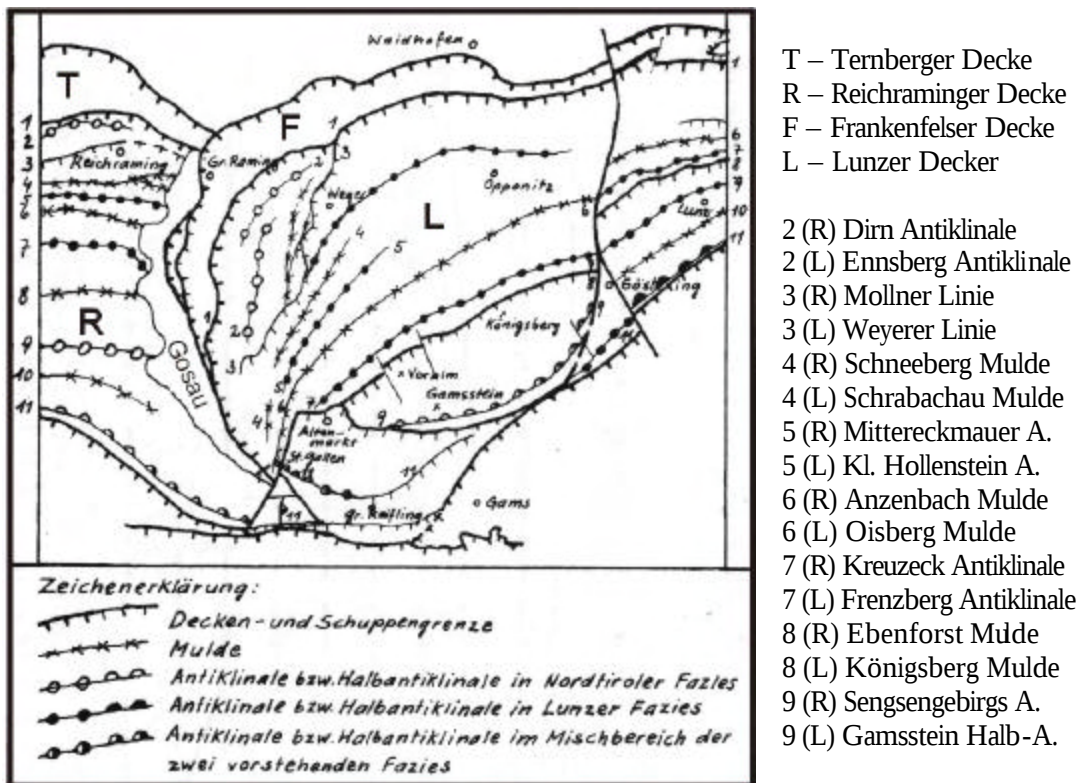


Abb.2 Strukturanalogien verändert nach STEINER (1968)

In zahlreichen Publikationen beschäftigt sich TOLLMANN (1964, 1976a, 1976b, 1985, 1987) mit Fazies, Deckenbau und Tektonik des Raumes Weyer. Er nimmt an, dass es während der letzten grossen Phase des Kalkalpenvorschubes (illyrisch-pyrenäische Phase) zur Auswälzung der nördlichen Einheiten kommt. Die dadurch hervorgerufene und durch den Einschub in den konkaven Abschnitt des Alpen-Karpatenbogens verstärkte Querspannung hat nach dem Durchreissen des Deckenstapels während des nach Norden gerichteten Transportes an faziell bedingten Schwächezonen infolge des Widerstandes des Untergrundes zur Quereinengung und Bildung der Weyrer Bögen geführt. Als Schwächezonen deutet er tirolische Wettersteinkalkvorkommen, die an Lunzer Schichten der Lunzer Fazies grenzen.

Erste detaillierte struktureologische Untersuchungen stammen von POLL (1972). Er vermutet eine sehr späte Bogenbildung, die alte Strukturen verformt, aber keine neuen geschaffen hat. Trotzdem tritt er für eine vorgosauische Querstruktur im Bereich der heutigen Weyrer Bögen ein und vermutet intragosauische Hebungsvorgänge.

Eine Zusammenfassung der historischen und gängige Theorien zur Bildung der Weyrer Bögen bis zum Ende der 70iger Jahre findet sich bei HAMEDANI (1976).

PLÖCHINGER (1987) verdanken wir eine genaue Bearbeitung des Südendes der Weyrer Bögen.

Anfang der 80iger Jahre haben PAVUZA und TRAINDL detaillierte hydrogeologische Arbeiten (PAVUZA 1982; PAVUZA 1983; PAVUZA & TRAINDL 1984; TRAINDL 1982; TRAINDL 1983) am Kartenblatt Waidhofen/Ybbs (ÖK 70) vorgenommen. Neben zahlreichen Karstverbreitungs- und Karstgefährdungskarten haben die beiden Autoren vor allem eine Bestandsaufnahme der Quellaustritte in diesem Gebiet vorgenommen.

In den letzten Jahren haben sich zahlreiche Autoren (PERESSON 1992; PERESSON & DECKER 1996a; PERESSON & DECKER 1996b; PERESSON & DECKER 1997; DECKER et al. 1994; LINZER et al. 1995) mit der sprödetektonischen Entwicklung in den NKA und somit auch für diesen Raum auseinandergesetzt. So konnte die Bildung der Weyrer Bögen zeitlich auf den Abschnitt Oligozän bis Miozän eingestuft werden auch wenn die Ursachen der Entstehung nach wie vor im Dunklen liegen.

Eine Bearbeitung und Kartierung der quartären Gesteine von Teilen des Kartierungsgebietes erfolgte durch van HUSEN (1968, 1993) und van HUSEN & WERNECK (1972).

1999 ist eine Neubearbeitung der Geologischen Karte der Republik Österreich – Blatt 69 Großraming erschienen.

## 1.3 GEOGRAPHISCHER ÜBERBLICK

Das Arbeitsgebiet ist Teil der Nördlichen Kalkalpen und liegt im SE von Oberösterreich am Westufer der Enns SSW der Ortschaft Kleinreifling (Abb.3). Es umfasst den SE-Teil des Kartenblattes ÖK 69 (Großraming) und den SW-Teil des Blattes ÖK 70 (Waidhofen/Ybbs).

Der Ort Kleinreifling sowie der nach Osten in den Hammergraben entwässernde Gschieberbach bilden die nördliche Begrenzung des kartierten Gebietes. Im Osten bilden die Enns, der Donnergraben, der Ost – und Südhang des Kühberges bis zum Borsee und die Westflanke des Kraxenkogels den Rahmen. Die Blattgrenzen zwischen den ÖK Blättern 69 (Großraming)/99 (Rottenmann) sowie 70 (Waidhofen/Ybbs)/100 (Hieflau) markieren die Erstreckung des Arbeitsgebietes nach Süden vom Kraxenkogel über die Almenfläche (Schüttbauernalm und Menauernalm) zur Ostflanke der Bodenwies.

Der Kern des Gebietes erstreckt sich etwa in NE-SW Ausdehnung entlang des Hammergrabens, der am NE Ende bei Kleinreifling in die Enns einmündet (Abb.4). Die Ortschaft stellt mit 400m Seehöhe auch den topographisch tiefsten Punkt auf der Karte dar.

Im Bereich der Siedlung Klaus im Hammergraben münden der Zwieselbach und der Arzbach aus W bzw. NW kommend in den Klausbach, der den oben genannten Graben entwässert. Die markantesten Erhebungen in diesem Teil des Kartierungsgebietes sind der Gschieberspitz (840m) und der Lehmriedel (986m). Etwa im Zentrum der Karte befindet sich auf gut 800m das Skigebiet Viehtaler Alm. Südlich davon im Bereich des Bärenkogels wurde 1992/93 die Bohrung Unterlaussa1 der OMV abgeteuft.

Mit 1415m bildet der Kühberg die höchste Erhebung. Er entwässert nach N in den Hirnbach und den Donnergraben, die sich östlich des Hammergrabens befinden und mit diesem parallel laufen (Abb.5). Gegen S entwässert der Kühberg in den Schleifenbach, der bei der Ortschaft Schönau ebenfalls in die Enns einmündet. Am Oberlauf des Schleifenbach befindet sich eine alte, mittlerweile restaurierte Triftanlage, die den sogenannten Borsee aufstaut.

Flächenmässig erfasst das Gebiet etwa 25 km<sup>2</sup> bei einer maximalen N-S Ausdehnung von ca. 8km und einer maximalen E-W Erstreckung von ca. 5km.

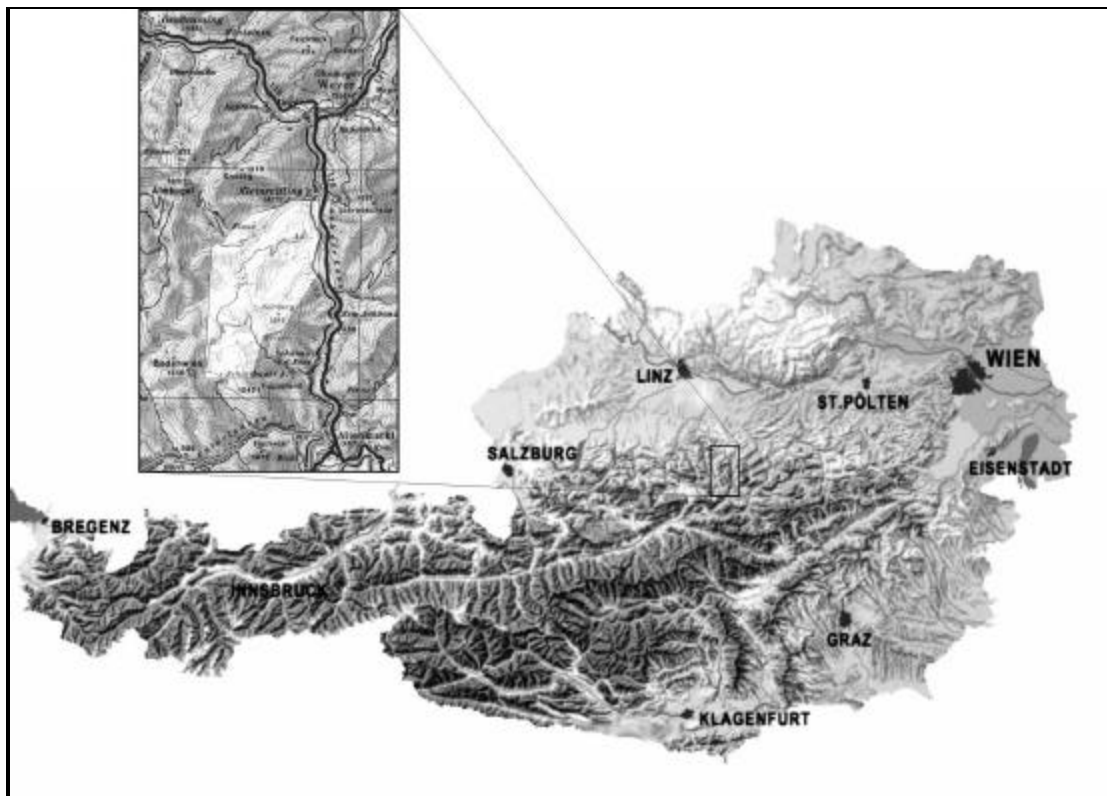


Abb3. Topographische Karte mit der Lage des Arbeitsgebietes (Quelle: ÖK 48/14 1:200000; Karte 1:3000000 der Austria Map CD des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen)



Abb.4 Überblicksfoto vom Loiben Sattel nach SW auf Kleinreifling (1) und die Enns (2), den Hammergraben (3), den Hirnbach (4) und den Eschenkogel (5).



Abb.5 Überblicksfoto vom Kühberg nach NE: Enns (1), Donnergraben (2), Hirnbach (3), Kleinreifling (4), Eschenkogel (5), Sonnriß (6), Ennsberg (7), Rapoldeck (8), Loiben Sattel (9), Weyer (10).

## 1.4 GEOLOGISCH – TEKTONISCHER ÜBERBLICK

Das in der hier vorliegenden Arbeit kartierte Gebiet befindet sich in den Nördlichen Kalkalpen innerhalb der Lunzer Decke. Diese ist Teil des Hochbajuvarikums und umfasst eine Schichtfolge vom Anis bis in die Gosau. Faziell ist dieses Gebiet der Hauptdolomit Fazies zuzuordnen.

Die Entwicklung beginnt hier mit einer rampenartigen Plattformentwicklung im mittleren Anis (Steinalm Formation), die im Oberanis - Jul in eine Beckenentwicklung mit Reiflinger- und Partnachschichten übergeht. Im westlichen Teil des Gebietes folgt auf die Beckenentwicklung eine Plattformentwicklung mit Wettersteinkalk. Diese fehlt im östlichen Teil, wo die Partnachmergel und Reiflinger Kalke direkt in die Lunzer Schichten des Karn übergehen. Die regressive Reingrabener Wende der unteren Obertrias wird mit der Sedimentation der Opponitzer Schichten abgeschlossen. Auffällig ist hier die bereits von BITTNER (1898) beobachtete mächtige Entwicklung der Lunzer Schichten bei fehlender Ausbildung der Wettersteinplattform. Das Nor ist typischerweise für diesen Faziesraum aus flachmarinem Hauptdolomit aufgebaut, der sich im Rhät in ein Riff (Ober-Rhät Kalk) und das Kössener Becken gliedert.

Die weitere mesozoische Entwicklung liegt hier in Form von Synklinalen vor, in denen diverse jurassische Lithologien existieren, die mit den unterkretazischen Sedimenten der Schrambach Schichten enden. Dieser stratigraphische Abschnitt war nicht zentrales Thema dieser Arbeit und wird daher hier nur überblicksmässig behandelt.

Die tektonische Situation in diesem Bereich ist sehr komplex. Die Position am Nordrand der Lunzer Decke nur wenige km südlich der Überschiebung auf die Frankenfelder Decke sowie die Lage etwa im Angelpunkt der Weyrer Bögen hinterlassen ein kompliziertes Inventar an Strukturen (Abb.7). Diese Arbeit soll ein Versuch sein die tektonische Entwicklung zu beschreiben und in einen überregionalen Rahmen zu stellen. Prägosauisch angelegte und postgosauisch überprägte grosse Faltenstrukturen sind hier als „Ennsberg-Antiklinale“ sowie als „Klein-Reiflinger-Synklinale“ und „Schrabachauer-Synklinale“ in der Literatur beschrieben.

W bzw. NW gerichtete Aufschiebungen stellen ein weiteres prägendes Strukturelement dar. Es könnte sich dabei um NW gerichtete Aufschiebungen der Kreide (vorgosauisch) handeln, die postgosauisch reaktiviert und im Zuge der Formung der Weyrer Bögen eingedreht wurden. Diese bogenförmige Struktur ist so markant, dass sie selbst vom Satellit aus hervorragend erkennbar ist (Abb.6).

Die von GEYER (1909) und HERNDLER (1976) beschriebene „Weyrer Linie“, die das Arbeitsgebiet von SW nach NE durchzieht, ist wohl eine dieser Strukturen. Um einer Verwechslung mit der von DECKER et al. (1994) beschriebenen Weyrer Blattverschiebung zu vermeiden wird der Terminus „Weyrer Linie“ auf die NW-gerichtete Aufschiebung beschränkt während die jüngere Blattverschiebung als Weyrer Störung bezeichnet wird. Die von den oben genannten Autoren beschriebene Seitenverschiebung verläuft am E-Rand der Karte im Bereich der Enns und stellt ein äquivalent zur Göstlinger Störung dar. Beide zweigen von der E-W streichenden sinistralen Gesäusestörung ab, die Teil der vom Tauernfenster bis ins Wiener Becken verlaufenden SEMP (Salzachtal-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Linie) ist.

Miozäne Extrusionstektonik führte zur Bildung sinistraler NE-SW verlaufender Seitenverschiebungen und E-gerichteter Abschiebungen.

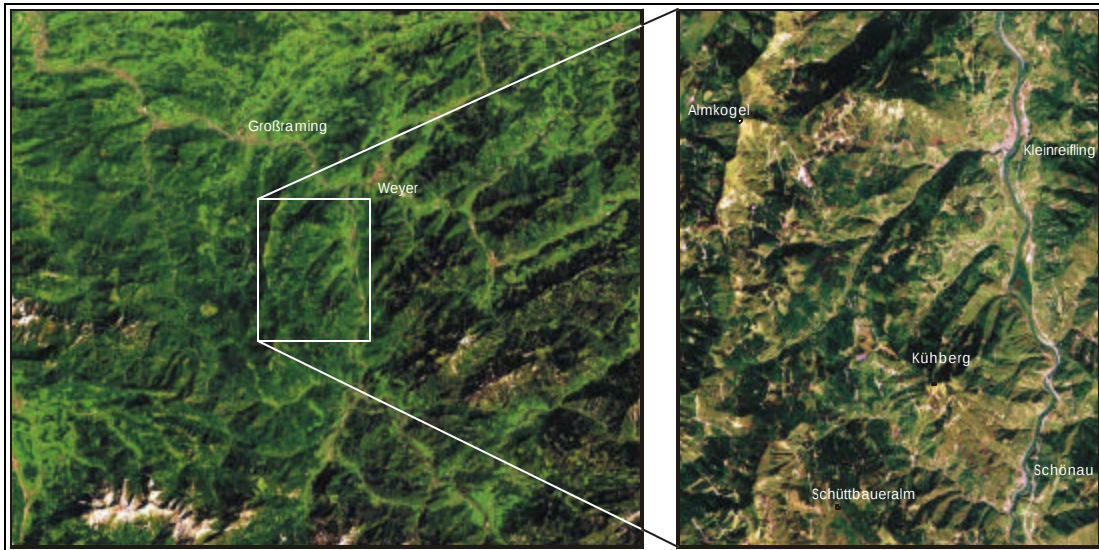


Abb.6 Überblick anhand eines Landsat TM 5 Satellitenbildes. Deutlich erkennbar ist die Eindrehung der Weyerer Bögen. Die violette Fläche im Zentrum der Detailkarte zeigt die Lage der Bohrfläche der OMV Bohrung Unterlaussa1.

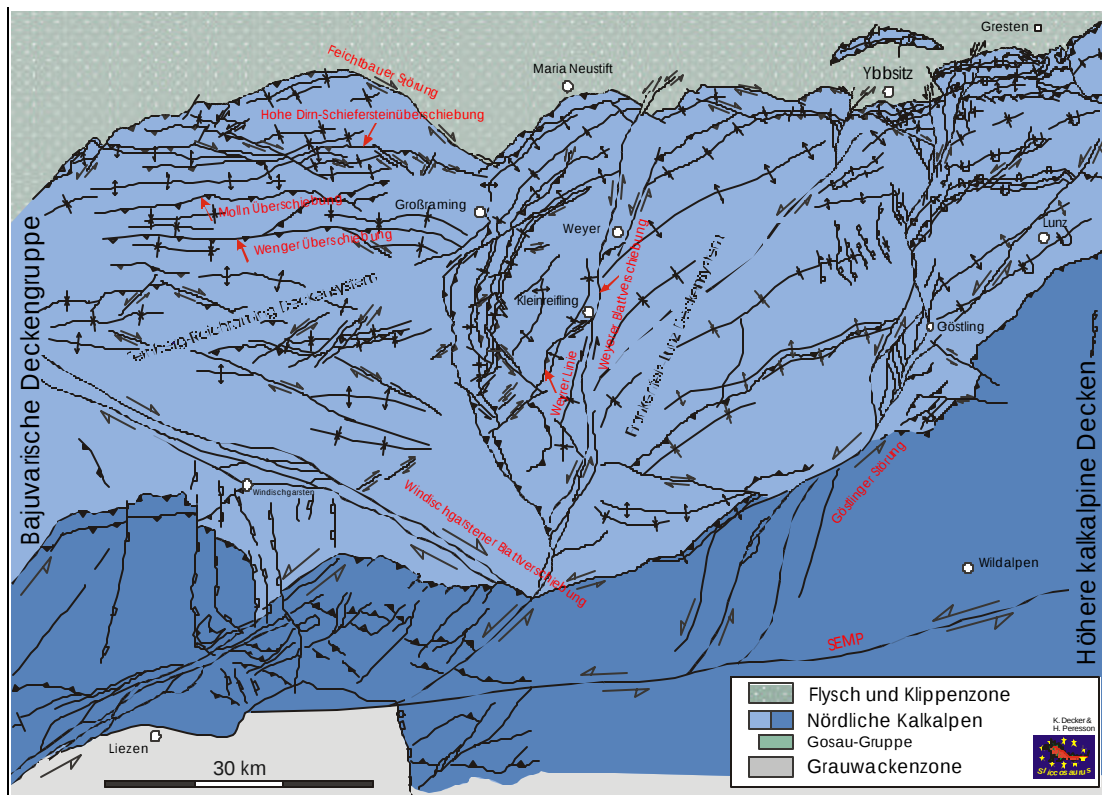


Abb.7 Geologisch - tektonische Übersichtskarte verändert nach DECKER. (1999). Legende zur Abbildung findet sich bei Abb.15.

## 2 STRATIGRAPHIE UND SEDIMENTOLOGIE

### TRIAS

#### EINFÜHRUNG

Die im Rahmen dieser Publikation bearbeiteten Gesteine werden nach folgenden Kriterien beschrieben.

Ein allgemeines Kapitel zu Beginn listet die Vorkommen der Gesteine im Bereich des kartierten Gebietes auf.

Im Kapitel Lithologie und Mikrofazies erfolgt eine makroskopische Beschreibung der Lithologien (Bankung, Farbe, Bruch,...) sowie eine detaillierte Aufarbeitung der Mikrofazies.

Bezüglich der Bearbeitung von thalamiden Schwämmen und Serpuliden sei unter anderem auf die Arbeiten von SENOWBARI-DARYAN (1990, 1997), SENOWBARI-DARYAN & RIEDEL (1987) hingewiesen. Die Bearbeitung der Dasycladaceen bezieht sich auf PIROS et al. (1994). Literatur zur Bestimmung von Conodonten war unter anderem BUDUROV & STEFANOV (1972), KOVÁCS & KOZUR (1980), KOZUR (1989) sowie LEITHNER & KRYSTYN (1984).

Abschliessend wird eine Interpretation des Ablagerungsraumes versucht.

Bei einigen stratigraphischen Horizonten hat sich im Zuge der Arbeit die Notwendigkeit ergeben, Themen die von besonderem Interesse sind extra zu behandeln. Ihnen ist ein eigenes Unterkapitel gewidmet.

Als zentrale Anmerkung für die nun folgenden lithologischen Beschreibungen muss auf die fazielle Differenzierung, die diesen Abschnitt der Lunzer Decke charakterisiert, hingewiesen werden. Bereits GEYER (1911) erkannte die faziellen Unterschiede in diesem Abschnitt der Lunzer Decke. Für diesen nördlichen, dem europäischen Festland nahegelegenen Faziesraum hat SPENGLER (1951) den Begriff der Hauptdolomitfazies eingeführt, der in weiterer Folge von SPENGLER (1959) und TOLLMANN (1964, 1976a, 1985) wie folgt unterteilt wurde.

♦ **Nordtiroler Fazies**

Wettersteinplattform, fehlende Reiflinger Beckenentwicklung, geringmächtige Lunzer Entwicklung (fehlende Sandsteine)

♦ **Lunzer Fazies**

Reiflinger Beckenentwicklung, fehlende Wettersteinplattform, mächtige Raibler Fm. mit ausgeprägten Lunzerschichten inklusive Sandsteinhorizonten.

TOLLMANN spricht in den selben Arbeiten auch von sogenannten Vielfazies Decken.

Über die Sinnhaftigkeit der Unterteilung in verschiedene Faziesbereiche aus faziellen und sedimentologischen Gründen soll in dieser Arbeit nicht näher eingegangen werden. Auf eine Unterteilung der Hauptdolomitfazies in Nordtiroler- und Lunzer Fazies wird hier verzichtet.

Die im grossen und ganzen auf der Karte NE - SW diagonal verlaufende „Weyrer Linie“ teilt die stratigraphische Abfolge faziell in 2 unterschiedliche Bereiche.

Westlich der Linie fehlen Reiflinger Schichten bis auf geringmächtige Einschaltungen innerhalb der Partnach Mergel. Diese Abfolge bildet auch den Beginn der stratigraphischen Entwicklung im Westteil. Sie wird von Schuttkalken der Raming Formation, Wetterstein Kalk und einer charakteristischen geringmächtigen Lunzer-Entwicklung ohne Sandsteinhorizonte überlagert. Der norische Hauptdolomit ist hier vergleichsweise stark reduziert.

Der Abschnitt östlich der Linie weist an seiner Basis Steinalmkalk und Reiflinger Schichten auf, in die im Oberlangobard bis Unterkarn Partnach Schichten in Form von Tonschiefern eingelagert sind. Der hangende Abschnitt mit Reiflinger Kalken dürfte hier tektonisch bedingt fehlen. Darüber folgen auffällig mächtige Lunzer Schichten mit kompakten Sandsteinlagen sowie Opponitzer Schichten. Weite Teile werden dann von Hauptdolomit eingenommen.

Stratigraphisch umfasst die Lunzer Decke innerhalb der NKA einen Zeitabschnitt vom Anis bis in die Gosau und reicht somit altersmässig tiefer als die tektonisch darunter liegende, nördlich gelegene Frankenfesler Decke, wo die Sedimente aufgrund des basalen Schrägzuschnittes erst ab der unteren Obertrias erhalten sind. In der südlich gelegenen tirolischen Sulzbach Decke hingegen reichen die Schichten bis in das Permoskyth. Das Kartierungsgebiet selbst hat eine stratigraphische Reichweite vom Anis bis in die U-Kreide.

## **2.1 STEINALM FORMATION [PIA - 1930]**

Die Schichtfolge in diesem Bereich der Lunzer Decke beginnt mit den Steinalmkalken. Die basal zu erwartenden Gutensteiner Schichten wurden hier nicht angetroffen.

### **2.1.1 ALLGEMEIN**

Bis dato gab es keinerlei Hinweise auf Vorkommen von Steinalmkalk in diesem Gebiet. Im Zuge der Kartierung ergibt sich nicht zuletzt durch das Vorhandensein neuer Forststrassen die Notwendigkeit, kleine Bereiche in den Mitteltrias Vorkommen als Steinalmkalk extra auszuscheiden. 2 Aufschlüsse befinden sich knapp östlich der Weyrer Linie am Osthang der Sonnrif Richtung Hirnbach in etwa 900 m Meereshöhe bzw. etwa 100 m höher als tektonische Wiederholung. Ein weiteres kleines Vorkommen von Steinalmkalk liegt an der Forstrassengabelung zwischen der Erhebung Seekogel und dem Kreistengraben.

### **2.1.2 LITHOLOGIE UND MIKROFAZIES**

#### **Lithologie**

Die Steinalm Formation umfasst grobbankige bis massige, Dasycladaceen führende Kalke und Dolomite des Anis. Ihre Farbe ist vorwiegend hell, gelegentlich aber auch dunkel (TOLLMANN 1976a). An der Typlokalität beschreibt WAGNER (1970) auch dünne, dunkle Lagen. Die fazielle Einordnung reicht von „Algenspariten mit mikritischen Partien“,

„Riffkalken“ bis zu „Dasycladaceenkalken“. Zeitlich umfasst die Steinalm Fm. den Abschnitt vom unteren Anis bis ins Pelson bzw. Illyr.

### Abgrenzung

Die Liegendgrenze fehlt in diesem Arbeitsgebiet. Es konnte kein Vorkommen von Gutensteinerkalk nachgewiesen werden und die Vorkommen von Steinalmkalk sind an der Basis tektonisch abgeschnitten.

Die Hangendgrenze erfolgt hier als Übergang zwischen den flachmarinen Steinalmkalken und den tiefermarinen Reiflinger Kalken in Form von geringmächtigen crinoidenreichen Bankkalken. Zur stratigraphischen Stellung dieser transgressiven Übergangsfazies sei hiermit auf das Kapitel 2.2.2 verwiesen.

Ein direkter Übergang von Steinalmkalk in Wettersteinkalk konnte im W-Abschnitt des Gebietes nicht nachgewiesen werden.

### Mikrofazies:

Es handelt sich um überwiegend mikritische Karbonate, die verschiedenste, überwiegend aber für Flachwasser charakteristische Faunen und Komponenten aufweisen. Neben den typischen Dasycladaceen sind Gastropoden, Crinoiden, Koprolithen, Onkoide und mikrobielle bzw. calcimikrobielle Inkrustationen häufig. Untergeordnet können auch Peloide, Brachiopoden und Filamente auftreten. Sehr selten kommt eine grobkörnige Fazies mit Komponenten grösser als 1 cm vor. Das Auftreten von stromatolithischen Bindstones ist möglich.

Dünnschliffanalyse:

Aus dem Profil Hirnbachgraben wurden 2 Schliffproben aus dem Top der Steinalm Fm. genommen.

Folgende Komponenten treten in den Pack- bis Grainstones auf: Aggregatkörner, Rindenkörner (mikritische Rinden um gut gerundete Bioklasten), undefinierbarer Schalendetritus, z.T. stark rekristallisierte Dasycladaceen (Tafel 1/A-C), Algen (*Cayeuxia* cf.), Peloide, Foraminiferen, Echinodermendetritus und Ostracoden.

DASYCLADACEEN (Hi 27/94)

*Physoporella pauciforata pauciforata* BYSTRICKY (Tafel 1/C)

*Physoporella pauciforata undulata* PIA

*Teutloporella peniculiformis* OTT (Tafel 1/B)

Neben einer vorwiegend mikritischen Matrix sind die Hohlräume mit spätdiagenetischem Blockzement verfüllt.

Partielle Dolomitisierung tritt von Stylolithflächen ausgehend auf.

Tafel 1/A-C (Seite 41)

Dünnschliffproben: Hi27/94, Hi27B

### 2.1.3 INTERPRETATION

Die Steinalmkalke sind nicht bzw. kaum terrigen beeinflusste Karbonate des Anis, die auf einer Rampe sedimentiert wurden.

Die Komponenten sind gut gerundet und sortiert und bestehen aus stark aufgearbeitetem und inkrustiertem (bio)klastischen Material. Die Zementation ist marin. Dies spricht für ein relativ hohes, aber unkonstantes Energieniveau innerhalb des flachmarinen Subtidal. Nach WILSON (1986) handelt es sich faziell im weiteren Sinne um den Standard – Mikrofazies – Typ 17 (SMF-Typ 17), der innerhalb der Fazieszonen 7 und/oder 8 anzutreffen ist.

### **Einstufung**

Aufgrund der durch Conodonten belegten direkten Überlagerung nicht jünger als Pelson2. Die Dasycladaceen ergeben ebenfalls ein (ober)-anisches Alter.

## **2.2 REIFLING FORMATION [F.v.HAUER - 1853]**

### **2.2.1 ALLGEMEIN**

Die Vorkommen der Reiflinger Schichten beschränken sich im Kartierungsgebiet im wesentlichen auf den Faziesraum östlich der Weyrer Linie. Sie bilden einen Zug der entlang jener Linie von NE her in Richtung Blattmitte zieht. Bei der Siedlung Au, am Westufer der Enns treten sie aus der dortigen Überlagerung durch die quartären Terrassenschotter hervor und streichen den SE-Hang des Rückens Sonnriß-Eschenkogel entlang, beginnend am Fusse des Eschenkogel. Im Bereich der Erhebung „Am Eck“ werden sie tektonisch durch die Weyrer Linie abgeschnitten, treten aber etwas SW davon wieder hervor und erlangen im Bereich der Sonnriß ihre maximale Mächtigkeit.

Ein weiteres Vorkommen von Reiflinger Kalken befindet sich im Süden des Arbeitsgebietes, wo sie von Süden her zwischen Kraxenkogel und Hochbrand nach Norden bis zum Graben „In der Kreisten“ ziehen.

Bereits BITTNER (1898) erkannte dieses Vorkommen von Mitteltrias als Teil eines Zuges von Muschelkalk, der sich an der Ost-Seite einer Störungslinie durch den Stampfgraben (westlich von Weyer) über den Loibner-Sattel nach Kleinreifling zieht. Dort quert der „Muschelkalk“ die Enns in NE-SW Richtung und erstreckt sich weiter in den Hirngraben hinein. Im Westen des Arbeitsgebietes am SE-Hang des Hammergraben treten Reiflinger Kalke in Form von maximal 10 Meter mächtigen Karbonatrippen innerhalb der Partnach Schichten auf. Die faziellen Beschreibungen der Reiflinger Kalke beschränken sich in dieser Arbeit auf Vorkommen im Bereich der Sonnriß (Hirnbach) und des Hammergraben. Aufgrund des schlechten Erhaltungszustandes und der tektonisch dort noch komplexeren Situation wird hier auf eine Einbeziehung der übrigen Vorkommen von Reifling Fm. verzichtet.

### **2.2.2 LITHOLOGIE UND MIKROFAZIES**

Der Umfang und die Definition der Reiflinger Kalke sind bis heute umstritten. Oftmals wurden bereits geringfügige Abweichungen von der Entwicklung im Typusprofil zur Schaffung neuer lithologischer Namen genutzt. Um einer Vielzahl von Formationsnamen und der damit auftretenden Verwirrung und Unüberschaubarkeit zu entgehen soll hier im folgenden die in dieser Arbeit verwendete Definition der Reiflinger Kalke vorgestellt werden, die im wesentlichen RÜFFER (1995) folgt.

### **Lithologie**

Lithologisch handelt es sich um meist mikritische Kalke, die nach DUNHAM (1962) als Mud- bis Packstones eingestuft werden. Sie bestehen vorwiegend aus Filamenten, Radiolarien und anderen Biogenen (Ostracoden, Schwammnadeln, Echinodermen, Bivalven, Brachiopoden). Die Farbe ist überwiegend (dunkel) grau, seltener hellgrau bzw. rötlich. Charakteristisch ist eine relativ weit verbreitete Hornsteinführung, die in Form von Lagen bzw. Kieselknollen auftreten kann. Die Schichtung der Reiflinger Kalke ist meist knollig – flasrig, mit seltenen ebenflächigen Einschaltungen. Die Kalke sind vorwiegend dünnbankig ( 0,05 – 0,40 m), seltener grobbankig ( > 1m) oder flasrig ( 0,01 – 0,05 m). Weiters sind Einschaltungen von mm- bis dm-mächtigen vulkanoklastischen Lagen (Tuffen/Tuffiten) und selten geringmächtige Mergellagen typisch für diese Lithologie. Komponentenreichere und etwas gröbere Lagen sind vor allem an der Basis aber auch in den hangenden Anteilen verbreitet. Zeitlich umfassen sie das obere Pelson bis Jul. Die lateral grösste Verbreitung erreicht die Fazies der Reifling Formation im Fassan, während die Mächtigkeit in diesem Zeitabschnitt relativ gering ist.

### **Abgrenzung**

Die Liegendgrenze der Reiflinger Kalke wird meist nach dem Gefüge definiert mit dem Einsetzen gut gebankter Kalke mit knolligen Schichtflächen im Hangenden der Steinalm Fm. Nach BECHSTÄDT & MOSTLER (1974) wird die Grenze „mit der letzten, Komponenten des Flachwassers führenden und mit Flachwasserablagerungen verbundenen Lage des Steinalmkalk gezogen“.

Die Zugehörigkeit der crinoidenreichen Bankkalke am Übergang von der Steinalm Fm. zur Reifling Fm. wird ebenso unterschiedlich gehandhabt. KUBANEK (1969) scheidet ihn als eigene Einheit, den „Crinoidenspatkalk“, aus. Für BECHSTÄDT & MOSTLER (1974) ist er Teil des Steinalmkalkes. Die Crinoiden werden von den oben genannten Autoren als „Flachwasserkomponenten“ geführt.

In dieser Arbeit werden die crinoidenreichen Bankkalke den Reiflinger Kalken zugeordnet. Ausschlaggebend dafür ist das makroskopische Gefüge. Crinoidenreiche knollige Bankkalke fügen sich bestens in die „Knollenkalkfazies“ der hangenden Reiflinger Kalke. Ebenfalls im Nahbereich zu den Steinalmkalken auftretende Fossilhorizonte – hier als Brachiopodenlage – kann man zusammen mit den Crinoidenkalken als Transgressionsfazies des Oberen Anis bezeichnen. Der Begriff der Reiflinger Kalke beschränkt sich somit nicht ausschliesslich auf die „echte“ Beckenfazies, sondern umfasst auch die flachmarine Fazies zu Beginn der Transgression im Oberen Anis.

Die Hangendgrenze der Reifling Fm. unterscheidet sich je nach dem ob ein direkter Übergang in die Wetterstein Fm. erfolgt oder ein Übergang in die Lunzer Gruppe. In dieser Arbeit konnte vorwiegend letzterer kartiert werden. Im Hangendbereich der Reifling Fm. sind terrigene Partnachschichten eingeschaltet, deren Liegendgrenze durch das Erstauftreten von mächtigen Mergelhorizonten charakterisiert ist. Die lithologische Stellung von Beckenkarbonathorizonten in den siliziklastischen Partnachschichten ist nach wie vor umstritten. Einerseits werden sie als sogenannte „Partnachkalke“ den Partnachschichten zugeordnet, andererseits werden sie aufgrund ihrer lithologischen Ähnlichkeit zu den Reiflinger Kalken gestellt. In der vorliegenden Arbeit ist eine Zuordnung zu den Reiflinger Kalken aufgrund ihrer mikrofaziellen Ähnlichkeit unabdingbar. Ein Auftreten von mikrofaziell klar einstuftbaren Partnachkalken konnte hier nicht nachgewiesen werden. Das zu erwartende Top der Reifling Formation in Form von Kalken fehlt hier vermutlich tektonisch. Dies führt zu einem scheinbaren sedimentären Übergang von Tonschiefern der Partnach Formation in die Tonschiefer der Reingraben Formation im Osten des Gebietes.

Im Westen folgen über den Partnach Schichten mit Einschaltungen von Reiflinger Kalkbänken die schuttreichen Raminger Kalke, die den Übergang der Beckensedimente in die Flachwasserablagerungen der Wetterstein Plattform markieren.

### **Mikrofazies**

Vorwiegend Mud- und Wackestones mit untergeordneten Einschaltungen von Packstones. An Komponenten treten neben Peloiden und gelegentlichen Lithoklasten vor allem folgende Bioklasten und Biogene auf: Filamente, Radiolarien, Foraminiferen, Ostracoden, Echinodermendetritus, Detritus von schalentragenden Organismen (insbesondere Brachiopoden und Lamellibranchiaten), Kieselschwamm Spicula und Holothurien.

Die Kalke sind zumeist intensiv durchwühlt.

Es treten keine marinen Zemente auf.

### Faziestypen:

Eine Ein- bzw. Unterteilung der Reifling Fm. in einzelne Member soll hier nicht erfolgen. Diese Arbeit beschränkt sich auf die grobe Beschreibung von unterschiedlichen makroskopischen und mikrofaziellen Beobachtungen.

### **1) Transgressionsfazies:**

Sie wird in dieser Arbeit als Basis der Reifling Fm. eingeordnet und entspricht nach SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER (1974) der „Reiflinger Wende“. Sie stellt in stratigraphischer und palökologischer Hinsicht eines der wichtigsten Ereignisse in der Mitteltrias dar. Der Übergang von den flachmarinen Steinalm Kalken erfolgt scharf aber ohne Emersionserscheinungen hin zu bioklastischen Packstones, die eine Gesamtmächtigkeit von etwa 8 m aufweisen und bei leicht welligen Schichtflächen eine Bankung im dm – m Bereich besitzen. Dabei handelt es sich vermutlich kaum um eine Aufarbeitung des Liegenden, sondern es erfolgt eine Faziesverschiebung von der eingeschränkten inneren Plattform hin zu normalmarinen Bedingungen, die anschliessend in die klassischen filament- und peloiddominierten Mud- und Wackestones der Reifling Fm. übergehen (RÜFFER 1995). Es erfolgt eine Eintiefung des Sedimentationsraumes und somit auch ein markanter Diagenesewechsel. Während in den flachmarinen Steinalmkalken marine Zemente weit verbreitet sind treten sie im Transgressionshorizont nur mehr selten auf und verschwinden letztendlich gänzlich. Der Übergang von massigen bzw. grobbankigen Kalken hin zu den dünnbankigen Knollenflaserkalken ist makroskopisch klar ersichtlich. Die Transgressionsfazies hier liegt als Crinoidenspatkalk vor, wobei der Anteil der Crinoiden gegen das Hangende hin abnimmt.

### Dünnschliffanalyse:

Grobkörniger bioklastischer (Wacke)- bis Packstone, dessen Hauptkomponenten Echinodermendetritus, und da vor allem Crinoiden, sind. Weiters finden sich zahlreich Filamente, Radiolarien, Ostracoden, Schwammspicula, Schalenbruchstücke (vorwiegend von Brachiopoden) sowie untergeordnet Foraminiferen (lagenide Typen, Glomospira, Pilamina?), Gastropoden, Peloiden und Lithoklasten. Die Matrix ist mikritisch und vermutlich aus fäkalen Peloiden aufgebaut. Grössere Peloiden finden sich nahezu ausschliesslich in „röhrenförmigen“ Bereichen, die von grabenden bzw. wühlenden Organismen stammen (Hi28 B). Diese Bereiche bestehen allerdings nahezu vollständig aus diesen Peloiden.

Anhäufungen von Echinodermenschutt (Hi28 A/94) und Brachiopodenschalen (Hi28 B I) sind keine Seltenheit.

Tafel 1/D-E (Seite 41)

Dünnschliffproben: Hi28A/94, Hi28B/94, Hi28B I, Hi28B

## 2) **Knollenflasertypus:** flasrig – stark welligschichtig, oberanisch, dunkler

Der anisische Anteil der Reiflinger Kalke hat eine Mächtigkeit von 20 m an der Typlokalität in Großreifling und wurde dort bereits mehrfach detailliert aufgenommen (GESSNER 1966; WAGNER 1970; SUMMESBERGER & WAGNER 1972). Im Profil Hirnbach würde sich eine Mächtigkeit von ca. 60 m ergeben. Aufgrund der z.T. unterbrochenen Aufschlussituation muss von einer tektonischen Vervielfachung dieses Faziestypus ausgegangen werden. Im W-Teil des Arbeitsgebietes gibt es keine Vorkommen des anisischen Typus. Das Gestein ist hier hornsteinfrei und es fehlen Tuffitniveaus. Die Bankung liegt im cm- bis dm – Bereich bei stark welligen Schichtflächen. Manche einzelne Bänke weisen ebene Schichtflächen auf. An der Basis befindet sich eine Brachiopodenlage. Eine Bestimmung ist hier nicht erfolgt. Aus anderen Arbeiten wurden folgende Typen beschrieben: GEYER (1909) beschreibt aus dem Hirnbach *Terebratula [Coenothyris] vulgaris* SCHLOTH. In einer weiteren Arbeit 1911 beschreibt er diese ebenso aus dem benachbarten Schrabachauer Graben. TOLLMAN (1976a) beschreibt allgemein für die anisischen Reiflinger Kalke noch zusätzlich *Piarorhynchia trinodosi* BITTNER, *Tetractinella trigonella* SCHLOTH, *Mentzelia mentzeli* DUNKER, *Koeveskallina koeveskalliensis* SUESS und *Aulacothyris angusta* SCHLOTH.

### Dünnschliffanalyse:

Eher feinkörnige Wacke- bis (Pack)stones, untergeordnet treten auch Mudstones auf (Hi30), die vor allem in den ebenschichtigen Bereichen vorherrschen. Der Hauptteil sind Wackestones mit Filamenten, Radiolarien, Echinodermenschutt, Ostracoden, Schwammspicula und Schalenbruchstücken (vorwiegend von Brachiopoden) sowie untergeordnet Foraminiferen, Peloiden und Lithoklasten. Die Matrix ist mikritisch und vermutlich aus fäkalen Peloiden aufgebaut.

Tafel 1/F (Seite 41)

Dünnschliffproben: Hi29/94, Hi30, Hi43

## 3) **Hornsteinführende Knollenkalkfazies:** knollig, hornsteinführend, ladinisch-unterkarnisch, heller

Der ladinisch – julische Anteil der Reiflinger Kalke ist besonders mächtig im Lunzer Faziesraum. Er kommt im Arbeitsgebiet vor allem im Osten vor. Er tritt dort als Hangenteil der Reifling Fm. auf aber auch in Form von kalkigen Einschaltungen von dm - wenigen Metern Mächtigkeit innerhalb der Partnach Schichten. Derartige Einschaltungen innerhalb der Partnach Mergel finden sich auch im Westen im Bereich des Hammergrabens. Charakteristisch ist neben der knolligen Ausbildung der Schichtflächen vor allem die Hornsteinführung und das Auftreten von basischen bis intermediären Tuffen/Tuffiten in Form von cm- bis m mächtigen Zwischenlagen, die in etwa an der Basis des Oberanisch einsetzen. Gegen das Hangende hin werden die Kalke eher ebenschichtiger.

Die Mächtigkeit des ladinischen Anteils wird zwischen 50 m (WAGNER 1970) und bis zu 200 m (TOLLMANN 1976a) angegeben. Hier ist die Mächtigkeit durch Tektonik nicht klar einzuschätzen, bewegt sich aber vermutlich eher im unteren Bereich.

#### Tuffit:

Diese vulkanoklastischen Lagen sind charakteristisch für die Reiflinger Kalke. Der Chemismus dieser z.T. primär als Tuff im Sedimentationsraum abgelagerten bzw. als Tuffit umgelagerten Lagen wird überwiegend als intermediär bis basisch beschrieben. Neben den Vorkommen in den Nördlichen Kalkalpen sind diese Tuff/Tuffitniveaus auch noch aus dem Drauzug und vor allem aus den Südalpen (Pietra Verde) bekannt. Allgemein geht man heute von einem vulkanischen Zentrum ausserhalb der NKA aus. Obwohl die Korrelation der Tuff-Lagen nach wie vor problematisch ist, können sie doch in manchen Bereichen zur Datierung von Profilen herangezogen werden. So gilt z.B. das bis zu 1m mächtig Haupttuffitniveau als ungefähre Grenze zwischen Fassin und Langobard, also zwischen Unter- und Ober-Ladin. Die zeitliche Verbreitung der Tuffite lässt sich mittlerweile recht gut auf den Abschnitt Grenze Anis/Ladin bis oberes Langobard festlegen.

#### Dünnschliffanalyse:

Peloidale Wacke- bis Packstones, die vorwiegend aus Peloiden, Filamenten, Brachiopoden und Schalen (Brachiopoden und vermutlich Daonellen) bestehen. Untergeordnet finden sich Radiolarien, Ostracoden, Foraminiferen, Schwammspicula und Lithoklasten.

Es existieren einzelne Mudstone-Bänke (Hi48) sowie Lumachellen (Hi47)- und Echinodermenschuttlagen.

Die Kalke sind in der Regel stark bioturbirt und weisen zahlreiche Stylolithflächen auf.

Tafel 2 / A-C (Seite 42)

Dünnschliffproben: Hi32 I, Hi35, Hi37/I, Hi37/II, Hi38, Hi44, Hi45, Hi46, Hi47, Hi48

### **2.2.3 INTERPRETATION**

#### **Ablagerungsraum**

Die Reiflinger Kalke sind karbonatische Becken- bzw. Beckenrand-Sedimente, die während des Zeitraumes O-Anis (Pelson2) bis ins U-Karn (Jul2) abgelagert wurden. Während dieser Zeit erfolgte der Umbau der „Steinalmrampe“ über eine distal verstellte Rampe hin zur Plattform der Wetterstein Fm. Die meisten Autoren sprechen von hemipelagischen oder epibathyalen, seltener von subeuxinischen Ablagerungsbedingungen. Angaben über die Bathymetrie des Beckens bewegen sich zwischen 50 m maximaler Wassertiefe (WAGNER 1970) und etwa 500 m (BECHSTÄDT & MOSTLER 1974). Eine genauere Einschränkung der Tiefe ist aufgrund der Faunen kaum machbar. Die fehlenden klaren Modellvorstellungen über die Plattform-Beckengeometrie und -ausdehnung erlauben auch keine vernünftige Eingrenzung aufgrund sedimentologischer Untersuchungen. Die maximale Tiefe des Beckens ist vermutlich mit dem Einsetzen der Partnach Entwicklung gegeben.

Die Transgressionsfazies hat offenbar für die Crinoiden hervorragende Lebensbedingungen geschaffen. Ein festes Substrat bei steigendem Meeresspiegel sorgt für gut bewegtes Wasser und ausreichendes Nahrungsangebot.

## **Genese des Knollengefüges**

Die Entstehung des Knollengefüges wird zumeist als diagenetischer Prozess betrachtet in Form von Drucklösungen (z.B.: BECHSTÄDT & MOSTLER 1974)

## **Genese der Hornsteinknollen**

Die Herkunft der Kieselsäure, die zur Bildung von Hornsteinknollen- und lagen Voraussetzung ist steht seit langem zur Diskussion. Ein Zusammenhang mit Tuffitlagen ebenso wie mit Radiolarien und Schwammnadeln wird vermutet.

Aus den folgenden Beobachtungen im Kartierungsgebiet erscheint hier der vulkanoklastische Eintrag als Kieselsäurelieferant am plausibelsten.

- ◆ Der anisische Teil der Reifling Fm. ist frei von Hornsteinen und weist ebenso keinerlei Hinweise auf Tuff/Tuffitlagen auf, während der ladinische Teil neben zahlreichen Tuffitniveaus auch die typischen Hornsteinknollen führt.
- ◆ Hornsteinführende Serien treten ausschliesslich in der Beckenfazies (Reifling Becken) auf und finden sich in der zeitgleich entwickelten Wettersteinplattform nicht. Nach RÜFFER (1995) finden sich in höherenergetischen flachmarinen Bereichen aber durchaus Organismen (Radiolarien, Kieselschwämme), die sich die durch den Vulkanismus vorhandene Kieselsäure zunutze gemacht haben. Die Ausbildung von Tuffitlagen ist in diesem Milieu aber nicht möglich.

Nach HESSE (1989) ist aufgrund geochemischer Analysen eine Aussage über den Zeitpunkt der Silifizierung von karbonatischen Gesteinen kaum möglich. Diese kann sowohl zu einem frühdiagenetischen, intermediären als auch spätdiagenetischen Zeitraum erfolgen. Die Ausfällung von kieseligen Zementen in Porenräumen wie auch der Austausch von Karbonat durch Silikat kann vor und/oder nach der karbonatischen Zementation erfolgen aber nicht während derselben. Eine Zusammenfassung der Hinweise die von einer frühdiagenetischen Bildung der Knollen noch vor der Kompaktion ausgehen, findet sich in KNAUTH (1994). Das Silikat für die Bildung von Hornsteinknollen könnte laut KNAUTH (1979) von Porenwässern stammen, die unlithifizierte Sedimentlagen filtriert und ausgelaugt haben. Die Ursache wie und warum sich Knollen gerade dort bilden, wo sie sind sowie die Mechanismen unter denen es zur Ausfällung kommt sind nach wie vor unbeantwortet. Der initiale Kern einer Knolle wird bereits in geringfügigen Störungen des Geochemismus vermutet.

Ein Zusammenhang mit den vulkanoklastischen Lagen gilt hier als sicher. Ebenso halte ich eine gleichzeitige frühdiagenetische Bildung von Kieselknollen und dem durch Drucklösungen hervorgerufenen Knollengefüge für sehr wahrscheinlich.

## **Dolomitisierung**

Das Vorhandensein von Dolomit in den Reiflinger Kalken beschränkt sich ausschliesslich auf Bereiche entlang von Stylolithhorizonten. ZEEH (1990) geht bei diesen Vorkommen von spätdiagenetisch gebildeten „replacement“ Dolomiten aus.

## Einstufung

Die Alterseinstufung der Reifling Fm. erfolgte mit Conodonten.

Die Transgressionsfazies konnte mit Pelson datiert werden.

Funde von *Paragondolella cf. bifurcata* BUDUROV & STEFANOV im Topbereich dieser Abfolge ermöglichen eine Stellung in die Binodosus Zone.

CONODONTEN (Hi28/94) *Paragondolella cf. bifurcata* BUDUROV & STEFANOV

Die Basis des Knollenflasertypus ist mit Oberanis belegt (Pelson2 bzw. U-Illyr).

CONODONTEN (Hi29/94) *Neogondolella cf. constricta* MOSHER & CLARK  
(Hi30) *Neogondolella cf. constricta* MOSHER & CLARK

Die hornsteinführende Knollenkalkfazies hat ladinisch bis julisches Alter.

CONODONTEN (Hi10/93) *Gladigondolella cf. malayensis* NOGAMI  
(Hi37) *Paragondolella trammeri* KOZUR - juvenil  
(Hi38) *Paragondolella inclinata* KOVACS  
(Hi38) *Gladigondolella malayensis* NOGAMI

| Stufe       | Unter-Stufe     | Bezeichnung | Conodontengliederung<br>austroalpiner Faunenprovinzen nach<br>GALLET et al. (1994 & 1998) | Ammoniten Zonen und Subzonen*<br>nach GALLET et al. (1994 & 1998) |                                    |
|-------------|-----------------|-------------|-------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------|------------------------------------|
| Karn        | (U-Karn: Tuval) |             |                                                                                           |                                                                   | *                                  |
|             | Jul             | Jul 2/II    | Tethydis Zone<br><div>Canicus Z.<br/>Tadpole Z.<br/>Auriformis Zone</div>                 | Austrotrachyceras                                                 | Neoprotrachyceras oedipus          |
|             |                 | Jul 2/I     |                                                                                           | Austriacum                                                        | Austrotrachyceras Austriacum       |
|             |                 | Jul 1/II    |                                                                                           | Trachyceras Aonoides                                              | Trachyceras Aonoides               |
|             |                 | Cordevol    |                                                                                           | Trachyceras Aon                                                   | Trachyceras Aon                    |
|             |                 | Jul 1/I     | Mostleri Zone                                                                             |                                                                   |                                    |
| Ladin       | Lango-bard      | Lo 3        | Diebeli Zone                                                                              | Frankites Regoledanus                                             |                                    |
|             |                 | Lo 2        | Langobardicus Zone                                                                        | Protrachyceras Archelaus                                          |                                    |
|             |                 | Lo 1        | Mungoensis Zone                                                                           | Protrachyceras Gredleri                                           |                                    |
|             |                 |             | Inclinata Zone                                                                            |                                                                   |                                    |
|             | Fassan          | Fa 2/II     | Transita Zone                                                                             | Eoprotrachyceras Curionii                                         |                                    |
|             |                 | Fa 2/I      |                                                                                           |                                                                   |                                    |
|             |                 | Fa 1/II     |                                                                                           | Nevadites secedensis                                              |                                    |
|             |                 | Fa 1/I      |                                                                                           |                                                                   |                                    |
| M./O. -Anis | Illyr           | Illyr       | Constricta/Cornuta Zone                                                                   | Kellnerites                                                       | Avisianum Reitzi                   |
|             |                 |             |                                                                                           | Paraceratites                                                     | Trinodosus Abichi                  |
|             | Pelson          | Pelson      | Bulgaria Zone                                                                             | Balatonites                                                       | Binodosus / Balatonicus / Cuccense |

Abb.8 Chronostratigraphische Gliederung der Mitteltrias einschliesslich des Jul

## 2.3 PARTNACH FORMATION [GÜMBEL - 1858]

### 2.3.1 ALLGEMEIN

Vorkommen existieren in beiden Faziesbereichen des Arbeitsgebietes. Im Osten sind sie im Topbereich der Reifling Fm. eingeschaltet während sie im Westen das Liegende der Wetterstein Fm. bilden. Im Kartierungsgebiet zieht ein Zug von Partnachschiefern den Hirnbach entlang und wird direkt von den Lunzer Schichten überlagert. Eine Unterscheidung beider ist vielerorts nicht möglich. Klar auseinandergehalten können beide Formationen nur werden, wenn die Partnachmergel mit den Kalken vergesellschaftet sind wie im westlichen Talende des Hirnbaches bzw. wenn die Lunzer Schichten sandig ausgebildet sind wie z.B. an der Ostseite desselben Talendes. Im SW-Teil des Blattes liegt eine Verebnung im Bereich zwischen Seekogel und Dreispitz die aus Partnachschiefern aufgebaut ist und 2 markante Karbonatrippen etwa 100 m östlich der Jagdhütte Jägeralm aufweist. Ein im Liegenden des Ramingerkalkes befindliches Vorkommen zieht den Hammergraben von der Siedlung Klaus entlang nach S bis es an der N-Seite des Bärenkogel unter Opponitzer Schichten taucht. Die Partnach Fm. umfasst im wesentlichen die sogenannten Partnachmergel und Partnachkalke. Zu dieser Formation sind im Prinzip alle ladinischen und unterkarnischen Mergel und Tonsteinvorkommen zu zählen. Nach wie vor unklar und äusserst umstritten ist die Zuordnung der Partnachkalke. In den meisten Fällen handelt es sich dabei um 3 Karbonatrippen von bis zu 10 m Mächtigkeit, die in den Mergeln und Tonsteinen eingebettet sind. Einerseits werden sie von manchen Autoren trotz ihrer unterschiedlichen Mikrofazies zu den Reiflinger Kalken gezählt. Andererseits spricht die Umgebung durch terrigene Sedimente dafür sie als Teil der Partnach Fm. anzusehen. Im Rahmen dieser Arbeit erfolgt eine Zuordnung nach mikrofaziellen Gesichtspunkten. Karbonate, die mikrofaziell den Reiflinger Schichten bzw. Raminger Schichten ähneln werden hier auch klar als Reiflinger Kalke und Raminger Kalke geführt. Partnach Kalke im Sinne von mikrofaziell feinkörnigen und vorwiegend fossiliferen Mudstones wurden im gesamten Kartierungsgebiet nicht gefunden. Das liegt im W-Teil des Arbeitsgebietes vermutlich daran, dass nur der Hangendabschnitt der Partnach Fm. in Form von Tonschiefern mit Einschaltungen von Reiflinger- und Raminger Kalken aufgeschlossen ist. Die eigentlichen Partnachkalke wären im Liegenden davon zu erwarten. Im O-Teil konnten nur vereinzelte dünne (dm – m) Kalkbänke innerhalb der Partnachschiefer kartiert werden, die mikrofaziell klar den Reiflinger- bzw. distalen Raminger Kalken entsprechen. Die Bezeichnung Partnach Kalk ist somit hier nicht angebracht, da es sich ohne jeden Zweifel ausschliesslich um Kalke der Raminger bzw. Reifling Formation handelt.

### 2.3.2 LITHOLOGIE UND MIKROFAZIES

Im Kartierungsgebiet konnten nur mergelig – tonige Horizonte nachgewiesen werden.

#### **Tonsteine / (Mergel)**

Es handelt sich um feinstgeschichtete, geschieferte, griffelig brechende, mittelgraue, (oliv)grünlich anwitternde Tonsteine, die sandfrei sind. Letzteres ist im Gelände oftmals der einzig brauchbare Hinweis die Tone von den terrigenen Sedimenten der Lunzer Gruppe zu unterscheiden. Genauere Untersuchungen dieser Sedimente wurden im Rahmen dieser Arbeit nicht gemacht. Fossilien wurden unter anderem von HERNDLER (1976) in Form von *Halobia rugosa* GÜMBEL etwas südlich des Arbeitsgebietes beschrieben. Es liegt die

Vermutung nahe, dass es sich bei diesem Fundort aufgrund der charakteristischen Bivalvenart um Sedimente der Reingraben Fm. handelt.

### **2.3.3 INTERPRETATION**

Die Entwicklung der Partnach Fm. im Kartierungsgebiet unterscheidet sich grundsätzlich in den beiden von der Weyrer Linie getrennten Faziesabschnitten. Im Westteil sind die Partnachschichten aufgrund der progradierenden Wettersteinplattform von Schuttkalken (Raminger Kalken) überlagert. Die nicht aufgeschlossene Liegendgrenze sollte im oberen Langobard über den Beckenkarbonaten der Reifling Fm. einsetzen (pers. Mitt. LEIN & KRYSTYN). Die fazielle Entwicklung im Ostteil ist deutlich distaler. Hier handelt es sich um eine durchgehende Beckenentwicklung. Die Sedimentation der Reiflinger Kalke wird hier im O – Langobard durch terrigenen Eintrag abgelöst und von einer Wechselfolge von siliziklastischen Partnachschiefern und dünnen Reiflinger Kalk-Rippen überlagert, die bis in das Jul hineinreichen. Der hangende Abschnitt mit Reiflinger Kalken dürfte hier tektonisch fehlen. Das Fehlen der eigentlichen Partnach Kalke könnte ebenso tektonisch bedingt sein.

In einem von KRYSTYN (pers. Mitt.) aufgenommenem Profil bei Küpfern am NW-Schenkel der Ennsberg Antiklinale reichen die Partnachschichten vom Langobard 3 bis in das Jul 1 und werden von Wetterstein Kalken überlagert.

### **Einstufung**

Eine direkte Alterseinstufung der terrigenen Partnach Schichten ist nicht möglich. Aufgrund zahlreicher Conodonten Funde in den hangenden Ramingerkalk Abschnitten im Ost-Teil kann zumindest das Top der Partnach Fm. klar in das Jul gestellt werden. Die Liegendgrenze ist in diesem Abschnitt nicht vorhanden. Da die Schichtfolge der Partnach Fm. mit dem Erstauftreten von Tonstein/Mergel Horizonten definiert ist, kann die Entwicklung durchaus bereits im oberen Langobard einsetzen. Proben aus dem Hangendanteil der Reifling Formation im West-Teil lassen keine genauere Einordnung zu. Das Einsetzen der Partnach Schichten liegt somit im Bereich des (O)-Langobard – Jul.

## **2.4 RAMING FORMATION [TOLLMANN – 1966]**

### **2.4.1 ALLGEMEIN**

Die Vorkommen von Raminger Kalken beschränken sich auf den West Abschnitt des Gebietes im Bereich des Hammergraben. Sie bilden dort einen mehrere Meter mächtigen Übergangsbereich von den Tonschiefern der Partnach Formation zu den massigen Kalken der Wetterstein Formation. Im Osten wurden keine Ramingerkalke nachgewiesen.

### **2.4.2 LITHOLOGIE UND MIKROFAZIES**

Lithologisch und mikrofaziell unterscheiden sich die Kalke nur unwesentlich von den Karbonaten der Reifling Formation. Es sind 5 cm – 50 cm gebankte, leicht welligschichtige, hellgraue Kalke, die gegen das Hangende grobbankig (m-Bereich) bis massig und deutlich heller werden (Wetterstein Kalk). Eine Verkieselung der Karbonate tritt vorwiegend in Form von Hornsteinknollen zu Tage. Dies führt zu einem muscheligen Bruch und zu metallischem Klang, wenn man das Gestein mit dem Geologenhammer anschlägt.

Mikrofaziell ähneln sie den Reiflinger Kalken ebenfalls stark. Es sind feinkörnige Packstones bzw. untergeordnet Grainstones die vorwiegend aus Peloiden (in erster Linie fakale Peloiden aber vermutlich auch Riffpeloiden, die durch völlige Mikritisierung von Bioklasten entstanden sind), Tubiphytenschutt, Filamenten, calcitische Schalen (vermutlich Halobien), Foraminiferen, Echinodermenspat, Ostracoden, Rindenkörnern und Lithoklasten aufgebaut sind. Die Gesteine sind zumeist stark durchwühlt und weisen Drucklösungserscheinungen auf.

Die Matrix des Sedimentes ist vorwiegend mikritisch. In den Packstone-Bereichen sind die Komponenten dicht gepackt. In den Grainstone-Bereichen mit sparitischen Zementfüllungen sind die Komponenten deutlich lockerer gepackt. Dieses Phänomen kann am besten durch Bioturbation erklärt werden. In manchen Abschnitten ist eine Gradierung des Sedimentes erkennbar.

Nach LEIN (1989) können diese Karbonate als Raminger Kalke angesehen werden. Es handelt sich somit um allodapische Kalke, die durch gravitativen Transport am Hang abgelagert wurden. Tubiphyten und Riffpeloiden weisen auf das flachmarine Liefergebiet der Wettersteinplattform hin. Gradierte Schuttsedimente des Plattformhanges entsprechen dem Standard-Mikrofaziestyp 4 (SMF-Typ 4).

Die Raminger Kalke stellen somit ein Bindeglied zwischen den massigen Seichtwasserkalken der progradierenden Wettersteinplattform und den hornsteinführenden, welligschichtigen und gebankten Beckensedimenten der Reifling Formation dar.

Tafel 2/D (Seite 42)

Dünnschliffproben: CJ9411, H11/92, H28/92, H30/92, H50/93, H51

### **2.4.3 INTERPRETATION**

Die Raminger Kalke sind untrennbar mit dem Vorrücken der nördlichen Wettersteinplattform verbunden. Sie bilden das Liegende des Riffkörpers in Form von zumeist gradierten, allodapischen Schuttängen, die gravitativ am Hang sedimentiert wurden. Mit Tubiphytendetritus und Riffpeloiden ist klar das flachmarine Liefergebiet belegt. Das Fehlen bzw. das stark reduzierte Auftreten dieser Komponenten im Ost-Teil weist auf die dort deutlich distalere Position innerhalb des Beckens hin. Die Kalke werden ausserhalb des Einflussbereiches der Plattform somit als Reiflinger Kalke bezeichnet.

Die Verwendung des Begriffes Raminger Kalk sollte nur verwendet werden für Schuttkalke an der Basis der julischen, nördlichen Wettersteinplattform. Eine allgemeine Anwendung des Begriffes im Sinne von TOLLMANN (1976a) als ladinisch – karnisches, helles, hornsteinführendes und dickbankiges Zwischenglied von Reifling Fm. und Wetterstein Fm. ist nicht zielführend.

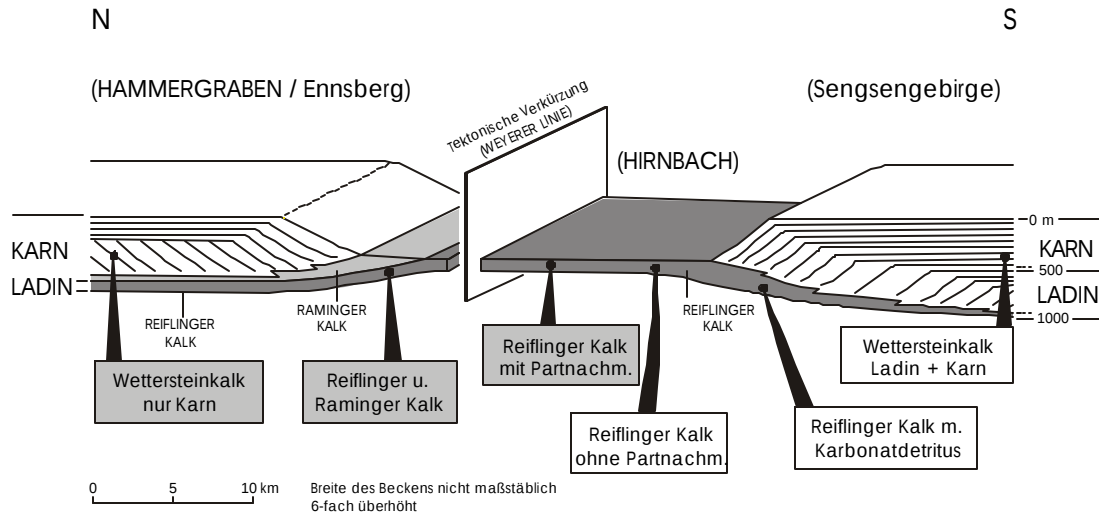


Abb.9 Faziesmodell der kalkalpinen Mitteltrias verändert nach KRYSTYN & LEIN (1996).  
Grau unterlegte Felder und grossgeschriebene Ortsnamen weisen auf die Position im Kartierungsgebiet hin.

### Einstufung

Aufgrund zahlreicher Conodonten Funde konnte der Ramingerkalk Abschnitt klar in das Jul gestellt werden.

### CONODONTEN

Die Proben 9101 – 9411 sind im mAbstand an der Kalkrippe 100 m östlich der Jagdhütte Jägeralm entnommen worden. Sie ergaben ausnahmslos julische Alter und konnten durch das Vorkommen von *Metapolygnatus auriformis* KOVACS in manchen Proben sogar auf Jul 2 datiert werden. Das erhoffte Auftreten von *Metapolygnatus carnicus* KRYSTYN im Topabschnitt konnte leider nicht eindeutig nachgewiesen werden.

|      |                                                                                                                                                                                                                             |      |
|------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------|
| 9101 | <i>Metapolygnatus tadpole</i> HAYASHI<br><i>Gladigondolella malayensis</i> NOGAMI                                                                                                                                           | JUL  |
| 9102 | <i>Metapolygnatus polygnatiformis</i> BUDUROV & STEFANOV<br><i>Metapolygnatus auriformis</i> KOVACS<br><i>Metapolygnatus tadpole</i> HAYASHI<br><i>Gladigondolella malayensis</i> NOGAMI<br><i>Metapolygnatus nov.spec.</i> | JUL2 |
| 9103 | <i>Metapolygnatus polygnatiformis</i> BUDUROV & STEFANOV<br><i>Gladigondolella malayensis</i> NOGAMI                                                                                                                        | JUL  |
| 9104 | <i>Metapolygnatus polygnatiformis</i> BUDUROV & STEFANOV<br><i>Gladigondolella malayensis</i> NOGAMI<br><i>Metapolygnatus auriformis</i> KOVACS<br><i>Metapolygnatus tadpole</i> HAYASHI                                    | JUL2 |

|        |                                                                                                                                                                                                                                       |       |
|--------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| 9105   | <i>Metapolygnatus polygnatiformis</i> BUDUROV & STEFANOV<br><i>Gladigondolella malayensis</i> NOGAMI<br><i>Metapolygnatus tadpole</i> HAYASHI                                                                                         | JUL   |
| 9106   | <i>Metapolygnatus polygnatiformis</i> BUDUROV & STEFANOV<br><i>Gladigondolella malayensis</i> NOGAMI<br><i>Metapolygnatus auriformis</i> KOVACS                                                                                       | JUL2  |
| 9107   | <i>Metapolygnatus polygnatiformis</i> BUDUROV & STEFANOV<br><i>Gladigondolella malayensis</i> NOGAMI                                                                                                                                  | JUL   |
| 9108   | <i>Metapolygnatus polygnatiformis</i> BUDUROV & STEFANOV<br><i>Gladigondolella malayensis</i> NOGAMI<br><i>Metapolygnatus tadpole</i> HAYASHI<br><i>Metapolygnatus cf. auriformis</i> KOVACS                                          | JUL2  |
| 9109   | <i>Metapolygnatus polygnatiformis</i> BUDUROV & STEFANOV<br><i>Gladigondolella malayensis</i> NOGAMI<br><i>Metapolygnatus tadpole</i> HAYASHI                                                                                         | JUL   |
| 9110   | <i>Metapolygnatus polygnatiformis</i> BUDUROV & STEFANOV<br><i>Gladigondolella malayensis</i> NOGAMI<br><i>Metapolygnatus cf. tadpole</i> HAYASHI                                                                                     | JUL   |
| 9411   | <i>Metapolygnatus polygnatiformis</i> BUDUROV & STEFANOV<br><i>Metapolygnatus tadpole</i> HAYASHI                                                                                                                                     | JUL   |
| H32/92 | <i>Metapolygnatus polygnatiformis</i> BUDUROV & STEFANOV<br><i>Paragondolella inclinata</i> KOVACS<br><i>Metapolygnatus tadpole</i> HAYASHI<br><i>Metapolygnatus auriformis</i> KOVACS                                                | JUL 2 |
| H38/92 | <i>Metapolygnatus polygnatiformis</i> BUDUROV & STEFANOV<br><i>Paragondolella inclinata</i> KOVACS                                                                                                                                    | JUL   |
| H50/93 | <i>Metapolygnatus polygnatiformis</i> BUDUROV & STEFANOV<br><i>Gladigondolella malayensis</i> NOGAMI<br><i>Metapolygnatus tadpole</i> HAYASHI<br><i>Metapolygnatus auriformis</i> KOVACS<br><i>Metapolygnatus carnicus</i> KRYSTYN ?? | JUL2  |
| S14/93 | <i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE<br><i>Metapolygnatus polygnatiformis</i> BUDUROV & STEFANOV<br><i>Paragondolella inclinata</i> KOVACS                                                                                       | JUL   |
| S28/93 | <i>Gladigondolella malayensis</i> NOGAMI<br><i>Metapolygnatus polygnatiformis</i> BUDUROV & STEFANOV<br><i>Paragondolella inclinata</i> KOVACS                                                                                        | JUL   |

## 2.5 WETTERSTEIN FORMATION [GÜMBEL - 1861]

### 2.5.1 ALLGEMEIN

Die Vorkommen von Lithologien der Wetterstein Fm. beschränken sich auf den Westteil des Arbeitsgebietes. Das Auftreten von in erster Linie Wetterstein-Kalken beschränkt sich auf den Hammergraben und die Bereiche westlich davon (Lehmriedel, Arzmauer). Diese werden der sogenannten Ennsberg Antiklinale zugerechnet und bilden einen Hauptteil der Gesteine, die sich bis zur Lunzer Deckengrenze etwa 3 km im Westen erstrecken.

Die bearbeiteten Proben entstammen im wesentlichen aus dem Bereich Hammergraben und Zwieselbach. Die Bereiche östlich und nördlich davon wurden nicht berücksichtigt.

### 2.5.2 LITHOLOGIE UND MIKROFAZIES

#### Lithologie

Die lithologischen Varietäten der Wetterstein Formation reichen von ½ dm - dm gebankten lagunären Kalken bis hin zu grobbankig bis massigen, hellen Kalken. Die massigen Bereiche sind z.T. stark rekristallisiert, vor allem im Bereich des Zwieselbaches.

#### Abgrenzung

Die Liegendgrenze erfolgt hier zu den Raminger Kalken. Ein direkter Übergang von der anisichen Steinalmkalkentwicklung existiert (auch) hier nicht.

Die Hangendgrenze wird durch Überlagerung von Tonschiefern der Reingraben Fm. gebildet.

#### Mikrofazies

Die Einteilung der Faziestypen erfolgt in erster Linie nach DUNHAM (1962) und z.T. nach FOLK (1962), um die Charakteristika der jeweiligen Sedimente möglichst gut darzustellen. Die mikrofaziellen Untersuchungen ergaben im wesentlichen Boundstones, Rudstones und Grainstones sowie untergeordnet auch Packstones.

Die Boundstones werden aus sedimentfangenden und –bindenden Organismen aufgebaut, im überwiegenden aus Schwämmen (Sphinctozoen und Inozoen), Algen (vorwiegend porostromate Typen, selten Dasycladaceen) und Mikroproblematika (Tubiphyten, *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI). Korallen treten nur untergeordnet in Erscheinung. Diese Organismenassoziationen sind typisch für Riffbildungen der Mitteltrias wie aus den Arbeiten von BRANDNER & RESCH (1981), FLÜGEL et al. (1978), FLÜGEL (1981, 1982a), FLÜGEL & SENOWBARI-DARYAN (1996) und LOBITZER et al. (1990) hervorgeht.

Die Rudstones und Grainstones stellen zum einen ein Aufarbeitungsprodukt der riffbildenden und inkrustierenden Plattformrandkörper dar und sind zum anderen Bildungen eines lagunären bis lagunennahen Rückriffbereiches. Sie sind in der Regel mehr oder weniger gut sortiert und gerundet sowie marin zementiert. Die Aufarbeitungsprodukte des Plattformrandes weisen im Prinzip die selben Komponenten auf wie die Boundstones. Es überwiegen Fragmente von Tubiphyten, Algen und Schwämmen. Untergeordnet treten neben den oben genannten Biogenen auch noch Foraminiferen, Bivalvenschalen, Gastropoden, Echinodermen, Serpuliden und mikrobiell bzw. calcimikrobiell inkrustierende Organismen auf. Die Bildungen des lagunären Bereiches bestehen zu einem Grossteil aus umkrusteten

Komponenten (Rindenkörner, „Aggregatkörner“) und Pisoiden. Feinarenitische Pelsparitlagen treten ebenso häufig auf wie vadose Zementbildungen (Dripstone Zemente).

Die Biogene sind in der Regel gelöst und durch blockige Zemente erneut verfüllt. Die Matrix der Sedimente ist nahezu ausnahmslos sparitisch und in den meisten Fällen lassen sich frühdiagenetische radialfibröse Zemente und spätdiagenetisch Blockzemente unterscheiden.

#### FAZIESTYPEN:

Nach der Klassifikation der Standard Mikrofazies-Typen von WILSON (1975) und FLÜGEL (1978) und (1982b) lassen sich die vorhandenen Sedimente in die Fazieszonen 5-7 (5-8) einordnen und entsprechen somit einem Abschnitt vom Plattformrand hin zu offenen bzw. geschlossenen Plattformbereichen. Die Mikrofazies-Typen sind wie folgt unterteilt:

#### **Mikrofaziestyp 1 (MF1): Bioklastischer Grain- bis Rudstone mit Tubiphytes obscurus**

Tafel 2/E-F (Seite 42), Tafel 3/A-C (Seite 43)

Dünnschliffproben: H4/92, H6/92, H7/92, H9b/92, H9I/92, H12/92

Helle, beige-graue und grobbankig bis massige Kalke, die in Hammergraben im Bereich der Siedlung Klaus vorkommen.

Überwiegend Tubiphyten bauen diesen Sedimenttyp auf. Es treten aber auch Schwämme (*Solenolmia radiata* SENOWBARI-DARYAN, *Coetinella mirunae* PANTIC), porostromate Algen, Rotalgen und Korallen auf. Dazwischen befindet sich z.T. geschichtetes, pelsparitisches Internsediment. Als weiteres Mikroproblematikum sei auf ein fragliches Vorkommen von *Plexoramea cerebriformis* MELLO hingewiesen, das eigentlich eher in mikritischen Sedimenten zu erwarten wäre (FLÜGEL et al. 1988). Die restlichen Hohlräume sind mit frühdiagenetischen radialfibrösen und spätdiagenetischen, blockigen Zementen ausgefüllt. Grössere Bioklasten sind völlig gelöst und vorwiegend mit Blockzementen wiederverfüllt. Einige Bioklasten sind von biogenen, mikritischen Krusten umzogen.

Die Sedimente stammen vermutlich aus dem Plattformrandbereich (SMF-Typ 12).

Auffällig ist das Vorkommen von Coelestin und Fluorit in Probe H6/92 (Tafel 3/A-B). Diese Paragenese ist bis dato aus den Kalkalpen unbekannt. Am Aussenrand der Poren bilden sich zeitgleich Dolomitrhomboeder und idiomorphe, kubische Fluoritkristalle. Kurz darauf bildet sich das Sr-Sulfat, da die Oberflächen der Fluorite nicht korrodiert sind. Die Fluorite müssen aufgrund ihrer idiomorphen Ausbildung jedenfalls vor den Coelestinen gebildet worden sein. Das Strontium für den Coelestin stammt vermutlich aus gelösten aragonitschaligen Organismen (Grünalgen, Bivalven). Das Sulfat könnte durch Umwandlung von Sulfiden, die in Form von Pyrit im Sediment vorliegen, oder aus organischen Resten bezogen werden. Auffällig ist auch die Verbundenheit von Fluorit mit organischen Resten und Drucklösungsflächen. ZEEH (1990) beschreibt Vorkommen von Fluoriten aus dem obersten Wettersteinkalk des Drauzuges. Dort setzt er die Bildung von idiomorphen Fluoritkristalle mit der Bildung von calcitischen Blockzementen in Zusammenhang. Flüssigkeitseinschlüsse in den Fluoriten ergeben Mindestbildungstemperaturen (Homogenisierungstemperaturen) von 136° bis 180 °C.

## **Mikrofaziestyp 2 (MF2): Boundstone (Framestone)- bis Grainstone**

Tafel 3/D-G (Seite 43)

Dünnschliffproben: H5/92, H14/92 I, H15/92, H15/92 I, H25/92, H26/92, H27/92, H33/92, H52/93, H56/93

Helle, beige- bis grau- und grobbankig bis massige Kalke, die an der Ostseite des Hammergrabens auftreten (nördlich der Siedlung Klaus bis südlich der Viehtaler Alm). Die Sedimente werden vorwiegend aus den typischen mitteltriassischen Gerüstbildnern aufgebaut. Beim am häufigsten anzutreffenden Typus dienen in erster Linie Kalkschwämme (Sphinctozoen und Inozoen) und dendroide Mikroproblematika (*Tubiphytes obscurus* MASLOV) als primäre Gerüstbildner (H5, H15/92 I, H27). Untergeordnet treten auch Typen mit Korallen und porostromaten Algen (*Cayeuxia*) und Chaeteten? auf (H52/93).

Das primäre Gerüst ist zudem oft von Algen (Girvanellen) und Mikroproblematika (Tubiphyten) inkrustiert (sekundäre Gerüstbildner).

Die Zwischenräume sind mit pelsparitischem Internsediment verfüllt (H15/92). Es handelt sich vorwiegend um peloidale Pack- bis Grainstones, deren Hauptkomponenten Peloiden darstellen. Weiters finden sich Bruchstücke von Echinodermaten, Schalen, porostromaten Algen und Tubiphyten, die sich in einer mikritischen bzw. teilweise sparitischen Matrix befinden.

Im feinkörnigen Sediment treten geopetale Gefüge und Schirmeffekte auf.

Die restlichen Hohlräume sind mit Zementen auskristallisiert - einem frühdiagenetischen radialfibrösen Zement und einem spätdiagenetischen Blockzement. Die daraus resultierenden Strukturen wurden von LEUCHS (1928) als „Großoolithe“ bezeichnet und standen lange zur Diskussion. Der primäre bzw. durch Lösung sekundär entstandene Porenraum, der in Riff- und Vorriffbereichen bis zu 50 Prozent des Gesamtvolumens ausmachen kann, wird nach ZEEH et al. (1995) in einem marin phreatischen Milieu mit einem Saum isopacher Zemente ausgekleidet.

Die Sedimente sind jedenfalls dem Plattformrand zuzuordnen (SMF-Typ 7).

## **Mikrofaziestyp 3 (MF3): Grain- bis Rudstone mit Pisoiden und Dasycladaceen**

Tafel 4/A-B (Seite 44)

Dünnschliffproben: H34, H34/92, H34/92 II, H35/92

Die dm-gebankten, hellen Grain- bis Rudstones bestehen vorwiegend aus Bioklasten und Komponenten, die mikritische – sparitische Zementrinden aufweisen. Das Sediment ist schlecht sortiert und mässig gerundet. An Biogenen findet man Dasycladaceen der Art *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA, Schalen, Schwämme und porostromate Algen (*Ortonella?*). Weiters treten Psoide, Ooide und Aggregatkörner auf. Die Komponenten sind grossteils inkrustiert bzw. weisen die bei MF4 besprochenen Psoidrinden auf. Dolomitisierung tritt fleckig innerhalb der Komponenten auf bzw. erfasst einzelne Zementrinden der Psoide und Ooide. Dieser Prozess wird von ZEEH (1990) als spätdiagenetische „replacement“ Bildung beschrieben.

Das Sediment weist Ähnlichkeiten mit dem Mikrofaziestyp 4 auf. Neben den Psoidekomponenten finden sich auch hier wieder Hinweise auf vadoso Diagenesebedingungen in Form von Dripstone Zementen (H34/92). Die restlichen Zwischenräume sind mit feinsparitischem bzw. grobblockigen Zementen ausgefüllt. Unterschiede gibt es vor allem aufgrund des reduzierten Auftretens von Psoiden, der schlechten Sortierung und dem Vorkommen von Dasycladaceen.

Das Sediment dürfte dem Vorkommen von *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA nach aus einem riffnahen Lagunenbereich entstammen. Nach PIROS et al. (1994) ist das Vorkommen dieser Art im Gegensatz zu den klassischen lagunären Arten (*Diplopora annulata*, *Teutloporella peniculiformis*) auf Bereiche, die durch Detritusschüttungen des Riffes beeinflusst sind, beschränkt. Eine Zuordnung in offene Plattformbereiche scheint hier angebracht (SMF-Typ 18).

#### **Mikrofaziestyp 4 (MF4): Pisoid – Grain- bis Rudstone**

Tafel 4/C-F (Seite 44)

Dünnschliffproben: H54/93, Z1b/93

Das Sediment besteht überwiegend aus Pisoiden, die bis zu 1 cm Grösse erreichen können (Z1b/93). Die Komponenten sind z.T. zerbrochen. Neben Algen und Schalenresten treten noch Rindenkörner sowie weitere Bio- und Lithoklasten auf.

Bereichsweise sind die Zwischenräume der PISOIDE mit pelsparitischen Areniten verfüllt. Der Kern der PISOIDE wird zum Teil aus porostromaten Algenbruchstücken gebildet. Ebenso treten Aggregatkörner, Pisoidbruchstücke und nicht näher bestimmbare Klasten als Nukleus für die Anwachsäume auf. Manche Komponenten bestehen aus mehreren Pisoiden, wobei die einzelnen PISOIDE zahlreiche Zementrinden aufweisen und in späterer Folge von weiteren Zementrinden zu einer Grosskomponente zusammengefasst wurden. Die Zemente der Rinden haben unterschiedliche Korngrössen. Es gibt dickere, grobkristalline, durchsichtige Rinden, die sich deutlich gegen die feinkristallinen, hellgrauen und die mikritischen, schwarzen Rinden abheben. Manche Rinden sind dolomitisiert, ebenso wie manche Kerne. In Teilbereichen sind sowohl Zementrinden als auch Komponenten stark rekristallisiert. An den Pisoiden haben sich Dripstone-Zemente gebildet, die klar auf vadose Bedingungen bei der Diagenese hindeuten. Feinsparitische Zemente füllen den restlichen Porenraum aus.

Offene Plattformbereiche mit mässiger Energie und flachem Wasser unter zumindest vereinzelt vadosen Bedingungen scheinen für die Bildung geeignet. (SMF-Typ 13).

#### **Mikrofaziestyp 5 (MF5): Grapestone**

Tafel 4/G (Seite 44)

Dünnschliffproben: H2/92, H44/92, H49/92, H53/93, H58/92, Z11/93

Bei den Sedimenten der Aggregatkornfazies handelt es sich um helle, beige-graue, dm-gebankte Grain- bis Rudstones, die Fenstergefüge-Strukturen („birds eyes“) erkennen lassen. Mikrofaziell ist das Vorherrschen von Aggregatkörnern bzw. Algenlumps auffällig. Zusätzlich treten porostromate Algen (*Polytrichella*, *Zonotrichites*), bioklastische Rindenkörner, Schalenbruchstücke von Megalodonten, Dasycladaceen (*Griphoporella* sp. ?) und gelegentlich Pelsparitlagen auf, die vermutlich durch Algenmatten stabilisiert wurden.

In diesen Abschnitten treten auch die für das Inter- bis Supratidal typischen laminaren Fenstergefüge auf. Ebenso sprechen auch die Aggregatkörner für eine Bildung im Intertidal bis flachmarinem Subtidal. Die Zementation fand in Form von frühen radialfibrösen und späten blockigen Zementen statt.

Dieser Faziestyp ist typisch für eher offene Plattformbereiche mit niedriger Wasserenergie unter intensiver Algentätigkeit, die auch zur Stabilisierung mancher Sedimentbereiche geführt hat (SMF-Typ 17).

## **Diagenese (Zemente + Porositäten)**

Dieses Thema wurde in eingehender Weise von MAUL (1991), ZEEH (1990) und ZEEH et al. (1995) speziell für den Wettersteinkalk behandelt. Im Rahmen dieser Arbeit soll nur ein Überblick über das vorhandene Inventar gegeben werden. Die Nomenklatur der Zemente folgt den oben genannten Arbeiten während sich die Klassifikation der Porositäten an FLÜGEL (1978) und (1982b) orientiert.

Im oberen Wettersteinkalk erfolgen im Stadium der frühen als auch der späten Diagenese Zementationen, wobei sich vor allem die frühdiagenetischen Vorgänge in den einzelnen Faziesbereichen unterscheiden.

Bei einem Grossteil des Porenraumes handelt es sich um Zwickelporen (intergranulare Poren), die durch in einer frühen Phase meist mit mikritischem bzw. pelmikritischem Internsediment verfüllt werden. Darauf folgen in der Regel 2 Zementgenerationen. Die erste Generation bildet zum einen einen isopachen Saum von radialfibrösen bzw. radialaxial fibrösen Zementen im phreatischen Milieu, der vom Rand der Komponenten in den Hohlraum hineinwächst und frühdiagenetischen Ursprungs ist. Diese Zemente bilden auch im Riff- und Rückriffbereich, wo das Porenvolumen beachtliche Dimensionen erreichen kann, Strukturen, die als „Großoolith“ bezeichnet werden. Zum anderen bilden sich bei vadosen Bedingungen in dieser Phase Dripstone Zemente. Danach noch offenstehende Hohlräume werden meist durch spätdiagenetisch auskristallisierte blockige Zemente verfüllt. Diese sind unter Temperaturen von 170 – 300° C gebildet worden, wie anhand von Flüssigkeitseinschlüssen belegt werden konnte. Ihre Entstehung wird auf hydrothermale Aktivitäten zurückgeführt, deren Temperaturmaxima nach Daten aus den NKA im Abschnitt Oberjura/Unterkreide stattfand und hängt eng mit den Pb – Zn Vererzungen im obersten Wettersteinkalk zusammen (ZEEH, 1990).

Schirmporen sind in der Regel ausschliesslich von blockigen Zementen verfüllt, wie z.B. im Schatten von einer (Bivalven) Schale (H5/92).

Zudem existieren Partikellösungsporen (Fossilösungsporen) und Hohlformporen (intrabiogene Poren), in denen in erster Linie Blockcalcite als Zementtypen überwiegen.

Neben diesen gefügeabhängigen Porositäten treten auch noch vom Gefüge unabhängige auf. Dabei handelt es sich in erster Linie um Kluftporen.

Dolomitisierung:

Nur wenige Bereiche mit Dolomitisierung konnten gefunden werden. Einzelne Komponenten die völlig bzw. fleckig dolomitisiert sind ebenso wie einzelne dolomitisierte Zementtrinden um Komponenten sprechen nach ZEEH (1990) für spätdiagenetische „replacement“ Dolomite.

## **Vererzungen**

Nachweise für Vererzungen innerhalb der Wetterstein Fm. finden sich nicht. Allerdings sind aus dem nur wenige Kilometer nördlich gelegenen Ennsberg an Klüfte und Störungen gebundene Blei-Vorkommen bekannt (Weber, 1997/Seite 360).

### 2.5.3 INTERPRETATION

Aus den isolierten Daten aus dem Diplomarbeitsgebiet ist eine umfassende Rekonstruktion des Ablagerungsraumes nur bedingt möglich. Aufgrund der Aufschlusssituation und der Tektonik fehlen durchgehende Serien vom Becken über den Slope und den Plattformrand hin zur Lagune. Daher werden zu diesem Fragenkomplex nur einige Überlegungen angestellt. Die Wettersteinkalke sind auf den Abschnitt westlich der Weyerer Linie beschränkt. Die Entwicklung der höheren Mitteltrias (bis einschliesslich tiefes Karn) im Osten des Arbeitsgebietes ist durchgehend aus Beckensedimenten aufgebaut (Reifling Fm., Partnach Fm.). Die Vorkommen von Partnach Schiefern mit überlagernden Raminger Kalken im westlichen Teil deuten auf eine Stellung am Beckenrand hin über den die Plattform im Jul progradiert ist (Abb.9). Im Bereich N des Bärenkogels ist ein Übergang von hornsteinführenden, gebankten, schuttreichen Ramingerkalken in massige Plattformrandkalke über einen Bereich von etwa 10 m aufgeschlossen.

Die angetroffenen Sedimente sind durchwegs marin zementiert, ihre Komponenten scheinen in erster Linie aus flachen Subtidal- bis Intertidal-Bereichen zu entstammen. Hinweise für vadose Diagenesebedingungen finden sich in MF3 und MF4. Hinweise auf klare Emersionshorizonte fanden sich nicht.

Die in dieser Arbeit differenzierten Mikrofaziestypen zeigen grobe Schuttkalke des Vor- bzw. Rückriffbereiches (MF1) und Boundstones aus dem Plattformrand (MF2) ebenso wie lagunäre Bildungen. Hier lässt sich mit den riffnahen Dasycladaceenkalken (MF3) und den rifffernen Pisoidbankkalken (MF4) und den Grapestones (MF5) eine weitere Differenzierung durchführen. Die Bildung dieser unterschiedlichen Typen innerhalb der relativ geringmächtigen Vorkommen des Hammergraben spricht für eine lateral stark variierende Plattform. Die Vorstellung einer gegliederten Plattform mit klarem Riffgürtel scheint unter diesen Voraussetzungen unangebracht. Eine rampenartige Situation würde die laterale Variationsbreite leichter erklären können.

Nach Vorstellungen von LEIN und KRYSTYN (pers. Mitt.) existieren 2 Wettersteinplattformen (Abb.9). Eine nördliche, welche ähnlich der Dirnantiklinale in der Reichraminger Decke die Antiklinalstruktur des Ennsberges bildet. Sie ist auf das Karn beschränkt, progradiert über eine Reiflinger/Partnach-Beckenentwicklung des Ladin und erreicht eine Mächtigkeit von maximal etwa 500m. Der Übergangsbereich wird aus allodapischen Raminger Kalken gebildet. Die südliche Plattform erreicht Mächtigkeiten bis etwa 1000 m und setzt bereits im Ladin über Reiflinger Kalken ein. Partnach Schichten fehlen hier gänzlich. Die Sengsengebirgsantiklinale der Reichraminger Decke gilt als Teil dieser mächtigen Plattform. Dazwischen liegt ein Becken unbekannter Ausdehnung mit Reiflinger- und Partnach Schichten. Die Weyerer Linie und die als ihr Äquivalent in der Reichraminger Decke anzusehende Mollner Linie würden demnach am Nordrand des Beckens anzusiedeln sein im direkten Nahbereich der nördlichen Plattform, die gegen S hin progradiert und stark an Mächtigkeit verliert.

Die Ergebnisse unserer Beobachtungen passen relativ klar in dieses Modell.

## Einstufung

Der Umfang der Wetterstein Fm. ist nach wie vor strittig und erstreckt sich je nach Autoren vom O-Anis (RÜFFER 1995; RÜFFER & BECHSTÄDT 1995; RÜFFER & BECHSTÄDT 1998 und RÜFFER & Zühlke 1995 für die westlichen Kalkalpen) bzw. O-Ladin (LEIN und KRYSTYN - pers. Mitt.) bis in das Jul. Im Bereich des Arbeitsgebietes, der einer Position innerhalb der nördlichen Wettersteinplattform entspricht, setzt die Entwicklung der Wettersteinplattform überhaupt erst im basalen Karn an. Dies geht auch aus den biostratigraphischen Daten durch Schwämme, Serpuliden und Conodonten deutlich hervor.

## SCHWÄMME

Eine Alterseinstufung ist aufgrund des Vorkommens von *Solenolmia radiata* SENOWBARI-DARYAN zumindest in das Karn möglich.

Der Mg Calcit-Schwamm *Coetinella mirunae* PANTIC (H15/92 I) gibt ein ladinisches bis karnisches Alter an. Des Vorkommen von *Babafera carnica* SENOWBARI-DARYAN ermöglicht eine Einstufung in das Karn.

## ALGEN

Eine nähere altersmässige Einstufung ist mit *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA leider nicht möglich. Nach OTT (1972) stellt sie eine primitive Überläuferform dar, die nach PIROS et al. (1994) das gesamte Ladin und Karn einschliesslich des unteren Nors umfasst, ihre Hauptverbreitung aber im Langobard und dem ehemaligen Cordevol (heute Jul 1/I – Aon-Zone) hat.

## CONODONTEN

H58A/94      *Metapolygnatus cf. polygnatiformis* BUDUROV & STEFANOV  
H59/93      *Metapolygnatus auriformis* KOVACS

---

(siehe nachfolgende Seiten)

### **Tafel 1: Steinalm Fm. und Reifling Fm.**

**A:** Steinalm Fm. (Hi27/94)

Bioklastischer Pack- bis Grainstone mit Dasycladaceen, Foraminiferen, Aggregatkörnern, Peloiden, Rindenkörnern, Ostracoden, Echinodermenschutt und porostromaten Algen. Matrix überwiegend mikritisch, Hohlräume gelöster Komponenten mit sparitischen Blockzementen verfüllt, Dolomitisierung im Bereich von Drucklösungsflächen.

Bildbreite: 25mm

**B:** Steinalm Fm. (Hi27/94)

Detail aus Abbildung A

*Teutloporella peniculiformis* OTT

Bildbreite: 8mm

**C:** Steinalmkalk (Hi27/94)

Detail aus Abbildung A

*Physoporella pauciforata pauciforata* BYSTRICKY

Bildbreite: 8mm

**D:** Reifling Fm. – Transgressionsfazies (Hi28b/94)

Bioklastischer Packstone mit vorwiegend Echinodermen, Brachiopoden- und Bivalvenschalen, Peloiden und Ostracoden in mikritischer Matrix.

Bildbreite: 18mm

**E:** Reifling Fm. – Transgressionsfazies (Hi28bI)

Bioklastischer Wacke- bis Packstone mit grobem Echinodermenschutt, Brachiopoden- und Bivalvenschalen, Gastropoden, Peloiden und Ostracoden in mikritischer Matrix. Sediment ist stark bioturbiert. Bildausschnitt stammt aus den undurchwühlten Packstonebereichen. Durchwühlte Bereiche entsprechen feinkörnigeren Wackestones.

Bildbreite: 7mm

**F:** Reifling Fm. – Knollenkalkfazies (Hi29/94)

Wackestone mit Filamenten, Ostracoden, Peloiden und untergeordnet Echinodermen und Brachiopodenschalen.

Bildbreite: 7mm

**G:** Reifling Fm. – Knollenkalkfazies

Brachiopodenlumachellen- und Echinodermenschuttbank an der Basis.

Bildbreite: 240mm

**Tafel 2: Reifling Fm., Raming Fm. und Wetterstein Fm.**

**A:** Reifling Fm. – hornsteinführende Knollenkalkfazies (Hi32/I/94)

Bioturbierter Wacke- bis Packstone mit überwiegend Filamenten und Peloiden

Bildbreite: 8mm

**B:** Reifling Fm. - hornsteinführende Knollenkalkfazies (Hi37 II)

Bioturbierter Wacke- bis Packstone mit überwiegend Filamenten und Peloiden, Stylolithe.

Bildbreite: 18mm

**C:** Reifling Fm. - hornsteinführende Knollenkalkfazies (Hi45)

Wackestone mit doppelklappigem, mikritisch verfülltem Brachiopoden und einem Gastropoden mit geopetalem Gefüge (Resthohlraum einer Kammer mit sparitischem Zement verfüllt).

Bildbreite: 15mm

**D:** Raming Fm. (H50/93)

Packstone mit Tubiphyten- und Echinodermenschutt.

Bildbreite: 8mm

**E:** Wetterstein Fm. – Mikrofaziestyp 1 (H9/92 I)

Bioklastischer Grainstone mit *Tubiphytes obscurus* MASLOV

Bildbreite: 7mm

**F:** Wetterstein Fm. – Mikrofaziestyp 1 (H4/92)

*Solenolmia radiata* SENOWBARI-DARYAN

Bildbreite: 4mm

**Tafel 3: Wetterstein Fm.**

**A:** Wetterstein Fm. - Mikrofaziestyp 1 (H6/92)

REM Aufnahme.

Am Rand des Hohlraumes in einem calcitischen Sediment bilden sich dunkelgraue kubische Fluorite und Dolomite. Hellgrauer Cölestin füllt den Resthohlraum. Bei den weissen Linien handelt es sich um mit Politurmittel verfüllte Spaltrisse des Sr – Sulfates.

Die Aufnahme wurde mit einem JEOL JSM 6400 Scanning Microscope gemacht bei 95-facher Vergrößerung. Der weisse Balken markiert eine Distanz von 100 mm.

**B:** Wetterstein Fm. - Mikrofaziestyp 1 (H6/92)

Cölestin (grau mit Spaltrissen) und Fluorit (kubische, schwarze Würfel)

Bildbreite: 7mm

**C:** Wetterstein Fm. - Mikrofaziestyp 1 (H4/92)

Porostromate Alge

Bildbreite: 4mm

**D:** Wetterstein Fm. – Mikrofaziestyp 2 (H52/93)

Rekristallisierter, runder, organischer Querschnitt von *Girvanellen* umkrustet. Darauf sitzt eine *Cayeuxia*.

Bildbreite: 10mm

**E:** Wetterstein Fm. – Mikrofaziestyp 2 (H15/92 I)

*Babafera carnica* SENOWBARI-DARYAN

Bildbreite: 7mm

**F:** Wetterstein Fm. – Mikrofaziestyp 2 (H5/92)

Boundstone mit umkrusteten, organischen, rekristallisierten Klasten (1), Hohlräume die mit 2 Generationen von Zementen verfüllt sind (2 - radialfibröser Zement, 3 – blockiger Zement)

Bildbreite: 15mm

**G:** Wetterstein Fm. – Mikrofaziestyp 2 (H5/92)

Mikroproblematikum: *Thaumtoporella parvovesiculifera* RAINERI

Bildbreite: 15mm

**Tafel 4: Wetterstein Fm.**

**A:** Wetterstein Fm. - Mikrofaziestyp 3 (H34/92)

Grain- bis Rudstone mit Dasycladaceen (1) der Art *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA und Aggregatkörnern (2). Dripstonezemente (Pfeil) weisen auf vadose Zementationsbedingungen.

Bildbreite: 10mm

**B:** Wetterstein Fm. - Mikrofaziestyp 3 (H34/92)

*Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA

Bildbreite: 4mm

**C:** Wetterstein Fm. - Mikrofaziestyp 4 (H54/93)

Pisoid – Grain- bis Rudstone

Bildbreite: 18mm

**D:** Wetterstein Fm. – Mikrofaziestyp 4 (Z1B/93)

Pisoid – Grain- bis Rudstone

Bildbreite: 18mm

**E:** Wetterstein Fm. – Mikrofaziestyp 4 (H54/92)

Pisoid mit einem Aggregatkorn als Kern, das von feinkristallinen-hellen, mikritischen-schwarzen und dicken-grobkristallinen Zementrinden umgeben ist.

Bildbreite: 4mm

**F:** Wetterstein Fm. – Mikrofaziestyp 4 (H54/93)

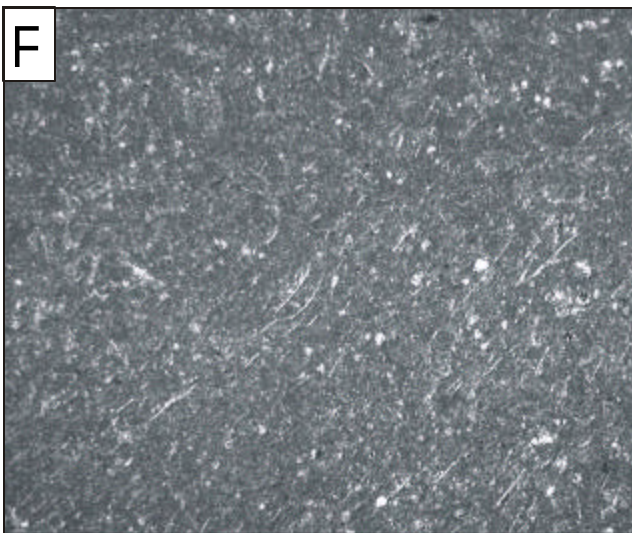
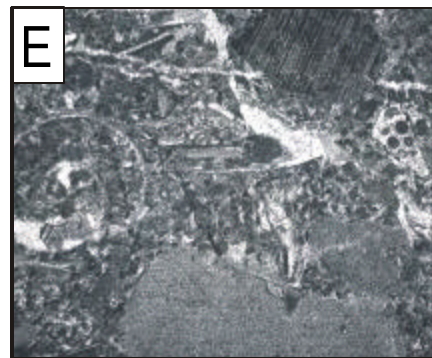
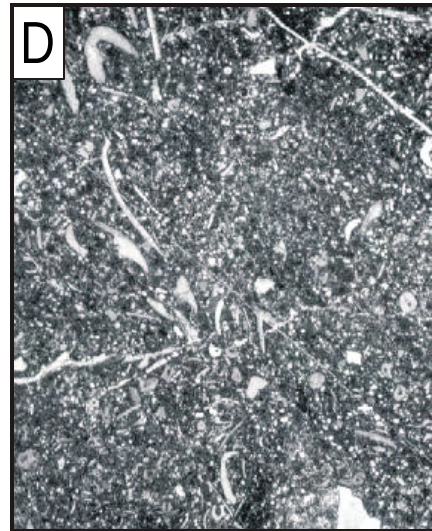
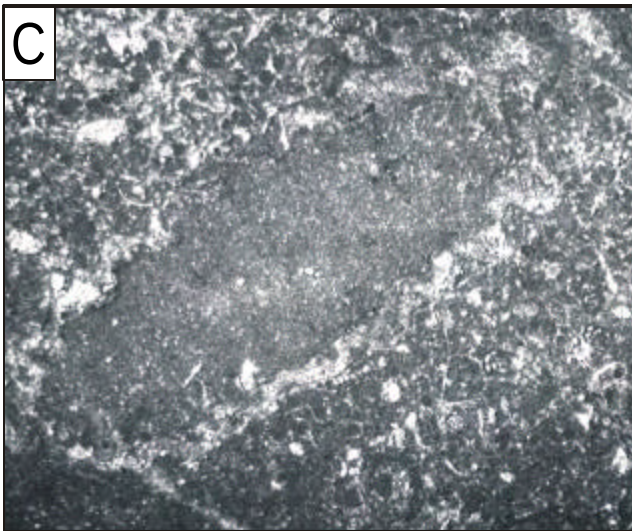
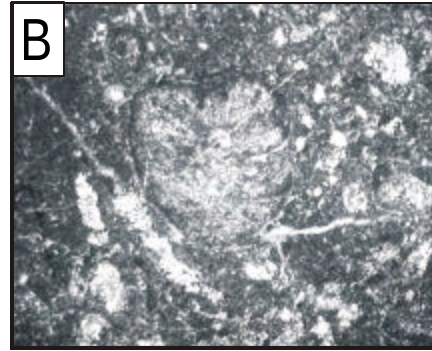
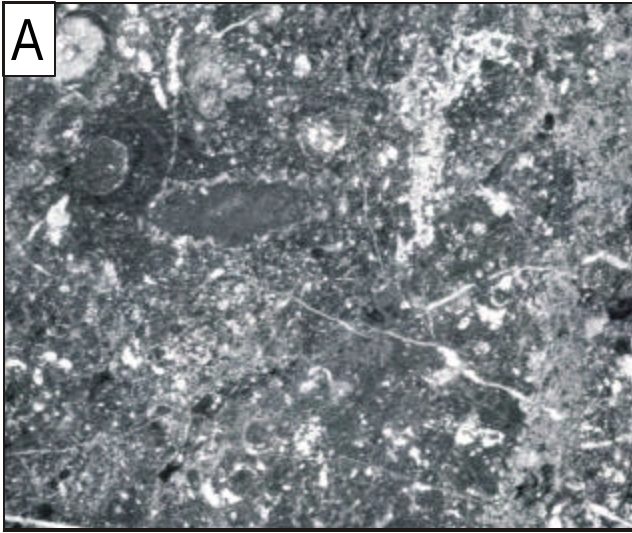
Pisoid – Grain- bis Rudstone

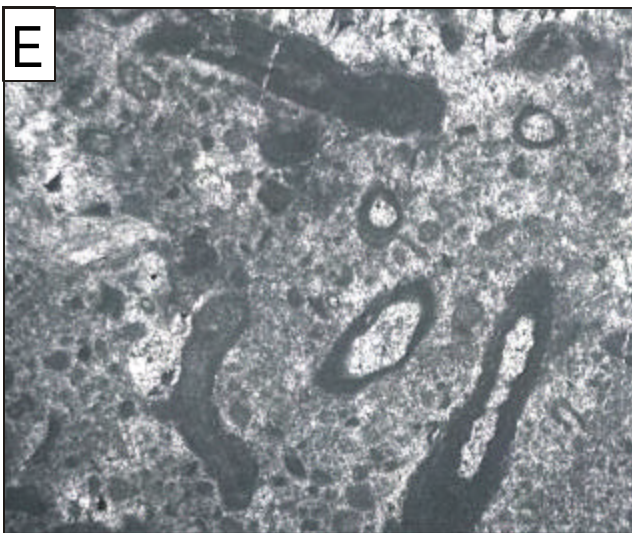
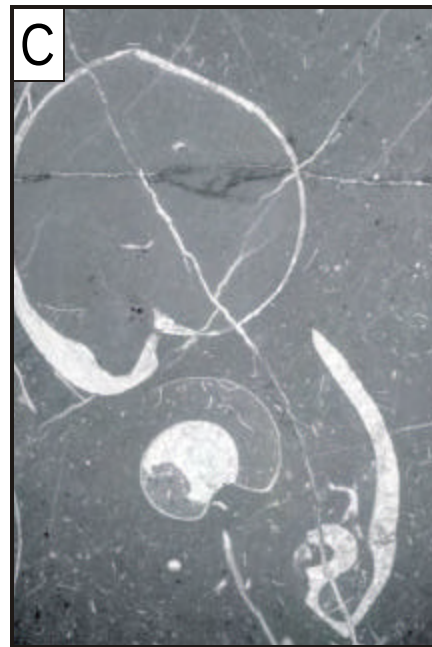
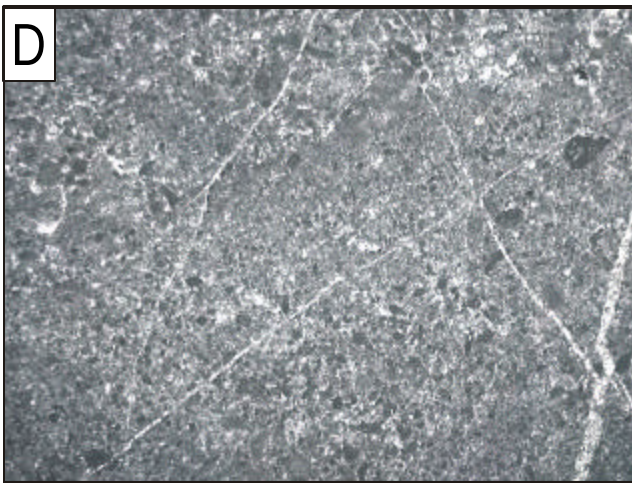
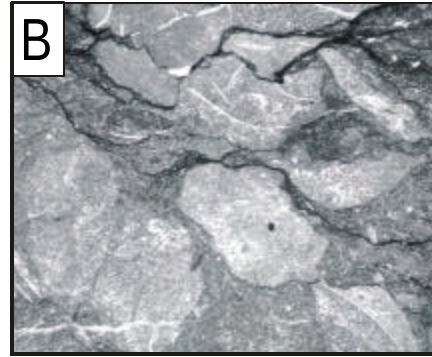
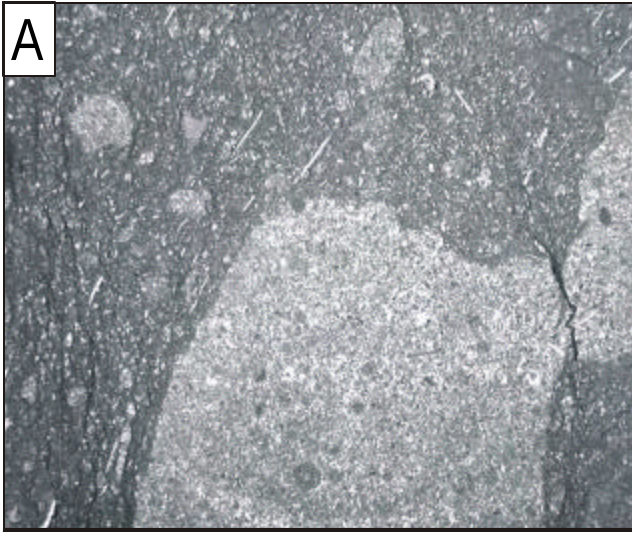
Bildbreite: 10mm

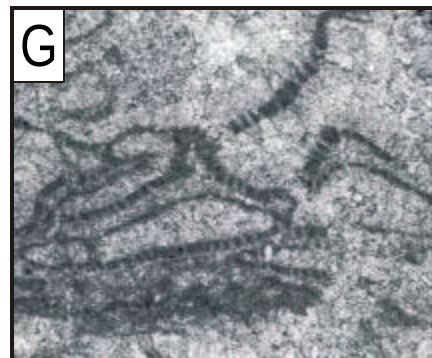
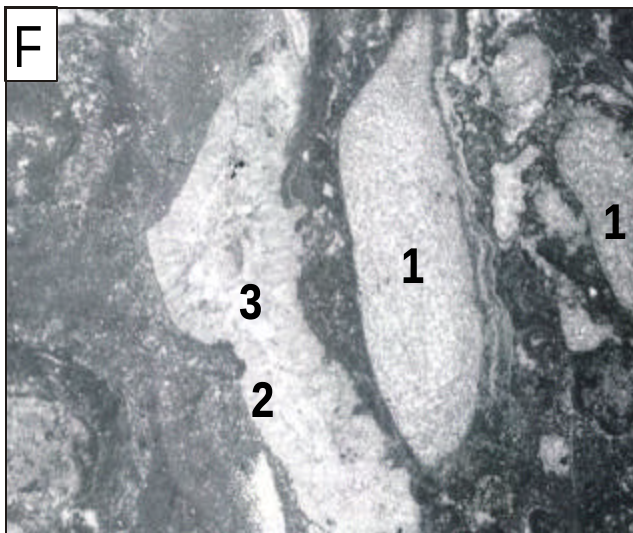
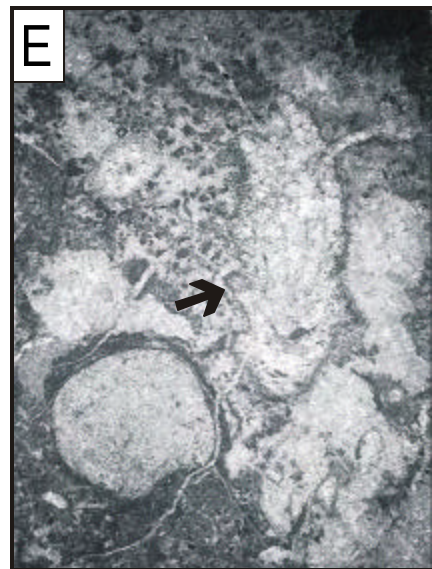
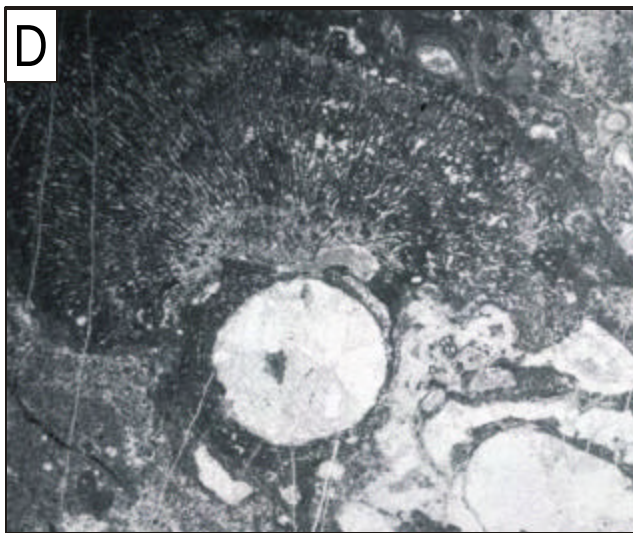
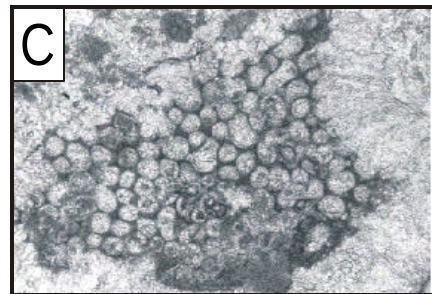
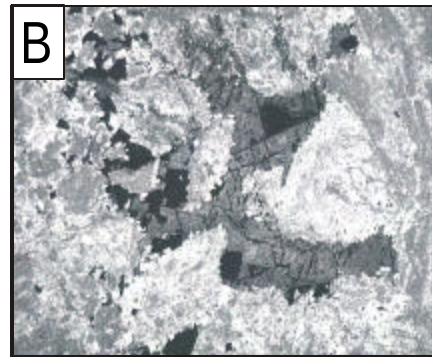
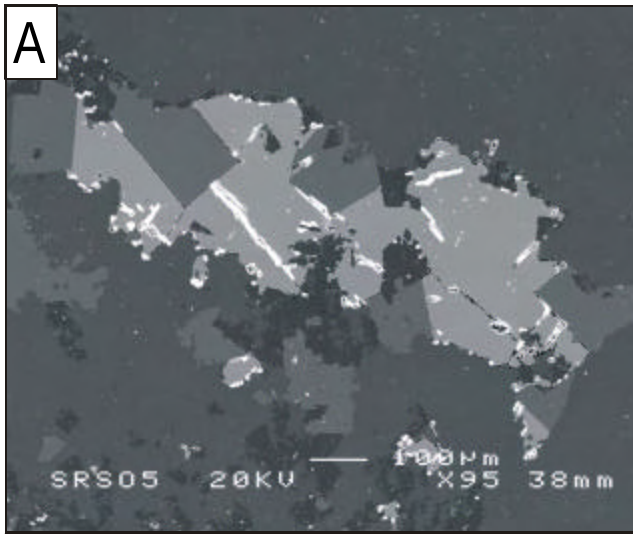
**G:** Wetterstein Fm. – Mikrofaziestyp 5 (H44/92)

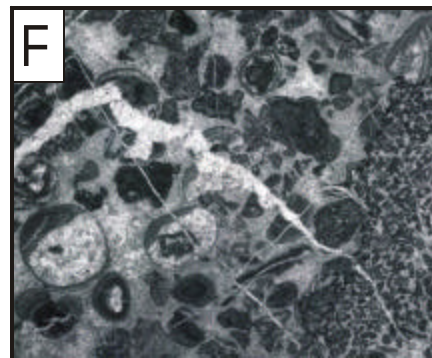
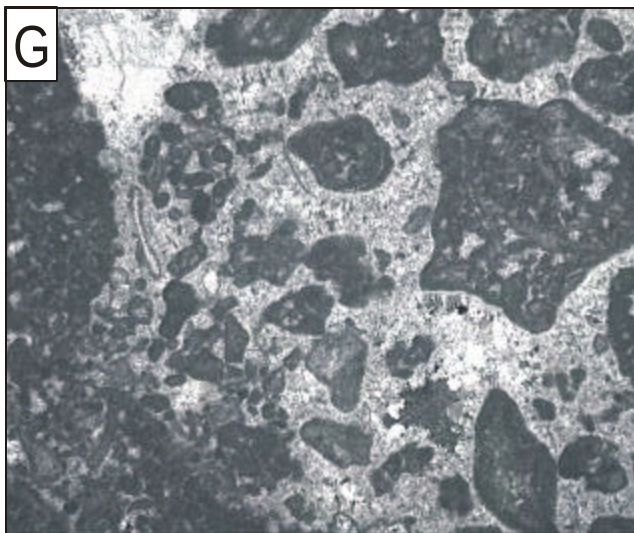
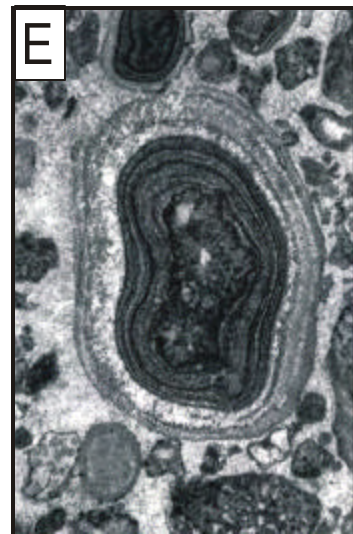
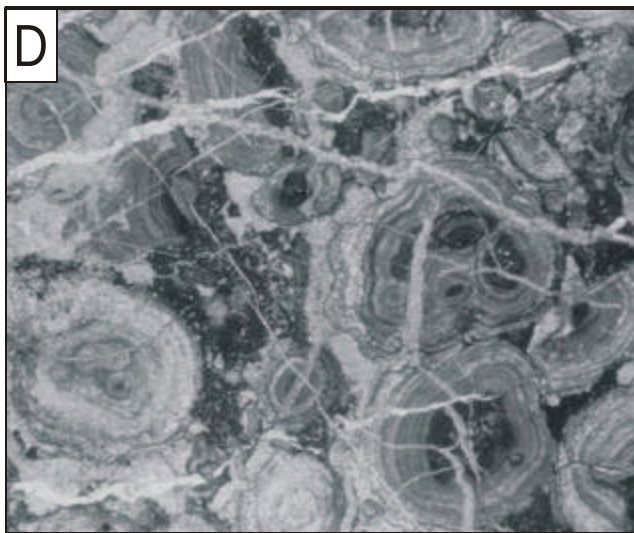
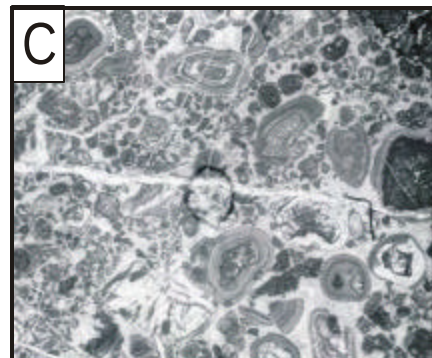
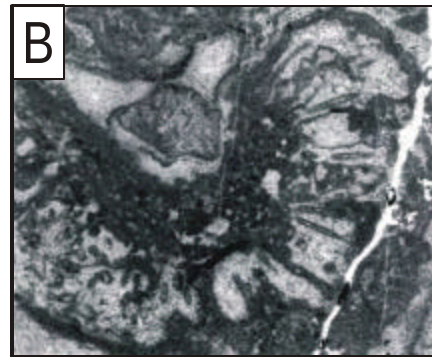
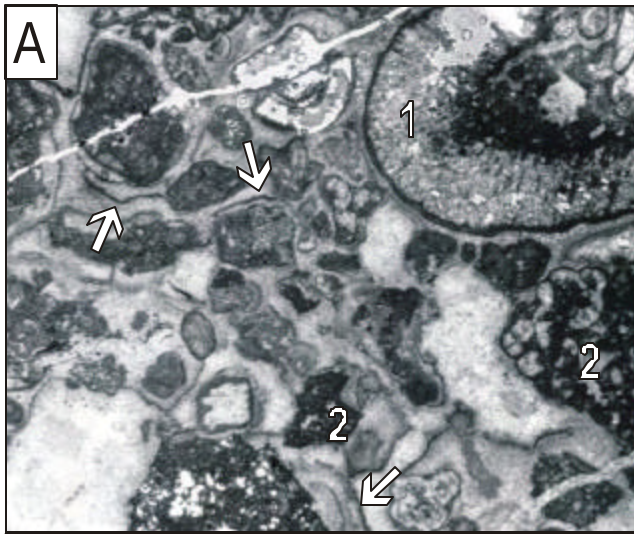
Grapestone

Bildbreite: 7mm









## 2.6 LUNZ FORMATION [LIPOLD – 1863]

Der Begriff der Lunz Formation umfasst hier die Lithologien der Reingrabener Schichten („Halobien-schiefer“) und der Lunzer Sandsteine.

### 2.6.1 ALLGEMEIN

Reingrabener Schichten [F.v.Hauer – 1853] treten im Kartierungsgebiet in beiden Faziesbereichen auf. Im Westen bilden sie die Umrandung des Gschieberspitzes und bilden an dessen W-Seite die Verebnung bei der Jagdhütte. Ein weiterer schmaler Zug folgt über dem lagunären Wettersteinkalk entlang der SE-Talseite des Hammergrabens. Die grosse Verebnung im Bereich der Viehtaleralp – Prenkeralp könnte auch auf Reingrabener Schiefer zurückgehen, ist aber über weite Strecken von Quartär überlagert. Weitere Aufschlüsse mit Halobien-schiefern finden sich am O-Hang des Dreispitzes im Liegenden der Opponitzer Rauchwacken und in dessen Verlängerung im Bereich der Menauer Alp und der Schüttbauernalp.

Eine breite Wiesenfläche im Bereich des Gehöftes Menauer wird auch von Halobien-schiefern gebildet. Sie befindet sich im Bereich einer Schuppenzone zwischen 2 Aufschiebungen.

Im Osten ziehen die Schiefer von der Siedlung Au den Hirnbach entlang um im Bereich des Überganges wieder zu verschwinden. Derselbe Zug taucht im Bereich der Wildwiese wieder auf und zieht nach S die W-Seite des Schleifenbaches entlang.

Aufgrund des hohen Tonanteiles dienen die Tonschiefer mancherorts als Wasserstauer und bilden die Basis für Quellaustritte wie z.B. im Bereich des Dreispitzes.

Lunzer Sandsteine finden sich ausschliesslich im Ost-Bereich des Kartierungsgebietes. Dort bilden sie einen Zug im Hangenden der Reingrabener Fm., der an der SE-Seite des Hirnbaches entlang zieht. (Taf.5/A)

### 2.6.2 LITHOLOGIE UND MIKROFAZIES

Bräunlich graue Tonschiefer und Mergel, die ocker-gelblich anwittern aufgrund des Vorkommens von Pyrit. Die Halobien-schiefer sind zumeist sandig, wodurch sie relativ sicher von den Partnach Schichten unterschieden werden können. Sie brechen blättrig und bilden fette Tonböden.

Die Reingrabener Schiefer führen hier keine aussagekräftigen Fossilien. Wenige Bivalvenschalen, die vermutlich von *Halobia rugosa* GÜMBEL, stammen konnten in zumeist nicht anstehenden Bereichen gefunden werden. Reichhaltigere Faunen wurden von BITTNER (1898) und GEYER (1909) aus Vorkommen im nahegelegenen Ort Weyer beschrieben.

Eine direkte Alterseinstufung war vor Ort somit nicht möglich. Da die Tonschiefer die Wettersteinkalke bzw. Reiflinger Kalke überlagern muss zumindest von einem Einsetzen im obersten Jura ausgegangen werden. Die Überlagerung erfolgt durch die tuvalischen Opponitzer Schichten.

Eine genauere Untersuchung der Sandsteine ist im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt worden.

### 2.6.3 INTERPRETATION

Mit dem Einsetzen der terrigenen Sedimente der Lunz Formation wird das Stadium der mitteltriadischen Karbonatplattformen abgeschlossen. Dieses von SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER (1974) als „Reingrabener Wende“ bezeichnete Ereignis geht auf eine Änderung des allgemeinen Subsidenzverhaltens zurück, das zur Akkumulation grosser Sedimentmengen in Senken führt und nicht mehr ausschliesslich in Bereichen morphologischer Hochzonen (LEIN 1985, 1987). Die rasche Absenkung des Meeresspiegels im Rahmen der frühkarnischen Regression führte zu einer plötzlichen Unterbrechung der Karbonatproduktion. Die für den Antransport siliziklastischen Materials notwendige Hebung des Hinterlandes dürfte auf rein tektonische Prozesse zurückzuführen sein. Das Zusammentreffen von eustatischen Meeresspiegelschwankungen und Bruchtektonik könnte nach BRANDNER (1978) in Zusammenhang stehen mit der Neubildung ozeanischer Kruste im Südostabschnitt der Tethys.

Die Entwicklung der Reingraben Fm. ist im Osten deutlich mächtiger als im Westen. Ausserdem treten im Osten auch Sandsteine mit Pflanzerechten und einzelne kohlige Lagen auf. Mächtige Kohleflöze sind in näherer Umgebung vor allem aus dem Raum Weyer bekannt (Schurfstollen von Mühle und Lindau).

Im Westen kommen ausschliesslich sandige Tonschiefer vor, die keine kompakten Sandsteinbänke beinhalten.

Die Ursache dafür liegt im Reliefunterschied, der durch die mitteltriadische Becken-/Plattformgeometrie gegeben ist. Im Bereich der Plattform bildeten sich nur geringmächtige Reingrabener Schichten, während das Becken mit mächtigen Siliziklastika aufgefüllt wurde.

## 2.7 OPPONITZ FORMATION [LIPOLD - 1865]

### 2.7.1 ALLGEMEIN

Opponitzer Schichten sind im Kartierungsgebiet weit verbreitet. Im Westen bilden sie die Gipfelbereiche der Gschieberspitze, sowie einen Zug entlang des Hammergrabens, der im Bereich des Hochhauses und der Viehtaler Alm aufgeschlossen ist. Dort bilden sie auch den Gipfelbereich des Bärenkogels. Ein weiterer Zug von Opponitzerschichten zieht vom Osthang des Dreispitzes nach Süden zur Menaueralm.

Im Osten zieht ein klar erkennbarer, markanter Zug von Opponitzerschichten am SE-Hang des Hirnbaches von der Siedlung Au bis zum Bereich der Übergangshöhe des Kühberges entlang. Die aus Kalken und Rauhacken aufgebaute Wandstufe tritt im Hangbereich klar ersichtlich hervor. Der selbe Zug taucht im Bereich der Wildwiese erneut auf und zieht weiter nach Süden.

Ein isoliertes Vorkommen von Opponitzer Kalken bildet den Rücken, der im Süden des Gebietes vom Lackenwald nach Norden in den Kreistengraben zieht. Ein weiterer Abschnitt mit Opponitzer Schichten liegt zwischen der Weyerer Linie und einer parallel dazu verlaufenden Störungszone im SE. Diese Vorkommen befinden sich im Bereich der Vonauwiese und in Form eines schmalen Zuges SSE der Viehtaleralm (Tafel 6/A).

## 2.7.2 LITHOLOGIE UND MIKROFAZIES

Die Schichten der Opponitz Formation umfassen Rauhacken, Dolomite, Kalke und untergeordnet Mergelzwischenlagen. Die Kalke sind in der Regel dünnplattig, blaugrau und gelblich anwitternd. Sie brechen splittrig, sind tonreich und oft flasrig ausgebildet (Tafel 6/A,B). Aus den Mergeln wurden von GEYER (1909) zahlreiche Bivalvenfunde beschrieben. Im Kartierungsgebiet selbst fanden sich keine Makrofossilien.

Dolomitische Bereiche, die klar den Opponitzer Schichten zuzuordnen sind finden sich ausschliesslich im Bereich südlich der Jagdhütte Mayrhoftal. Sie bilden dort die Basis über den Reingrabener Schichten.

Besonders ausgeprägt sind die mächtigen Rauhackenhorizonte. Sie bilden über weite Teile eine etwa 10 Meter mächtige Wandstufe, die die Basis der Opponitz Formation bildet und die Tonschiefer der Reingraben Formation überlagert. Ein sehr markanter Zug bildet das Liegende der Formation im Hirngraben. Ebenso bildet eine Rauhacke die Basis östlich des Dreispitzes. Ein weiterer mächtiger Abschnitt dieser Lithologie liegt im Bereich der Gschieberspitze (Tafel 5/C). In wenigen Bereichen treten auch Rauhackenhorizonte im Hangenden auf, so z.B. im Bereich des Hirnbaches.

Die Variationsbreite der Lithologien in den Opponitzer Schichten dürfte sehr gross sein. Eine klare Zuordnung ist bei starker tektonischer Zergliederung der Schichtfolge nicht immer möglich. Die Möglichkeit der Verwechslung von Opponitzer Kalken mit Kalken der Mitteltrias ist vor allem in Bereichen, die stark rekristallisiert sind, nicht auszuschliessen. Die Fossilarmut erschwert die eindeutige Zuordnung noch zusätzlich. Vor allem im Bereich des Kreistengrabens waren im Rahmen dieser Arbeit keine klaren Ergebnisse möglich.

Eine Unterteilung in 3 Karbonathorizonte und 2 Mergelhorizonte wie sie von HINTEREGGER (1979) vorgeschlagen wurde konnte im Arbeitsgebiet nicht nachvollzogen werden. Die von TOLLMANN (1976a) verfasste Einteilung findet hier eine wesentlich bessere Übereinstimmung. Er unterteilt die Opponitz Formation in:

- ◆ Liegendrauhacke und Dolomite (a)
- ◆ geringmächtige, selten auftretende Kalke (b)
- ◆ Zementmergeleinschaltungen in den Kalken (c)
- ◆ gut geschichtete Kalke (d)
- ◆ Hangendrauhacke (e).

Im Arbeitsgebiet konnten vor allem Rauhacken und gut geschichtete Kalke nachgewiesen werden. Diese könnten somit den Abschnitten (a), (d) und (e) entsprechen.

Besondere Bedeutung haben vor allem die Rauhacken im Liegendbereich der Formation, da mit ihr z.T. mächtige Evaporitvorkommen verbunden sind. Aus dem Raum Ybbstal wurden Gipsvorkommen in Wechsellagerung mit dunkelgrauen Dolomiten beschrieben (TOLLMANN 1976a). Sulfatreichere Serien mit dunklem, körnigen Anhydrit in Wechsellagerung mit dunklem Dolomit und Tonschiefern sind aus der Frankenfelder Decke in der Bohrung Urmannsau bei Gaming in Niederösterreich bekannt (KRÖLL & WESSELY 1967; KRÖLL et al. 1981). Auch im Zuge des Vortriebes des Triebwasserstollens vom Ybbskraftwerk Opponitz in den Jahren 1922-1924 wurden mächtige Rauhacken mit Einlagerungen von Gips und Anhydrit angefahren, die bereits während der Bauphase zu zahlreichen Wasser- und Schlammereinbrüchen geführt haben. Die damals nicht richtig erkannte Gefahr durch Gipsauslaugung führte zu ständigen Problemen bis im Jahre 1959 eine Komplettsanierung vorgenommen werden musste. Die Auslaugung des Gipses führte zu

riesigen Verkarstungen entlang des Stollens, die wiederum Risse und Deformationen der Tunnelröhre zufolge hatten. Die Auswirkungen waren bis an die Oberfläche nachzuweisen, da sich zahlreiche Rutschungen und unruhige Geländeformen durch die Auslaugung gebildet hatten (KIESLINGER 1962).

Nach SAUER et al. (1992) ist die Ausbildung einer Evaporit Fazies innerhalb einer Abfolge von Seichtwasserkalken und –dolomiten typisch für die Opponitz Formation der Kalkalpenfront (bajuvarische Deckeinheiten), wobei die Evaporite an der Oberfläche als Rauhwacken auftreten während sie in Bohrlöchern als Anhydritkomplexe vorliegen. In der Bohrung Unterlaussa 1 sowie der etwas nördlich des Arbeitsgebietes gelegenen Bohrung Stallburg U1 bzw. U1a in Küpfen konnten ebenfalls mächtige Evaporithorizonte nachgewiesen werden. Genauere Erläuterungen dazu finden sich in Kapitel 2.7.3.

Mikrofaziell sind die Kalke und Rauhwacken nahezu reine Mudstones und entsprechen somit der von Hinteregger (1979) beschriebenen Schlammfazies. Bis auf wenige Filamente, Foraminiferen und Ostracodenreste ist der Kalk ausschliesslich aus einer mikritischen Grundmasse aufgebaut, die meist zu Mikrosparit rekristallisiert wurde. Die Kalke sind z.T. bioturbiert und weisen eine deutliche feine Flaserung auf. Entlang dieser Drucklösungsflächen haben sich Säume von tonigem Material gebildet. Ausserdem setzt an den Styolithen in manchen Schriffen auch eine Dolomitisierung ein.

Tafel 5/B-C (Seite 59), Tafel 6/A-B (Seite 60)

|                    |            |                                             |
|--------------------|------------|---------------------------------------------|
| Dünnschliffproben: | Kalke:     | H3/92, H42/92, H43/92, S1/92, S3/92, Z12/93 |
|                    | Rauhwacke: | H55/93, S4/92, S6/92                        |

### 2.7.3 RAUHWACKEN – EVAPORITE

Die oben beschriebenen Evaporitsequenzen der Opponitz Formation treten an der Oberfläche ausschliesslich in Form von Rauhwacken in Erscheinung. Einzig an einem frischen Strassenaufschluss südlich der Gschieberspitze konnten Gipse nachgewiesen werden, die allerdings aufgrund der Verwitterung mittlerweile längst gelöst und abtransportiert sind. Hinweise auf das Vorhandensein von Sulfaten ergeben sich aber vor allem aus den Bohrungen der OMV in diesem Gebiet (Unterlaussa 1, Stallburg U1 bzw. U1a). Dort liegen in Form von Bohrkernen Zeugen über mächtige Evaporitabfolgen der basalen O-Trias vor. Erhöhte Sulfatgehalte in den Oberflächenwässern konnten aus dieser Gegend auch durch hydrochemische Bearbeitungen nachgewiesen werden.

Im Zuge der Bohrung Unterlaussa 1 wurden 2 Kernstrecken entnommen, die beide jeweils auf etwa 9m eine Anhydrit-Dolomit Abfolge zeigen (Abb.18). Der erste Kern liegt in 1136 – 1145 m Teufe, ist Teil der Frankenfelder- oder Lunzer Decke und besteht zu 60 Prozent aus dunkelgrauem Anhydrit mit braun-grauem, unregelmässig lagig, schlierig oder brecciös ausgebildetem Dolomit und teilweise Magnesit. Weitere 22 Prozent bestehen aus Wechsellagen von Dolomit und Anhydrit und die restlichen 18 Prozent aus zerbrochenem, klüftigen Dolomit. Über den gesamten Bereich treten bis zu 2 cm mächtige tonige Schlieren auf. Der zweite Kern befindet sich innerhalb der Reichraminger Decke in 2880 – 2889m Tiefe und besteht aus einer Wechsellagerung von graubraunem Dolomit (60%) mit grauen Anhydritlagen (40%). Die dolomitischen Abschnitte sind meist brecciös und enthalten mit Anhydrit gefüllte Klüfte und Adern.

Nach lithologischen Kriterien sind die Bohrkern am ehesten in den Bereich der karnischen Opponitzer Schichten zu stellen, obwohl dafür keine endgültige Gewissheit besteht.

Die Bohrungen Stallburg U1 und Stallburg U1a in Küpfen wurden vom 13. August 1992 – 14. Jänner 1993 auf maximal 645 Meter abgeteuft. Ziel war die Überprüfung eines seismisch

kartierten Reflexionshorizontes (Gosau) sowie der lithologischen, tektonischen und stratigraphischen Verhältnisse im nördlichen Abschnitt der Lunzer Decke. Aufgrund von plötzlichem Wassereinbruch (5-7 l/s bei 6-8 bar Druck) im Bereich der Endteufe wurde die Bohrung ohne die Gosau erreicht zu haben abgebrochen. Eine Analyse des Wassers ergab, dass es sich um ein Calcium-Magnesium-Sulfat-Mineralwasser handelt, das als Trinkwasser ungeeignet ist (Abb.10).

| pH   | Leitfähigkeit bei 25°C | Gesamthärte | Karbonathärte | Sulfat | Hydrogen carbonat | Calcium | Magnesium |
|------|------------------------|-------------|---------------|--------|-------------------|---------|-----------|
| 7,13 | 2610                   | 101,9       | 5,7           | 1727,1 | 125,1             | 436,6   | 176,8     |
|      | µS/cm                  | °dH         | °dH           | mg/l   | mg/l              | mg/l    | mg/l      |

Abb.10 Analysenergebnis der Bohrung Stallburg U1: Wasserprobe vom 11.09.1992 in 640m Teufe bei 5l/s Zufluss.

Die Bearbeitung der Bohrkerns ergibt folgendes geologisches Profil:

Nach Durchdringen von 20m Quartärsedimenten lag von 20 – 145 m Teufe Hauptdolomit vor auf den bis in eine Tiefe von 230 m eine Evaporitserie folgt, die rein stratigraphisch den Opponitzer Schichten zugehören scheint. Liegend dieser Sulfatgesteine findet sich bis in eine Tiefe von 305 m Wettersteinkalk der von etwa 25 m Partnach Schichten unterlagert wird. Von 330 m bis zur Endteufe treten Kalke, Dolomite, Tonsteine und Evaporite auf, deren stratigraphischer Zusammenhang unklar ist. Die Karbonate sind Teil der Wettersteinformation. Das Auftreten von mehreren Kataklastizonen innerhalb dieses Abschnittes deutet auf einen mehrfachen Schuppenbau hin. An der Endteufe trat zwischen 643 und 645 m Kernverlust in Zusammenhang mit dem Wassereinbruch auf. Darunter konnte noch ein Kern mit einem Dolomit Kataklastit erbohrt werden, der ein tektonisches Element innerhalb der Lunzer Decke bzw. die angestrebte Deckengrenze im Bereich der Gosau darstellen könnte (Abb.11).

Aus den Anhydriten der oberen Evaporitsequenz wurden 2 Schwefel-Isotopenmessungen vorgenommen, um in die stratigraphische Zuordnung der Evaporite Klarheit zu bringen. Diese Methodik basiert auf der Tatsache, dass sich das Verhältnis der beiden Schwefel-Isotopen  $^{32}\text{S}$  und  $^{34}\text{S}$  im Ozeanwasser im Verlauf der Erdgeschichte verändert hat. Anhand von unzähligen Proben über weite Perioden der Erdgeschichte, deren Alter gut bekannt sind, ist somit eine Kurve der Schwefelisotopenverhältnisse entstanden, die in bestimmten Fällen eine relative zeitliche Zuordnung der beprobten Sulfate ermöglicht. Aufgrund der raschen Durchmischung der Ozeane und der deutlich längeren Verweilzeit von Sulfat in Meerwasser kann von einem gleichbleibenden Wert von  $^{32}\text{S} / ^{34}\text{S}$  in gelöstem Sulfat für die gesamten Ozeane ausgegangen werden (CLAYPOOL et al. 1980), der rezent einen Wert von  $\delta^{34}\text{S} = + 20 \text{ ‰}$  aufweist und sich im Laufe der Erdgeschichte zwischen  $\delta^{34}\text{S} = + 10 \text{ ‰}$  bis  $+ 30 \text{ ‰}$  bewegt. Es wird davon ausgegangen, dass die  $\delta^{34}\text{S}$  Werte von marinen Sulfatmineralen die Isotopenzusammensetzung der Salzlösung in der sie ausgefällt wurden reflektieren und somit die Bildung der Evaporite das Verhältnis nicht beeinflusst (ATTENDORN & BOWEN 1997).

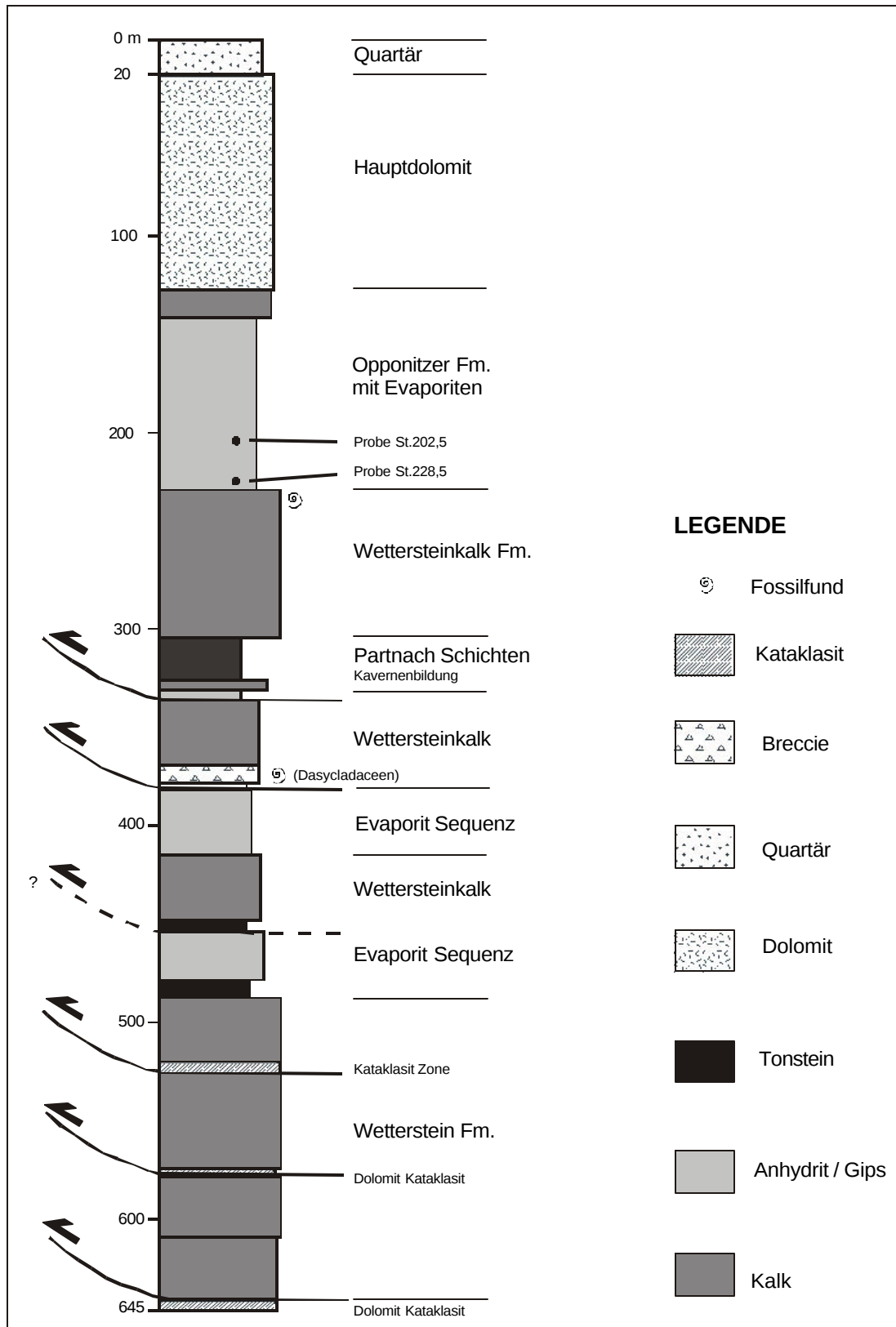


Abb.11 Stratigraphie der Bohrung Stallburg U1 (0-645m)

Das Verhältnis der S-Isotopen wird vor allem durch terrigenen Eintrag sulfidhaltiger Verwitterungsprodukte sowie die marine Reduktion durch Bakterien gesteuert. Es markiert somit die Balance zwischen Eintrag durch Flüsse und Mittelozeanische Rücken und der Kristallisierung zu Sedimenten. Die marine Geochemie wird dabei vor allem durch die biologische Fraktionierung in Form von Schwefel reduzierenden Bakterien bestimmt. Dabei entsteht als sulfidisches Produkt zumeist Pyrit. Für diese Reaktion wird leichter Schwefel (niedriger  $\delta^{34}\text{S}$ ) bevorzugt, was zu einem Ansteigen des  $\delta^{34}\text{S}$  im Sulfat des Ozeanwassers führt (HOLSER 1992).

Die aus der Bohrung Stallburg U1 bei einer Teufe von 202,5 m und 228,5 m entnommenen Anhydritproben St.202,5 und St.228,5 (Abb.11) ergaben ein Isotopenverhältnis  $\delta^{34}\text{S}$  von + 15,9 ‰ und 16,1 ‰ und lassen sich somit anhand der Alterskurve von LÉTOLLE et al. (1984) relativ klar in das Niveau der Opponitz Formation in der basalen O-Trias stellen (Abb.13). Mögliche andere Evaporithorizonte im Niveau der Reichenhall Formation bzw. des Haselgebirges kommen aufgrund der klar abweichenden  $\delta^{34}\text{S}$  Alterskurve für diesen Zeitabschnitt nicht in Frage. Als Vergleich dazu sei für das anisische Reichenhaller Niveau aus der ehemaligen Gipsgrube Annaberg ein  $\delta^{34}\text{S}$  von + 22,9 ‰ und für permisches Haselgebirge aus dem Bergbau Preinsfeld ein gemitteltes  $\delta^{34}\text{S}$  von etwa + 12 ‰ erwähnt (PAK, 1974). Die Evaporitsequenzen aus den Bohrungen der OMV lassen sich somit nicht nur aus stratigraphischen Gesichtspunkten den Opponitzer Rauhwackenniveaus zuordnen.

Hinweise auf erhöhte Sulfatgehalte ergeben sich auch aus den Bearbeitungen von PAVUZA & TRAINDL (1984). Aufgrund ihrer detaillierten hydrogeologischen Arbeiten vor allem im Bereich von Weyer – Waidhofen/Ybbs (PAVUZA 1982, 1983; TRAINDL 1982, 1983) haben sie Karstverbreitungs- und Karstgefährdungskarten vom ÖK-Kartenblatt Nummer 70 (Waidhofen/Ybbs) erstellt. Der gesamte Bereich meines Arbeitsgebietes wurde von ihnen hydrochemisch als Dolomit/Kalk – Mischwassergebiet gekennzeichnet und in manchen Quellmessungen zeigen sich deutlich erhöhte Sulfatgehalte. Im Bereich des Gschieberbaches und der Mündung des Arzbaches haben sie Werte von etwa 250 mg/l  $\text{SO}_4$  nachgewiesen. Diese Quell- und Bachmessungen ergaben auch hohe Werte für die Gesamtminalisation (ca. 600 mg/l) und für die Gesamthärte (ca. 25 °dH). Diese Quellen wurden in den Karten extra als Sulfatwässer gekennzeichnet (Abb.12). Die hohen Sulfatgehalte im Bereich des Gschieber- und Arzbaches scheinen jedenfalls mit den mächtigen Rauhwacken im Topbereich der Gschieberspitze zu korrelieren. Ähnliche Werte existieren auch aus dem nördlich des Gebietes gelegenen Inselsbach, der nur unweit der Bohrung Stallburg U1 vorbeifliesst.

| Region                    | Seehöhe<br>(m) | T<br>(°C) | Leitfähigkeit<br>bei 25°C<br>(µS/cm) | Gesamt-<br>härte<br>(°dH) | Sulfat<br>(mg/l) | Hydrogen<br>carbonat<br>(mg/l) | Gesamt<br>mineralisation<br>(mg/l) | Ca/Mg –<br>Verhältnis |
|---------------------------|----------------|-----------|--------------------------------------|---------------------------|------------------|--------------------------------|------------------------------------|-----------------------|
| Schönau/Enns              | 470            |           | 531                                  | 16                        | 40               | 308                            | 450                                | 1,8                   |
| Hirnbach                  | 480            | 10,7      | 573                                  | 17                        | 32               | 338                            | 479                                | 3,5                   |
| Borsee                    | 700            | 9,1       | 400                                  | 12                        | 24               | 228                            | 322                                | 2,2                   |
| Schleifenbach<br>Süd      | 705            | 7,25      | 326                                  | 10                        | 32               | 169                            | 263                                | 5,2                   |
| Bereich<br>Gschieberbach  | 580            | 9,1       | 831                                  | 27                        | 280              | 199                            | 640                                | 3,4                   |
| Ursprung<br>Gschieberbach | 580            |           | 506                                  | 15                        | 105              | 209                            | 418                                | 4                     |
| Bereich<br>Gschieberbach  | 560            | 9,1       | 565                                  | 17                        | 15               | 365                            | 493                                | 4,3                   |
| Inselsbach                | 500            |           | 525                                  | 16                        | 153              | 153                            | 413                                | 5,1                   |
| SW-Inselbach              | 450            |           | 795                                  | 26                        | 296              | 186                            | 643                                | 3,6                   |
| Arzbach                   | 540            | 9,2       | 807                                  | 24                        | 257              | 198                            | 605                                | 3,6                   |

Abb.12 Verzeichnis ausgewählter Quellen mit Analysen nach PAVUZA &amp; TRAINDL (1984)

Dass sich das Vorhandensein von Opponitzer Rauhwacken auch morphologisch auswirkt, lässt sich an einigen Stellen des Arbeitsgebietes eindrucksvoll zeigen. Zum einen ist die im Bereich der Menaueralm auftretende unruhige Morphologie (Tafel 5/B) die Folge von Erdfällen und Subrosion in den Rauhwacken (VAN HUSEN 1993). Zum anderen gehen die Dolinenbildungen südlich des Bärenkogels ebenso wie die westlich der Jagdhütte Kogleralm und nördlich des Hochbrandes auf tiefgreifende Verkarstungen innerhalb der Opponitzer Schichten zurück. Dies hat sich auch im Zuge der Bohrung Unterlaussa 1 gezeigt, wo enorme Spülungsverluste in den obersten 1000m Teufe auf starke Verkarstungen zurückzuführen waren. Deren Ursache ist sicher auch in Zusammenhang mit den Opponitzer Rauhwacken zu sehen.

Die Rauhwacken haben ausserdem grosse Bedeutung für die Wasserversorgung der Umgebung. Zahlreiche Quellaustritte, wie z.B. der am Osthang des Dreispitzes gehen auf einen Aquifer in den Opponitzer Rauhwacken zurück, der an der Grenze zu den dichten Lunzer Schichten austritt.

Ein Grossteil der Trinkwasserversorgung der benachbarten Orte Weyer und Waidhofen/Ybbs bezieht ihre Vorräte aus Speichern innerhalb dieser Rauhwacken.

### 1.1.1 INTERPRETATION

Die Rauhwacken des Opponitzer Niveaus sind sedimentären Ursprungs.

Nach dem Meeresspiegelabfall im Jul erfolgt erneut ein Ansteigen des Spiegels, der den Aufbau einer neuen mächtigen Karbonatplattform im Nor zur Folge hat.

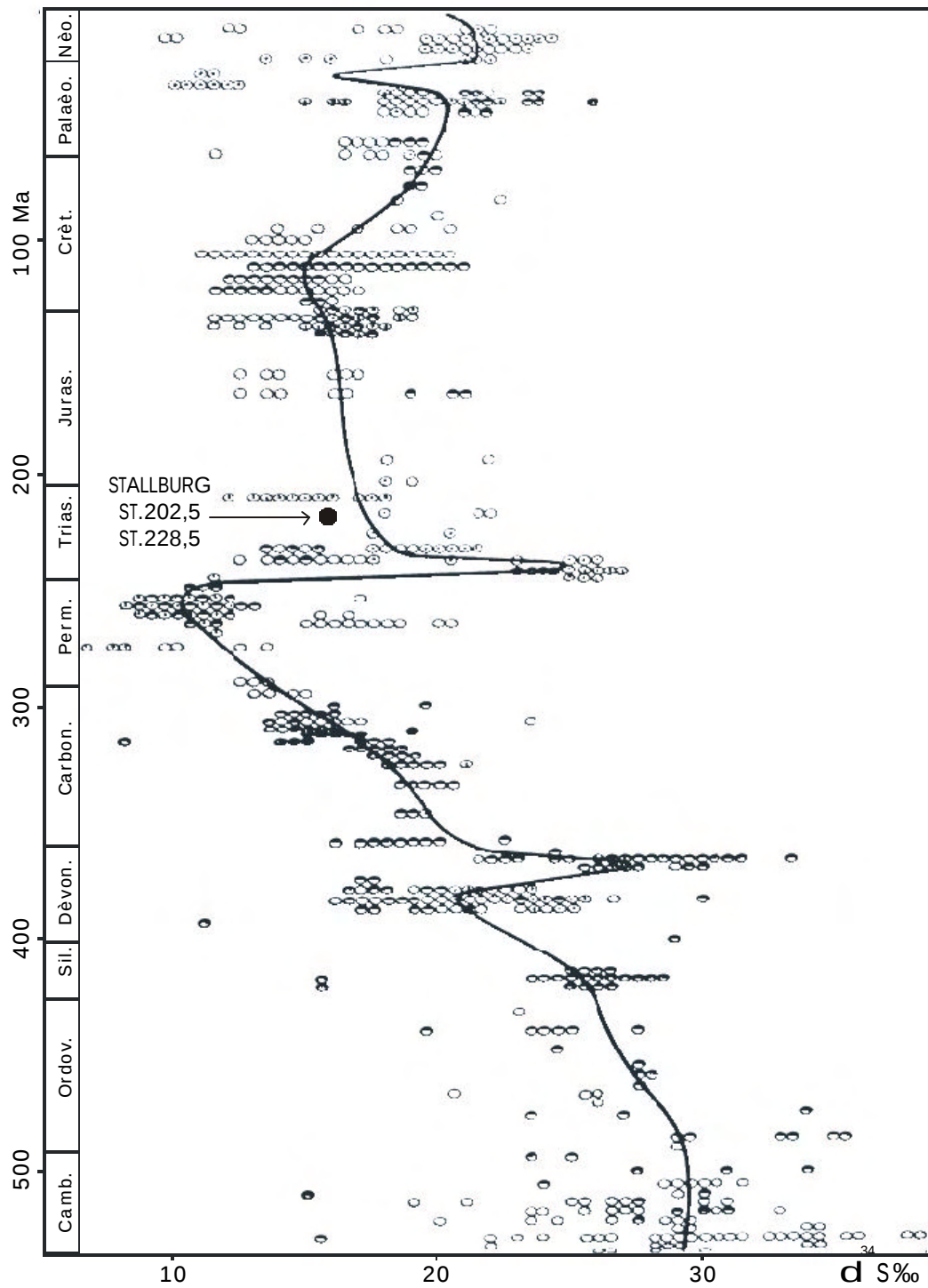


Abb.13 Variationskurve der Isotopen Raten von Schwefel in marinen Sulfaten nach LÉTOLLE & ODIN (1984) mit Lage der Probe aus der Bohrung Stallburg U1.

*Auf eine genauere Bearbeitung der folgenden Schichtglieder wurde im Rahmen dieser Arbeit verzichtet. Es soll im folgenden nur eine kurze Zusammenfassung der vorgefundenen Lithologien erfolgen.*

## **2.8 HAUPTDOLOMIT FORMATION [GÜMBEL - 1857]**

### **2.8.1 ALLGEMEIN**

Mächtige Hauptdolomitvorkommen finden sich vor allem im Westen des Arbeitsgebietes. Dort bilden sie eine breite Umrahmung des Kühberges vom Donnergraben über die Übergangshöhe nach Süden Richtung Ortschaft Schönau. Innerhalb der beiden markanten Störungszonen gibt es im Norden ein ausgedehntes Vorkommen im Bereich des Walchergrabens. Im Osten der Weyrer Linie zieht ein Zug von Hauptdolomit den Hammergraben knapp oberhalb der Mündung entlang, ehe er im Bereich des Eschenkogel NW-Abhanges unter Schuttbedeckung verschwindet. Der selbe Zug taucht als schmaler Streifen erneut im Bereich der Sonnrishütte und Viehtaleralm auf. Die Umrahmung des Seekogels ist ebenfalls von dolomitischen Gesteinen aufgebaut und im Süden der Karte bildet er den Hochbrand, den Dreispitz und den gesamten Osthang der Bodenwies (Tafel 6/C).

### **2.8.2 LITHOLOGIE UND MIKROFAZIES**

Der Hauptdolomit ist im Arbeitsgebiet durchwegs relativ einheitlich. Es handelt sich um glattflächige in der Regel dm bis m - gebankte, ockerfarben bis graubraune, kantig brechende Dolomite, die grusig verwitternde Steilrinnen und Wände bilden. Aufgrund der Verwitterungsanfälligkeit des Dolomites befindet sich ein Grossteil der quartären Schuttkegel im Bereich von Hauptdolomitvorkommen.

Makroskopisch sind immer wieder Bereiche mit den für intertidale Faziesräume typischen Algenmatten und laminaren Fenstergefügen erkennbar.

Mikrofaziell sind es Mud- bis Packstones, wobei die Mikrite in der Regel völlig fossilifer sind. Typisch sind auch Wacke- bis Packstones, die sich vorwiegend aus Peloiden zusammensetzen. An Fossilien finden sich neben diversen Schalenresten in erster Linie Ostracoden. Charakteristisch ist eine Wechsellagerung von Mudstones mit peloidalen Wacke- bis Packstones sowie ein Auftreten von Stylolithflächen im Sediment.

Im Bereich NE des Kühberges treten im Hangenden noch kalkige, gebankte Bereiche des Plattenkalkniveaus auf.

Tafel 6/C-D (Seite 60)

Dünnschliffproben: Hauptdolomit: H1/92, H16/92, H18/92, H64/94, Hi2/92, Hi18/93  
Plattenkalk: CJ10

### 2.8.3 INTERPRETATION

Der Hauptdolomit bildet einen breiten lagunären Rückriffbereich hinter der Dachstein Fazies und ist stark von Gezeiten beeinflusst. Gegen den Nordrand der Kalkalpen hin nimmt der Einfluss durch epikontinentale Keupereinschaltungen aus dem germanischen Faziesraum zu.

Bei der Genese des Hauptdolomites kann im Grunde von einer sekundären Dolomitisierung im Rahmen der Diagenese ausgegangen werden. Unverfestigtes Sediment wird dabei in einer frühdiagenetischen Phase unter Einfluss von durch Verdunstung konzentriertem Meerwasser dolomitisiert. Einen guten Überblick über die möglichen Mechanismen zur Bildung von Dolomit bieten TUCKER & WRIGHT (1990).

**Einstufung** Nor

## 2.9 KÖSSEN FORMATION [SUESS – 1852]

### 2.9.1 ALLGEMEIN

Vorkommen von Kössener Schichten befinden sich in einem Zug am NW-Hang des Eschenkogels, der etwa 100m westlich des Bohrstandplatzes Unterlaussa1 erneut an der Oberfläche aufgeschlossen ist. Hier sind fossilreiche Schuttkalke sehr charakteristisch. Ein weiteres Vorkommen zieht rund um den Kühberg und ist vor allem wenige Meter östlich der Forststrassenkreuzung bei 944 m gut aufgeschlossen. In diesem Bereich finden sich reine Mikrite und Lumachellenzwischenlagen.

### 2.9.2 LITHOLOGIE UND MIKROFAZIES

Makroskopisch sind die Kössener Schichten in der Regel dunkelgraue, gut gebankte, feinkörnige und nahezu fossilere Kalke und Mergel, die aber immer wieder Lumachellenlagen aufweisen. Häufig finden sich auch Spurenfossilien in Form von thalassinoidesartigen Grabbauten (Tafel 6/F).

Im westlichen Gebiet sind fossilreichen Schuttlagen häufig (Tafel 6/H).

Dünnschliffe zeigen abgesehen von den rein mikritischen Mudstones der Schlammfazies bioklastische Grainstones mit zahlreichen, dickschaligen Bivalven-Bruchstücken. Neben Foraminiferen (*Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK, *Triasina hantkeni* MAJZON), Echinodermenbruchstücke, Seeigelstacheln und Gastropodenreste sind Ooide, Rindenkörner, Aggregatkörner, Pelloide und Klasten häufig. Die Komponenten sind auffallend gut gerundet und sortiert. Viele Litho- und Bioklasten zeigen eine randliche Mikritisierung, die bis zur völligen Mikritisierung der Komponenten führen kann. Die Schuttkalke sind gut ausgewaschen und somit sparitisch zementiert.

Bei den Lumachellenlagen (Tafel 6/E) handelt es sich um Bivalven-Biomikrite bzw. Floatstones (SMF-Typ 9). In einer feinkörnigen Matrix befinden sich dicht gepackt unzählige Bivalvenschalen. An weiteren Biogenen finden sich zahlreiche Gastropodengehäuse und untergeordnet Foraminiferen und Echinodermenspat. Die Bivalvenschalen sind parallel zur Schichtung eingeregelt und ausnahmslos einklappig erhalten. Die Kammern der Gastropoden (Intrabiogene Poren bzw. Hohlformporen) sind mit blockigem Zement verfüllt und vielfach spätdiagenetisch dolomitisiert. Bei diesen Lumachellen handelt es sich eindeutig um Tempestite, die aufgrund der mikritischen Grundmasse und der guten Erhaltung der Schalen vermutlich distale Bildungen sind.

Nach GOLEBIEWSKI (1989) sind diese Mikrofaziestypen typisch für den von ihm lithofaziell als Lumachellenbereich bezeichneten basalen Abschnitt der Kössener Schichten.

Tafel 6/E-H (Seite 60)

Dünnschliffproben: fossilreiche Schuttkalke: H19/92 I, H19/92 II, H20/92, H48/92, H48II/92, H60/93, H61/94, S27/93,  
Schlammfazies: H32/92, Hi25/93,  
Lumachelle: Hi26/93

### **2.9.3 INTERPRETATION**

Die fossilreichen Kalke der Kössener Schichten wurden in einem flachen, Ost-West streichenden Meeresbecken mit epikontinentalem Charakter abgelagert. Hochenergetische Sturmereignisse führten zur Bildung von Lumachellen. GOLEBIEWSKI (1989) differenziert die Formation in ein legendes Hochalm Member und ein hangendes Eiberg Member. Die Situation im Ostteil der Nördlichen Kalkalpen unterscheidet sich allerdings von den von ihm bearbeiteten Gebieten im Westen. Die Beckenfazies des Eiberg Member existiert hier nicht. Hier folgen direkt über den Lumachellenbereichen des Hochalm Members die Seichtwasserkarbonate des Oberrhätalkes. Möglicherweise vertreten hier die Massenkalk des Oberrhät als Folge eines allgemeinen Verseichterungstrends gegen Osten die Detritus-Schlammkalk des Eiberg Members.

### **Einstufung**

Die Kössener Schichten werden altersmässig in das O-Nor – Rhät gestellt. Altershinweise aus dem Arbeitsgebiet gibt es aufgrund fehlender Conodontenproben nicht.

## **2.10 OBERRHÄT KALK**

### **2.10.1 ALLGEMEIN**

Der Oberrhättriffkalk kommt im Kartierungsgebiet in beiden Synklinalen vor und bildet durchwegs markante Felsrippen, die im Gelände klar hervortreten. Fossilbelegt sind die Vorkommen im Osten, die sich im Hangenden der Kössener Lumachellenfazies befinden. Die Vorkommen bilden einen Kranz rund um den Gipfel des Kühberges, der direkt an der Forstrassenkreuzung bei 944m NE des Gipfels bestens aufgeschlossen ist (Tafel 7/A).

Die Vorkommen im Westen bilden einen (Gross)teil der Wandstufe im Bereich des Eschenkogels. Beginnend an der Strasse im Hammergraben kurz vor Kleinreifling zieht die markante Felsrippe den NW-Hang des Eschenkogels hinauf bis sie im Bereich von „Am Eck“ den Grat erreicht.

### **2.10.2 LITHOLOGIE UND MIKROFAZIES**

Der Oberrhätkalk ist dickbankig (dm-m) bzw. massig bei heller graubrauner Farbe. In den Massenkalken finden sich Korallenstöcken (Thecosmilientypus – Tafel 7/D). Riffkalke sind ansonsten aber untergeordnet. Bei der Masse der Gesteine handelt es sich um Riffschuttkalke bzw. Bildungen des Rückriffbereiches.

Wacke-bis Packstone mit Bioklasten (SMF-Typ 4) treten am häufigsten auf. Sie weisen vor allem einen Unzahl an obertriassischen Foraminiferen (Tafel 7/C,E,F) auf (*Triasina hantkeni* MAJZON, *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK, *Trocholina* sp.), aber auch Dasycladaceen (Tafel 7/H), Korallen, Echinodermen, Gastropoden und diverse Schalenbruchstücke. An abiogenen Komponenten finden sich Ooide, Aggregatkörner und Peloide.

Des weiteren lässt sich als weiterer Mikrofazies Typ ein Oolith (SMF-Typ 15) abgrenzen, der klar an einen seichten Bewegtwasserbereich im Rückriff gebunden ist (Tafel 7/B).

Tafel 7/A-G (Seite 61)

|                    |                   |                        |
|--------------------|-------------------|------------------------|
| Dünnschliffproben: | Riffschuttfazies: | H84, H91, H93, Hi21/93 |
|                    | Ooidfazies:       | H92                    |

### 2.10.3 INTERPRETATION

Die Oberrhättriffkalke liegen hier über dem basalen Hochalm Member der Kössenerschichten und bilden eine Seichtwasserkarbonat-Schwelle. Sie sind typisch für den Hauptdolomitfaziesbereich. Die Obergrenze des Oberrhätkalkes entspricht etwa der Trias – Jura Grenze.

**Einstufung** Rhät

---

(siehe nachfolgende Seiten)

#### **Tafel 5: Lunz Fm. und Opponitz Fm.**

**A:** Lunz Fm.

Sandsteine an der Forstrasse vom Hirnbach Richtung Kühberg (1.Kehre)

**B:** Opponitz Fm.

Blick von NW auf die Schüttbaueralm. Unruhige Morphologie durch Erdfälle und Subrosion in den unterlagernden Rauhwacken.

**C:** Opponitz Fm.

Rauhwacke an Forststrasse südlich der Gschieberspitze

#### **Tafel 6: Opponitz Fm., Hauptdolomit und Kössen Fm.**

**A:** Opponitz Fm.

Steinbruch SW „Am Eck“, dünnplattige, ebenschichtige, blaugraue Kalke

**B:** Opponitz Fm. (H42/92)

Flasriger, tonreicher Mudstone

Bildbreite: 10mm

**C:** Hauptdolomit

Gebankter Hauptdolomit an der Forstrasse östlich des Kühberges auf etwa 1000m Höhe.

**D:** Hauptdolomit (H16/92)

Peloidaler Packstone

Bildbreite: 7mm

**E:** Kössen Fm. (Hi25/93)

Lumachelle, Bivalven-Floatstone

Bildbreite: 8mm

**F:** Kössen Fm.

Thallasinoidesartige Grabbauten

**G:** Kössen Fm. (H61/94)

Bioklastischer Grainstone mit Echinodermen und z.T. völlig mikritisierten Komponenten

Bildbreite: 12mm

**H:** Kössen Fm. (S27/93)

Grainstone mit Echinodermenresten und inkrustierten Bioklasten

Bildbreite: 7mm

### **Tafel 7: Ober-Rhät Kalk**

**A:** Ober-Rhät Kalk

Massige Kalkrippe an der Forstrassenkreuzung NE des Kühberges (944m).

**B:** Ober-Rhät Kalk (H92)

Oolith

Bildbreite: 7mm

**C:** Ober-Rhät Kalk (H91)

Packstone mit *Triasina hantkeni* MAJZON

Bildbreite: 7mm

**D:** Ober-Rhät Kalk

Korallenstock (Thecosmilientypus)

Bildbreite: 1m

**E:** Ober-Rhät Kalk (H84)

*Triasina hantkeni* MAJZON

Bildbreite: 4mm

**F:** Ober-Rhät Kalk (H91)

*Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK

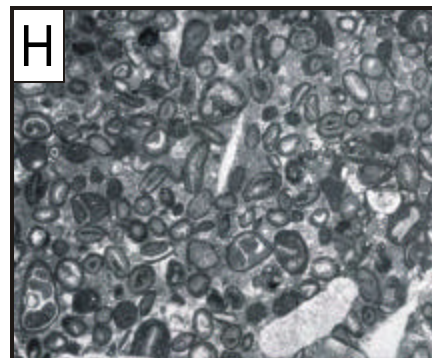
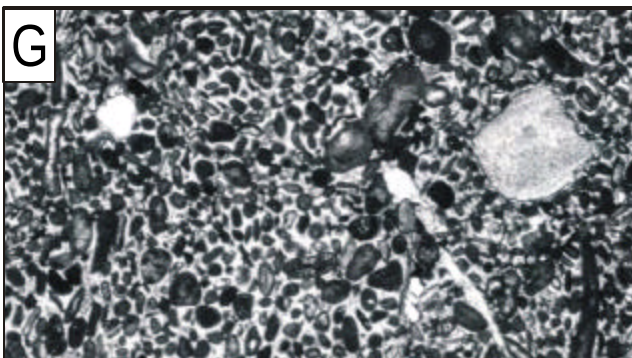
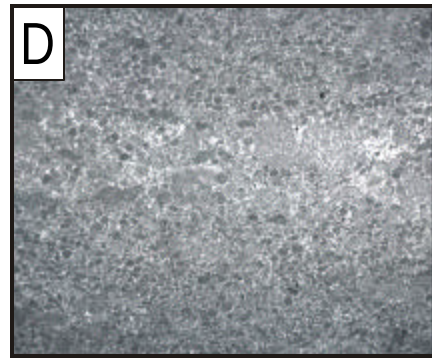
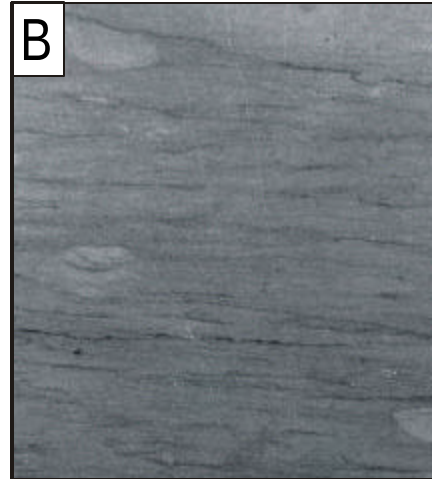
Bildbreite: 4mm

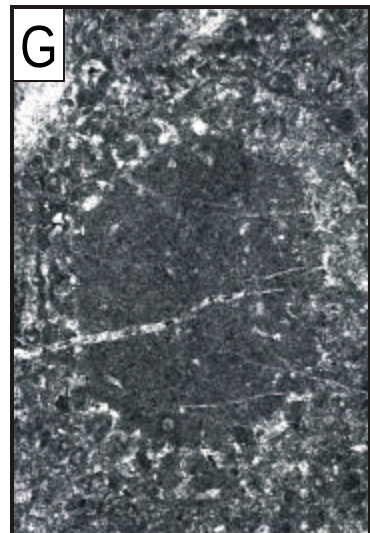
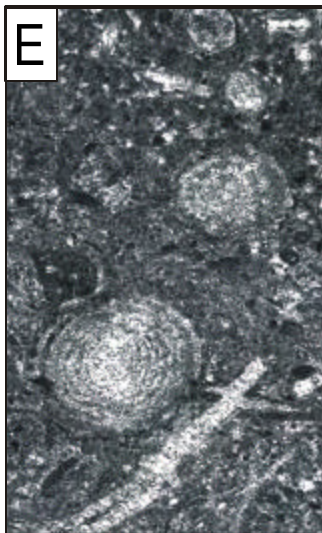
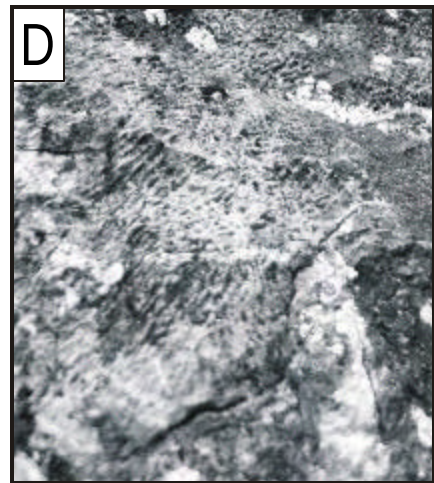
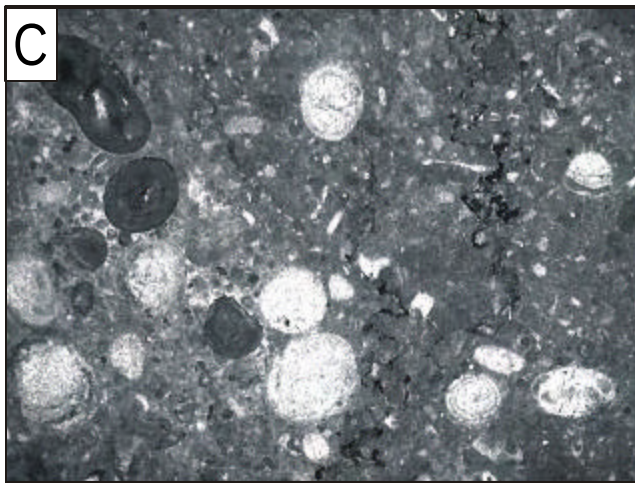
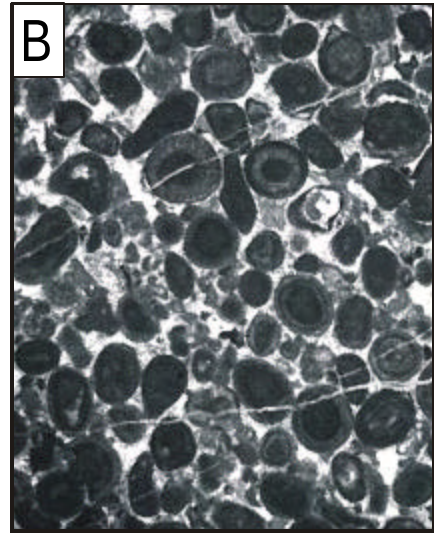
**G:** Ober-Rhät Kalk . (H84)

Dasycladacea

Bildbreite: 4mm







### **3 STRATIGRAPHIE UND SEDIMENTOLOGIE – JURA / KREIDE**

#### **EINFÜHRUNG**

Die Entwicklung des Jura und der Kreide unterscheidet sich teilweise von vergleichbaren Profilen aus der Lunzer Decke (STEINER 1968). Eine genauere Bearbeitung wäre sinnvoll um die zu klären.

Die Entwicklung der Schrabachauermulde am Kühberg zeigt noch deutliche Parallelen zu Profilen aus der benachbarten Oisbergmulde. Eine Abfolge von Hierlatzkalk und/oder Adneter/Klauskalk folgt über der massigen Wandstufe des Oberrhätalkes. Darüber liegen Ruhpoldinger Radiolarite, rote Flaserkalke (Haselbergkalk) und Schrambachschichten. Aus der Oisbergmulde beschreibt STEINER (1968) über einer Schichtlücke im Lias Klauskalke, rote Radiolarite und rote Radiolarienmergel sowie Schrambachschichten.

Die Entwicklung der Kleinreiflinger Mulde ist deutlich unterschiedlich und entspricht eher den Profilen aus der Frankenfelder Decke (Ehrendorfer 1987, 1988). Die Aufschlussituation im Kartierungsgebiet sowie Unklarheiten über die Vollständigkeit der Schichtfolge erschweren die Erstellung einer klaren lithostratigraphischen Abfolge. So könnte hier eine kompilierte Schichtfolge aus Geländeaufnahme im Arbeitsgebiet und aus Beobachtungen aus dem Gebiet des Rettensteines NNE des Arbeitsgebietes folgende idealisierte Abfolge ergeben: Auf Kössener Schichten der Trias folgen Allgäuschichten des Lias - Dogger. Diese sind an der Bundesstrasse zwischen Kleinreifling und Weyer aufgeschlossen. Im Kartierungsgebiet allerdings gibt es keine klaren Hinweise auf diese Lithologie. Darüber folgen Reitmauerkalk, Mühlbergkalk, Mikritoidkalk, Haselbergkalk, Steinmühlkalk und Schrambachschichten am Top. Im Arbeitsgebiet selbst dürften die Allgäuschichten fehlen und über den Kössener Schichten mächtige Oberrhätkalke folgen ähnlich der Situation am Kühberg. Reitmauerkalk, Mühlbergkalk, Mikritoidkalk und Haselbergkalk treten aber auch hier auf.

Aus dem Schutt gibt es ausserdem Hinweise auf Spiculite (Taf. 8/G), deren stratigraphische Stellung unklar ist. Sie könnten Teil der Allgäuschichten sein oder als Kirchsteinkalk bezeichnet werden.

## **3.1 HIERLATZ FORMATION [SUESS – 1852]**

### **3.1.1 ALLGEMEIN**

Vorkommen existieren im Bereich des Kühberges sowie über den massigen Kalken des Rhät im Bereich des Eschenkogels.

### **3.1.2 LITHOLOGIE UND MIKROFAZIES**

Beim Hierlatzkalk handelt es sich um einen grobspätigen Crinoidenkalk mit dm-Bankung, welligen Schichtflächen, teilweiser Hornsteinführung und roter – weisser, z.T. grünlicher Farbe.

An der Oberfläche wittert das Gestein z.T. rotbraun an und zeigt im Anschlag die charakteristischen glänzenden Crinoidenspatflächen.

Mikrofaziell reicht das Klassifikationsspektrum von Wacke- bis Packstones hin zu den vorwiegend auftretenden strömungsbedingt ausgewaschenen Grainstones. Das reichliche Biogenmaterial wird nahezu ausnahmslos von Echinodermendetritus aufgebaut. Untergeordnet existieren Schalenbruchstücke von Brachiopoden und Bivalven sowie Foraminiferen.

Typisch für die Hierlatzkalke sind auch die syntaxialen Rindenzemente. Helle Anwachssäume an Echinodermenresten zeigen unter gekreuzten Polarisatoren helle Ränder mit derselben Auslöschung wie das Fossil selbst.

Die Matrix ist meist sparitisch obwohl auch gelegentlich Bereiche mit mikritischer Grundmasse erhalten sind. Ebenso ist eine deutliche Verkieselung des Gesteines auffällig.

Tafel 8/D (Seite 75)

Dünnschliffproben: H86, H89, Hi22/93

### **3.1.3 INTERPRETATION**

Der Hierlatzkalk stellt die Seichtschwellenfazies des Lias dar und entstand in einem seichten, meist bewegten Wasser. Die Bildung der Crinoidenkalke über seichten Schwellen und in tektonischen Spalten (Zerteilung der Obertriasplattformen) erfolgte unter der Mitwirkung von Meeresströmungen, die bei ausreichender Energie zu einer völligen Auswaschung des Sedimentes führen konnten.

Das Alter kann hier nur aufgrund von Angaben in der Literatur (TOLLMAN 1976b) und dem stratigraphischen Vergleich als U-Jura (Lias) postuliert werden.

## **3.2 ADNET FORMATION [F.v.HAUER – 1853] / KLAUS FORMATION [SUESS – 1852]**

### **3.2.1 ALLGEMEIN**

Vorkommen von Adneter- bzw. Klauskalk beschränken sich auf den Osten des Arbeitsgebietes im Bereich der Schrabachauermulde des Kühberges.

### **3.2.2 LITHOLOGIE UND MIKROFAZIES**

Es handelt sich um einen roten, feinkörnigen, sehr fossilreichen Kalk. In mikritischer Matrix finden sich zahlreiche Biogene – Ammoniten, Brachiopoden, Belemniten und Crinoiden. Eine knollige Schichtung ist für dieses Sediment bezeichnend.

Das Gestein weist mitunter die für den Klauskalk typischen Eisen-Mangan Krusten auf.

Mikrofaziell überwiegen neben Wackestones vor allem Packstones, die eine graue – tiefrote, fleckige Matrix besitzen. Die Komponenten sind in erster Linie biogener Herkunft. Neben zahlreichen, juvenilen Schalenresten, die vermutlich von Ammoniten stammen („Ammonitenbrut“), treten reichlich Foraminiferen (lagenide Typen – *Nodosaria* sp., involutinide Typen, *Trocholina* sp., *Ophtalmidium*), sowie Ammoniten, Echinodermenreste, Ostracoden, dicke Schalenreste (pachydonte Bivalven) und Schwammnadeln auf.

Die Hohlformporen sind z.T. mit rotem Sediment verfüllt. Unter anderem existieren grosse Ammonitenquerschnitte, die vollständig mit Umgebungssediment verfüllt wurden. Restliche Hohlräume sind mit blockigem Zement verfüllt und bilden Geopetalgefüge, die in diesem Fall eine aufrechte Schichtfolge bestätigen.

Tafel 8/A-C (Seite 75)

Dünnschliffproben: H85, CJ8, CJ8 II

### **3.2.3 INTERPRETATION**

Diese Lithologien sind charakteristisch für die Cephalopodenkalk Fazies des Jura, die auf Tiefschwellen als Ablagerungsraum hinweisen. Die Sedimentationsraten werden als sehr gering angenommen.

Das Vorhandensein von Fe-Mn – Krusten weist auf verzögerte Sedimentation bzw. auf einen Sedimentationsstillstand hin.

### **3.3 REITMAUER FORMATION [TRAUTH – 1950]**

#### **3.3.1 ALLGEMEIN**

Unter dem Begriff Reitbauerkalk gibt es folgende Synonyme: Reitbauermauer Kalk, Bositra Kalk, Posidonienkalk des Dogger.

Die Vorkommen im Gelände beschränken sich auf die Kleinreiflinger Mulde. Dort tritt der Reitmauer Kalk am SE-Schenkel der Mulde im Liegenden des Haselbergkalkes auf.

#### **3.3.2 LITHOLOGIE UND MIKROFAZIES**

Der Kalk ist klar gebankt, weist leicht wellige Schichtflächen auf und besitzt eine hellgrau-weiße bzw. hellrötliche Farbe. Aufgrund der Massenvorkommen der Bivalve *Bositra buchi* RÖMER wird er auch als Filamentkalk bezeichnet.

Mikrofaziell ist es ein Filament Pack- bis Grainstone. Die Matrix ist mikritisch bzw. sparitisch und an Komponenten treten neben den massenhaften Filamenten in erster Linie noch Echinodermen auf.

Tafel 8/E (Seite 75)

Dünnschliffproben: H73 I, H74,

#### **3.3.3 INTERPRETATION**

Der Reitmauerkalk wird altersmässig in den Dogger gestellt (TOLLMANN 1976b). Als Bildungsmilieu wird ein seichter Sedimentationsraum mit starker Turbulenz angenommen, wofür die wirre Lagerung der Schalen in einem Spreizgefüge spricht (KRYSTYN 1971).

### **3.4 MÜHLBERG FORMATION [TRAUTH – 1921]**

#### **3.4.1 ALLGEMEIN**

Es handelt sich lithologisch um einen geringmächtigen Crinoidenspatkalk, der im Bereich der Kleinreiflinger Mulde im Liegenden des Mikritoidkalkes am NW-Hang des Eschenkogels auftritt. EHRENDORFER (1987) beschreibt Vorkommen aus der Frankenfelder Decke bei Großraming.

#### **3.4.2 LITHOLOGIE UND MIKROFAZIES**

Der Mühlbergkalk ist ein hellgrauer-hellroter Spatkalk, der dm-gebankt ist und ebene Schichtflächen aufweist.

Mikrofaziell zeigt sich ein Grainstone mit vorwiegend Echinodermen- und Crinoidenschutt. Typisch sind die syntaxialen Zementtrinden rund um die Eincalcitkristalle der Echinodermen. An weiteren Komponenten existieren Schalenreste, mikritisierte Klasten und Foraminiferen. Das Gestein ist gut sortiert und weist eine mässige Rundung auf.

Einige Komponenten sind völlig dolomitisiert oder gelöst. Es handelt sich um einen Standardmikrofaziestyp 12 aus der Fazieszone 6.

Tafel 8/F (Seite 75)  
Dünnschliffproben: H80

### **3.4.3 INTERPRETATION**

Nach TOLLMAN (1976b) handelt es sich um Ablagerungen einer Seichwasserschwellenfazies. Es muss eine deutliche Wasserbewegung gegeben haben und aufgrund des Rundungsgrades sollte kein allzuweiter Transport stattgefunden haben. Eine Alterseinstufung ist hier nicht möglich. TOLLMANN (1976b) stellt den Mühlbergkalk in den O-Jura (Malm).

## **3.5 MIKRITOOIDKALK**

### **3.5.1 ALLGEMEIN**

Die Vorkommen dieses in der Literatur relativ unbeschriebenen Kalkes beschränken sich auf den Bereich der Kleinreiflinger Mulde. Im Bereich der Schrabachauermulde am Kühberg finden sich keine derartigen Aufschlüsse. Der Kalk ist Teil einer Wandstufe, die vom Ende des Hammergrabens den Osthang des Eschenkogels hinaufzieht und dort eine markante Felsstufe am Grad entlang bis zur Lokalität „Am Eck“ bildet. Ähnliche Vorkommen werden aus der Frankenfeser Decke von EHRENDORFER (1987, 1988), HOLNSTEINER (1990) und PAVLIK (1989) aus der Rettenbachmulde beschrieben, sowie von EPPEL (1990) aus der Almkogelmulde und der Innbachmulde.

### **3.5.2 LITHOLOGIE UND MIKROFAZIES**

Der Mikritooidekalk ist hellbeige, weiss anwitternd und grobbankig (>1m) – massig. Er erreicht Mächtigkeiten von ca. 20m und bildet im Gelände auffallend hervortretende Wandstufen. Im Dünnschliff ist er als Pack- bis Grainstone mit mikrosparitischer und sparitischer Matrix klassifizierbar. An Komponenten existieren neben den dominierenden mikritisierten Ooiden bzw. Onkoiden Foraminiferen, Echinodermen, Gastropoden und Ostracoden.

Der Begriff der Ooide ist hier rein deskriptiv verwendet und hat genetisch nichts mit den klassischen Ooiden zu tun. Die Entstehung der Mikritooide erfolgt nach JENKYN (1972) durch Algenumkrustung und Sedimentanlagerung und nicht durch Karbonatfällung wie bei flachmarinen Ooiden. Der Begriff ist somit irreführend und das Gestein sollte besser als „Mikro-Onkolith“ bezeichnet werden. JENKYN (1972) führt ihn als pelagischen Oolith, ebenso wie FLÜGEL (1978, 1982b). Als Kern der Onkoide dienen häufig Schalenbruchstücke, Echinodermenreste oder unbestimmbaren Klasten. Allerdings beschreibt HOLNSTEINER (1990) in den Mikritooidekalken Ooide mit radiärstrahligem Kern und mikritischem Aussensaum. Dies ist durch elektronenmikroskopische Aufnahmen bestätigt und scheint somit ein Hinweis auf Flachwasserooide zu sein, die durch Karbonatfällung entstanden sind. Radiärstrahlige Ooide konnten im Kartierungsgebiet nicht nachgewiesen werden. Aufgrund der starken Mikritisierung könnten diese aber auch sekundär unkenntlich gemacht worden sein.

Tafel 9/A (Seite 76)  
Dünnschliffproben: H81

### **3.5.3 INTERPRETATION**

Zur Bildung der Mikritooide ist zumindest eine minimale Wasserbewegung notwendig. Aufgrund der vermuteten Beteiligung von Algen an der Genese dieser Komponenten muss ein Ablagerungsbereich im photischen Milieu angenommen werden.

Nach FLÜGEL (1978, 1982b) sind sie Bildungen auf submarinen Tafelbergen (Guyots), während JENKYNS (1972) „seamounts“ am Kontinentalrand als Ablagerungsraum annimmt.

Das Alter des Mikritoolithes ist nicht fossilbelegt. PAVLIK (1983), der ihn als „Malmischen Rotkalk“ bezeichnet und EHRENDORFER (1987) interpretieren das Schichtglied als Äquivalent zu den Radiolariten des Oxford unter der Annahme, dass sich der Mikritoidkalk in einem Sedimentationsraum ähnlich dem der roten Knollenflaserkalk gebildet hat.

## **3.6 RUHPOLDING FORMATION**

### **3.6.1 ALLGEMEIN**

Die Vorkommen von Ruhpolding Formation liegen vorwiegend im Bereich der Schrabachauer Mulde im Norden des Kühberggipfels. Dort liegen sie im Hangenden der Adneter und Hierlatzkalke. Ihrerseits werden sie überlagert von einer mergeligen Abfolge, die hier als Haselbergkalk bezeichnet wird.

### **3.6.2 LITHOLOGIE UND MIKROFAZIES**

Die Radiolaritbereiche sind im Gelände vor allem aufgrund des reichen Pflanzenbewuchses (Farne, Moose) erkennbar. Sie sind stark verwittert und nur selten ist eine Probenentnahme möglich. Die Farbe ist in der Regel rot-violett bei feiner Schichtung und geringer Gesamtmächtigkeit von einigen Metern. Sie brechen muscheligen und weisen dünne Zwischenlagen von Tonsteinen auf.

Mikrofaziell sind die Radiolarite Wacke- bis Packstones, die überwiegend aus Radiolarien aufgebaut sind. Es finden sich aber auch Aptychenreste, Schwebcrinoiden, Filamente und Schwammnadeln im Sediment.

Die Matrix ist rotbraun mikritisch. Die Radiolarien (vorwiegend Exemplare der Spumellaria) sind z.T. lagig angeordnet und zeigen unterschiedliche Erhaltungszustände. Manche Radiolarien sind hervorragend erhalten und zeigen eine Wandstruktur sowie eine Gehäusemorphologie. Diese Skelette sind mitunter auch mit dunkelrotem, tonigen Sediment verfüllt. Viele Radiolarien sind aber rekristallisiert und liegen nur mehr als weisse, sparitische Kreisquerschnitte vor. In diesem Fall sind keine Wandstrukturen mehr erkennbar. Durch diagenetische Prozesse sind die Radiolarien auch zusammengedrückt worden und haben meist eine ovale Form.

Tafel 9/B (Seite 76)

Dünnschliffproben: H88

### 3.6.3 INTERPRETATION

Die Bildung der Radiolarite im oberen Jura ist Gegenstand unzähliger Diskussionen.

Nach FAUPL (1997) ist mit dem Ablagerungsraum der Ruhpoldinger Radiolarite die maximale Eintiefung des Jurabeckens erreicht. Altersmässig werden sie dem Oxford zugeordnet.

SCHLAGER & SCHÖLLNERGER (1974) bezeichnen das Einsetzen der Radiolarite als stratigraphische Wende (Ruhpoldinger Wende), und vermuten einen einheitlichen, scharfen Beginn der radiolarienreichen Sedimente für den gesamten Kalkalpenraum, der im oberen Oxford bzw. an der Grenze Oxford/Kimmeridge einsetzt. Aufgrund neuerer Daten von BAUMGARTNER (1987) zeigt sich, dass Radiolarite im gesamten Tethysbereich über einen grossen Zeitraum von der O-Trias bis in die Kreide existieren. Er sieht in den Radiolariten die pelagische Normalsedimentation des Mesozoikums, soweit diese nicht durch andere Faktoren beeinträchtigt ist. Das Auftreten von Radiolarien ist eine Frage des Nährstoffangebotes, das wiederum hauptsächlich durch Upwelling (kalte nährstoffreiche Tiefenwässer des Meeres kommen an die Oberfläche) gesteuert wird. Somit widerspricht er der Theorie von JENKYN & WINTERER (1982), die schmale Ozeanbecken mit angehobener Karbonatkompensationstiefe (CCD) als Bildungsraum für Radiolarite favorisieren. Radiolarite sind nach BAUMGARTNER (1987) charakteristisch für den Tethysraum, da dieser eine estuarine Zirkulation aufweist, die grosse Oberflächenfertilität zeigt. Der Atlantik hingegen weist zu diesem Zeitpunkt eine eingeschränkte, lagunäre Zirkulation mit geringer Oberflächenfertilität auf, die organreiche, kondensierte mikritische Kalke zur Folge hat und ungeeignet für die Bildung von Radiolariten ist.

Die CCD dürfte im Gegensatz zu ihrer heutigen Position in den Weltmeeren bei etwa 4,5 – 5,5 km Tiefe zum Zeitpunkt des Jura stark angehoben gewesen sein. Aufgrund des geringen karbonatischen Eintrags vermuten JENKYN & WINTERER (1982) die CCD vor dem O-Jura in einer Tiefe von 2,1-2,5 km. Für die Radiolarite nehmen sie für Bereiche über ozeanischer Kruste Sedimentationstiefen von 3 - 3,5 km an. Die rote Färbung des Sediments spricht ausserdem für ein oxidierendes Milieu. Im Tithon – Berrias steigt aufgrund der rapid zunehmenden Produktion von kalkigem Nannoplankton (Coccolithen, Calpionellen) die CCD drastisch an.

Die Radiolarite der Tethys sind im wesentlichen Beckensedimente, da aufgrund der Strömung auf den Schwellen hier keine Ablagerung erfolgen konnte. Somit können die kondensierten, pelagischen Schwellenkalke als Äquivalente zu den Radiolariten angesehen werden. BAUMGARTNER (1987) berichtet aber, dass im Oxford auch auf Schwellen Radiolarite abgelagert wurden.

Die Paläozeanographie kann somit als der entscheidende Faktor zur Bildung von Radiolariten angesehen werden.

## **3.7 HASELBERG FORMATION [SCHAFHÄUTL – 1846] (TITHONFLASERKALK)**

### **3.7.1 ALLGEMEIN**

Haselbergkalke liegen im Hangenden der Radiolarite im Gebiet der Schrabachauer Mulde bzw. im Hangenden der Mikritoidkalke oder Reitmauerkalke in der Kleinreiflinger Mulde. In der Literatur existiert für dieses Schichtglied auch der Name Diphykalk. Neben Vorkommen im Bereich des Kühberges treten sie entlang der Weyerer Linie auf, einschliesslich dem Vorkommen im Süden am Osthang des Hochbrandes. Ein isoliertes Vorkommen liegt in Form einer Linse mit Schrambachschichten NW des Seekogels vor. Sie sind faziell den Schrambachschichten sehr ähnlich. Die Haselbergkalke entsprechen hier lithologisch auch den tiefroten Tithonflaserkalken.

### **3.7.2 LITHOLOGIE UND MIKROFAZIES**

Es sind geringmächtige (10-20m) meist fleischrote, teilweise auch violette bzw. grünliche cm bis dm gebankte tonreiche Kalke – Mergel, die knollig-flasrige Schichtflächen aufweisen. Mikrofaziell handelt es sich um Wacke- bis Packstones, die zahlreiche Fossilien beinhalten. Häufig treten vor allem Calpionellen auf. An weiteren Biogenkomponenten existieren Schwebcrinoiden, rekristallisierte Radiolarien, Ammoniten, Echinodermen, Ostracoden, lagenide Foraminiferen und Filamente. HERNDLER (1976) konnte Calpionellen der Art *Calpionella alpina* LORENZ bestimmen. Ebenso werden von ihm Ammoniten der Spezies *Berriasella* und *Lytoceras* beschrieben und ein Exemplar der Art *Protetragonites quadrisulcatus* D'ORBIGNY.

Tafel 9/C-D (Seite 76)

Dünnschliffproben: H72, H73, H78

### **3.7.3 INTERPRETATION**

Bei den Flaserkalken handelt es sich um pelagische, kalkige Sedimente des obersten Jura (Tithon). Der Sedimentationsraum war in jedem Fall unter der Aragonit Kompensationstiefe gelegen, da von den aragonitschaligen Ammoniten meist nur mehr die calcitischen Kieferapparate (Aptychen) erhalten sind.

## **3.8 SCHRAMBACH FORMATION [LILL v. LILIENBACH – 1830]**

### **3.8.1 ALLGEMEIN**

Schrambach Schichten bilden die Kernbereiche der Synklijalstrukturen. Im Bereich der Schrabachauer Mulde liegen die Vorkommen N des Kühberggipfels und im Bereich der Kleinreiflinger Mulde tauchen sie mehrmals entlang der Weyerer Linie auf. Einerseits in einem Abschnitt vom Reiflingbauer bis zur Eschauwiese und andererseits zwischen der Jagdhütte Mayrhoftal und der Jagdhütte Kogleralm. Am Süden der Karte taucht erneut ein Vorkommen dieser Mulde östlich des Hochbrandes auf. Isolierte Vorkommen liegen in einer Linse NW des Seekogels und am Westende der Karte im Klausbachtal.

### 3.8.2 LITHOLOGIE UND MIKROFAZIES

Die Schrambachschichten sind helle, graue bis grünliche, feingeschichtete Mergel bzw. mergelige Kalke. Sie sind aufgrund von Bioturbation fleckig und führen z.T. Hornsteinknollen. Die Schichtflächen sind, vor allem tektonisch bedingt, stark wellig. Charakteristisch sind die Vorkommen von Aptychen in diesem Schichtglied.

Mikrofaziell sind es Wackestones, die eine feinkörnige graue Matrix aufweisen. An Komponenten treten Radiolarien, Filamente, Ostracoden, Calpionellen und Schwebcrinoiden (*Saccocoma*) auf. Die Poren der Komponenten sind z.T. dolomitisiert und das gesamte Gestein weist oft eine deutliche Flaserung auf.

Tafel 9/E-F (Seite 76)

Dünnschliffproben: H76, H90, Hi23/93 (Schwebcrinoiden)

### 3.8.3 INTERPRETATION

Sie bilden die Fortsetzung der Tiefwasserkalkfazies des Tithon in die U-Kreide. Der Sedimentationsraum ist somit ein offenmarines, pelagisches Environment. Auffällig ist eine Zunahme des Terrigenanteiles, was zu einer Zunahme der Mergel führt. Weiters ist die bereits im O-Jura ansetzende starke Zunahme von kalkigem Nannoplankton und das Zurücktreten der Radiolarien charakteristisch.

Die Schrambachschichten sind ebenso wie die Haselbergkalke deutlich geflasert, was zu einem guten Teil auf Extensionsprozesse während der alpinen Orogenese (siehe Kapitel 5.1/Phase 6 und 5.2.2) zurückgeht. Die Schichtflächen zeigen deutliche Harnischstriemungen, die auf abschiebende Bewegungen nach Osten während des Miozäns hinweisen (Abb. 16/A-B).

## **3.9 GOSAU GRUPPE**

### **3.9.1 ALLGEMEIN**

Vorkommen beschränkt sich auf einen winzigen Aufschluss von polymikten Breccien am Waldweg von der Jagdhütte Kogleralm Richtung Moorebene östlich des Seekogels auf 840 m Meereshöhe.

### **3.9.2 LITHOLOGIE UND MIKROFAZIES**

Bei der Breccie handelt es sich mit grösster Wahrscheinlichkeit um Gosau (pers. Mitt. WAGREICH). Das Gestein gleicht einem grösseren Vorkommen von Gosau im Bereich von Schiffend (N von Altenmarkt) in der Oisberg Mulde etwas SE des Kartierungsgebietes. Ein weiteres Vorkommen liegt nördlich des Arbeitsgebietes im Gipfelbereich des Spießkogels bei Küpfern. Die Breccie ist schlecht sortiert und weist kaum Kantenrundung auf. Die Komponenten sind vielfältig und bunt. Sie reichen von jurassischen Rotkalken über Lumachellen des Kössener Niveaus bis hin zu Kalken und Dolomiten in allen Grauvationen. Sie ist karbonatisch gebunden und weist eine feinkörnige, gelblich – bräunliche Matrix auf. Die Kompaktion ist mässig und das Gestein besitzt zahlreiche offene Porenräume, die durch vollständige oder teilweise Lösung von Komponenten verursacht sind. Derartige Gosaugesteine („Aufarbeitungskonglomerat“) sind auch bei HERNDLER (1976) im Bereich des Ost-Hanges vom Hochbrand und bei STEINER (1968) aus der im SE gelegenen Königsbergmulde beschrieben.

Tafel 9/G (Seite 76)

Dünnschliffproben: G1/92, G1 II/92

### **3.9.3 INTERPRETATION**

Die Aufarbeitungskonglomerate der Gosau-Gruppe sind Sedimente, die nach dem Höhepunkt der kretazischen Orogenese diskordant über den Falten- und Deckenbau abgelagert worden sind. Sie setzen ab dem O-Turon ein und repräsentieren den Liegendanteil der Gosau. Der Ablagerungsraum ist alluvial bzw. randmarin.

## 4 QUARTÄR

### 4.1 GLAZIALE BILDUNGEN

Bei den Vorkommen glazialer Sedimente handelt es sich vermutlich ausschliesslich um solche der letzten beiden Eiszeiten. Neben Moränenwällen finden sich vor allem periglaziale Schuttablagerungen und den Kälteperioden zugehörige Terrassenbildungen.

Moränenbildungen treten im Arbeitsgebiet in Form von 2 flachen Wällen südlich eines terrassenförmigen Körpers im Bereich des Zwieselbaches auf. Die Terrasse selbst liegt etwa auf 740 m Seehöhe und ist aus grobem Schutt und Geröll aufgebaut. Sie ist schwach nach Osten abfallend und führt Komponenten, die Schlagmarken und Kritzungen aufweisen. Das Sediment dürfte somit als gletschernah anzusehen sein. Die im Sedimentkörper fortgeschrittene Verwitterung sowie die weiche Formung der Moränen weisen auf ein höheres Alter als Würm hin. Es dürfte sich um Ablagerungen der Risseiszeit handeln (van HUSEN 1993). Eine ähnliche Situation dürfte auch beim Arzbach im Bereich der Saileralm herrschen.

Periglaziale Schuttablagerungen liegen im Bereich östlich der Bodenwies. Dort dürfte sich aufgrund der günstigen Exposition ein lokaler Gletscher ausgebildet haben. Der N-S streichende Bergrücken Dürrnsteig (Katzenhirn – Alpkogel – Reiflingeck – Bodenwies) bot für den E-NE ausgerichteten Quelltrichter hervorragende Bedingungen noch dazu wo durch Wächtenbildungen aufgrund der vorherrschenden Westwinde überdurchschnittliche Akkumulationsraten im Nährgebiet zu erwarten sind. Der Gletscher erfüllte den Talboden und dürfte am Gegenhang bis zur Menaueralm gereicht haben. Die Schuttfüllung des Talbodens weist überwiegend eckige und unbearbeitete Sedimente auf. Es existieren aber auch Bereiche mit hohem Feinkornanteil und gut bearbeitete sowie gekritzte und polierte Geschiebe. Die unruhige Morphologie im Bereich der Menauer Alm hat allerdings andere Ursachen. Sie ist die Folge von Erdfällen und Subrosion in den unterlagernden Opponitzer Rauhacken (Tafel 5/B). Die hohe Schuttproduktion am Osthang der aus Hauptdolomit aufgebauten Bodenwies ist auf glaziale Unterschneidung und die dadurch gebildete, stark gegliederte Wand des Berges zurückzuführen (van HUSEN 1993).

Am NE-Rand des Kartierungsgebietes befinden sich Terrassen der Enns, die nach van HUSEN (1968) 2 Ereignissen zugeordnet werden können. Im Bereich der Siedlung Au wird die obere Terrasseneinheit einem späten Rissereignis (3. Rissvorstoss) zugeordnet. Diese Hochterrasse ist der letzte Nachweis flussabwärts der Enns. Vorkommen von Hochterrassen in Großraming und Weyer stammen von einem stärkeren und früheren Rissereignis. Die tiefere Terrasse an der Enns ist Teil der weitverbreiteten Niederterrassen des Würm ereignisses.

Weitere Vorkommen von glazialen Sedimente bilden die Verebnung im Bereich der Jagdhütte Mayrhoftal und der Prenkeralm sowie westlich und östlich des Hammergraben im Bereich des Hochhauses (Tafel 10/D).

## 4.2 HANGRUTSCHUNGEN UND HANGSCHUTT

Eine risszeitliche Hangbewegung im Bereich des „Goldgut“ wurde von van HUSEN & WERNECK (1972) hervorragend dokumentiert. Südlich der Siedlung Au hat sich nach dem Eisrückzug des grossen Rissgletschers (2. Vorstoss) eine durch glaziale Unterschneidung des instabil gewordenen Hanges verursachte Felsgleitung nach Osten in das Ennstal ereignet. Dadurch wurde die Enns zu einem See mit einer Spiegelhöhe von 390m (ca. 10m über dem heutigen Niveau der Enns) aufgestaut, dessen Sedimente beim ca. 2 km südlich gelegenen Kraftwerk Schönau nachgewiesen werden konnten. Die heutige Morphologie ist durch die Hohlform rund um das Gehöft „Am Goldgut“ geprägt, die den NE-SW verlaufenden Kammrücken zwischen Hirnbach und Donnergraben auf etwa 400 m Länge unterbricht (Tafel 10/A). Der Rutschkörper wird umschlossen von einer etwa 20-30 m hohen Steilstufe, die der Abrisskante entspricht. Der Ostabschnitt ist erosiv von der Enns unterschritten worden. Die Hanggleitung wurde zusätzlich durch die Lagerung der Gesteine begünstigt. Das generelle Einfallen der Schichten in diesem Bereich liegt bei etwa 40° nach WSW. Beim Rutschkörper handelt es sich um eine Masse aus gebanktem Hauptdolomit. Die basale Bewegungsbahn liegt genau im Grenzbereich des Dolomites zu den liegenden Opponitzer Schichten. Aufgrund des Fehlens der hangenden Rauhwacke, die südlich der Abrisskante im Grenzbereich zum Hauptdolomit aufgeschlossen ist, liegt der Schluss nahe, dass in diesem Rauhwackenhorizont die eigentliche Bewegungsbahn verläuft. Der gesamte Rutschkörper ist zudem entlang der subparallel zum Hang liegenden Schichtflächen mehrfach intern zerglitten (Tafel 10/C).

Hangschuttbereiche befinden sich zahlreich im gesamten Gebiet. Sie sind vorwiegend auf Hauptdolomitabschnitte konzentriert und bilden z.T. kleine Kegel aus wie z.B. im Bereich der Jagdhütte Kogleralm bzw. nördlich der Übergangshöhe (Tafel 10/ E).

---

(siehe nachfolgende Seiten)

### **Tafel 8: Adnet/Klaus Fm., Hierlatz Fm., Reitmauer Fm., Mühlberg Fm. und Spiculit**

#### **A: Adnet Fm.**

Gebankte mikritische Rotkalke an Forststrasse westlich des Kühberges

#### **B: Adnet Fm. (H85)**

Bioklastischer Wacke- bis Packstone, graue – tiefrote Matrix, Foraminiferen (Involutide Formen), Ostracoden, Schalenreste

Bildbreite: 4mm

#### **C: Adnet Fm. (H85)**

Bioklastischer Wacke- bis Packstone, graue – tiefrote Matrix, Foraminiferen (Involutide Formen), Ostracoden, Schalenreste

Bildbreite: 7mm

#### **D: Hierlatz Fm. (H89)**

Crinoidenspatkalk

Bildbreite: 7m

#### **E: Reitmauer Fm. (H73)**

Filamentkalk

Bildbreite: 4mm

#### **F: Mühlberg Fm. (H80)**

Crinoidenspatkalk

Bildbreite: 7mm

**G:** Spiculit (H19b/92)

Wackestone mit Schwammspica

Bildbreite: 10mm

**Tafel 9: Mikritoid Kalk, Ruhpolding Fm., Haselberg Fm. und Schrambach Fm.**

**A:** Mikritoid Kalk (H81)

Bildbreite: 4mm

**B:** Ruhpolding Fm. (H88)

Wackestone mit Radiolarien und einem Aptychenquerschnitt.

Bildbreite: 7mm

**C:** Haselberg Fm. (H72)

Wackestone mit Radiolarien, Calpionellen und lageniden Foraminiferen (Nodosaria)

Bildbreite: 2mm

**D:** Haselberg Fm. (H78)

Wackestone mit Radiolarien, Calpionellen und Ammonitenquerschnitten

Bildbreite: 7mm

**E:** Schrambach Fm.

Aufschluss an der Forstrasse Kühberg SW der Kreuzung bei 944m.

**F:** Schrambach Fm. (H90)

Wackestone mit Radiolarien

Bildbreite: 7mm

**G:** Gosau Breccie mit Komponenten von Kössener Lumachellen (links)

Bildbreite: 7mm

**Tafel 10: Quartär**

**A:** Risszeitliche Hangbewegung “Am Goldgut”. Blick nach WNW auf die Hohlform rund um das Gehöft und die umrahmende Steilstufe (Abrisskante).

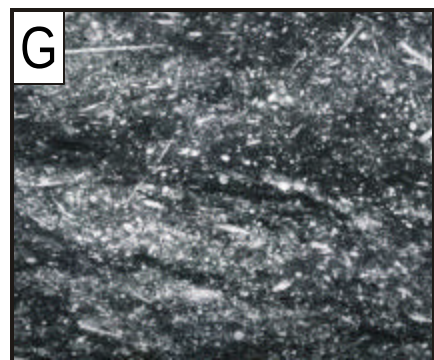
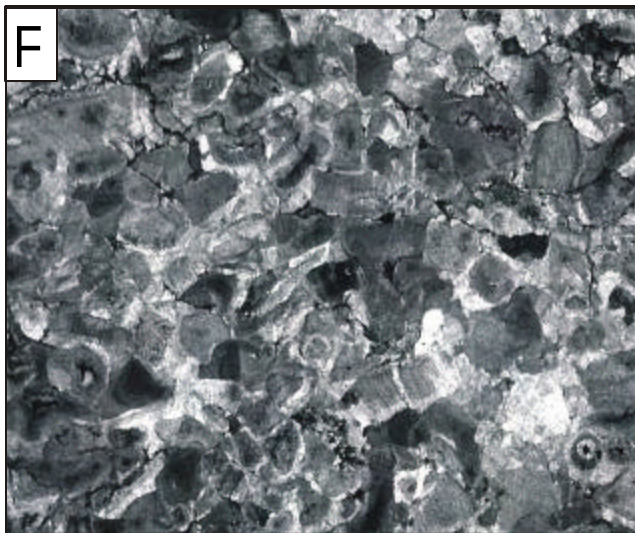
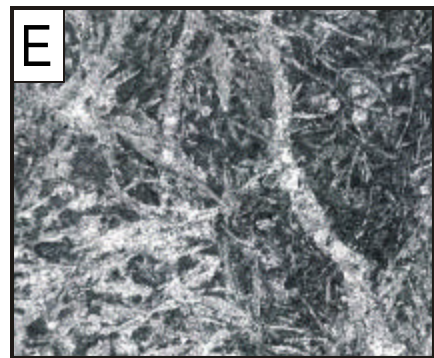
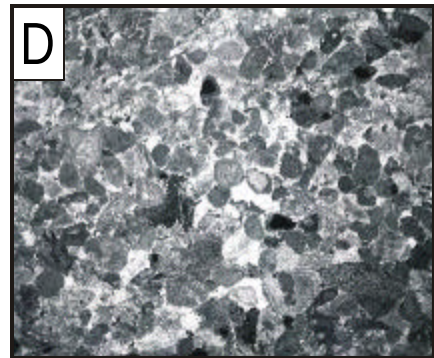
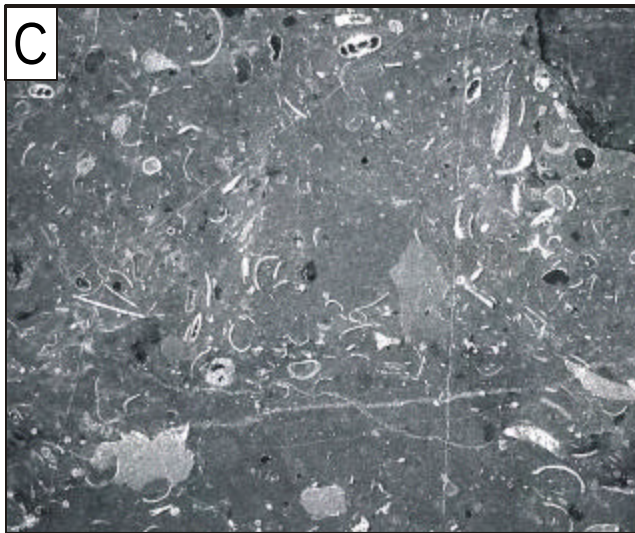
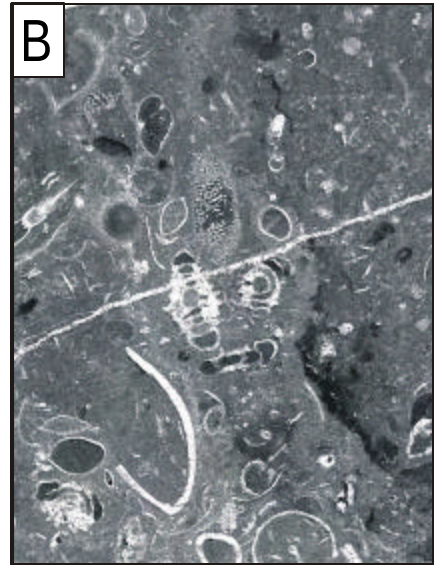
Quelle: van HUSEN & WERNECK (1972).

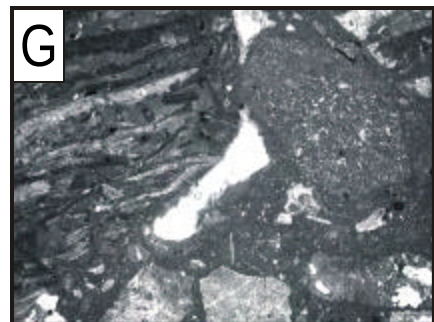
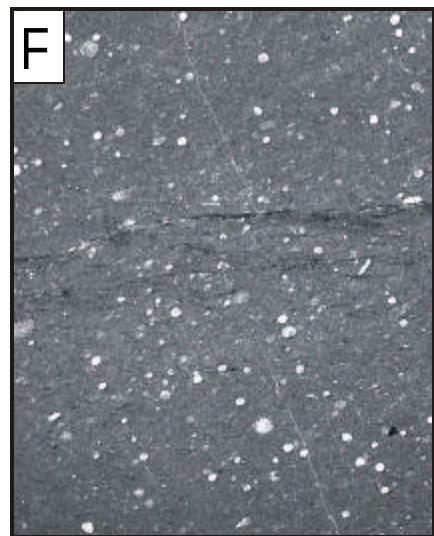
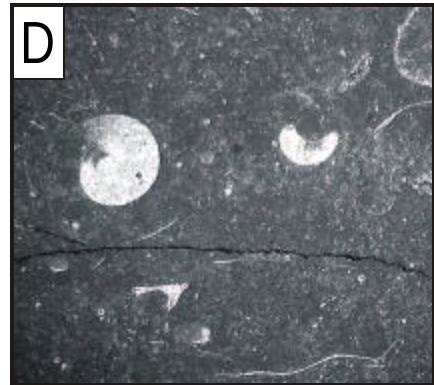
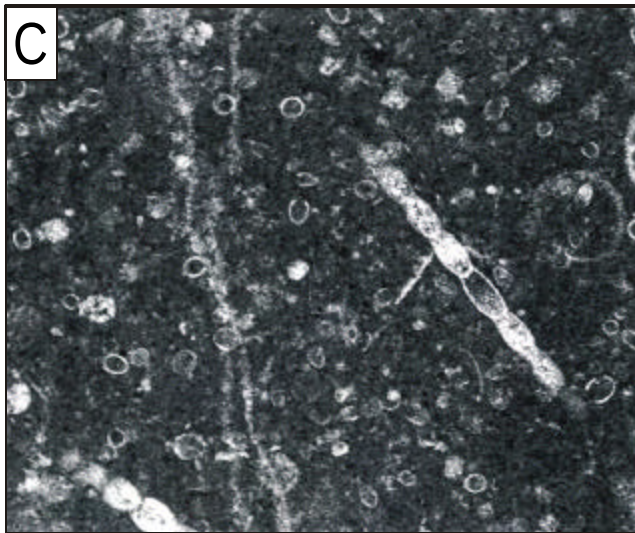
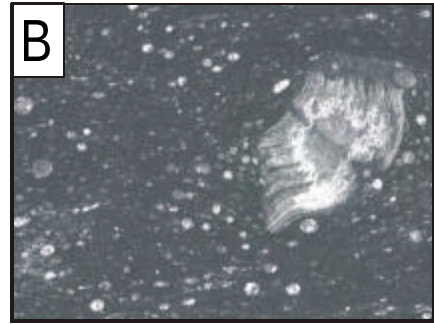
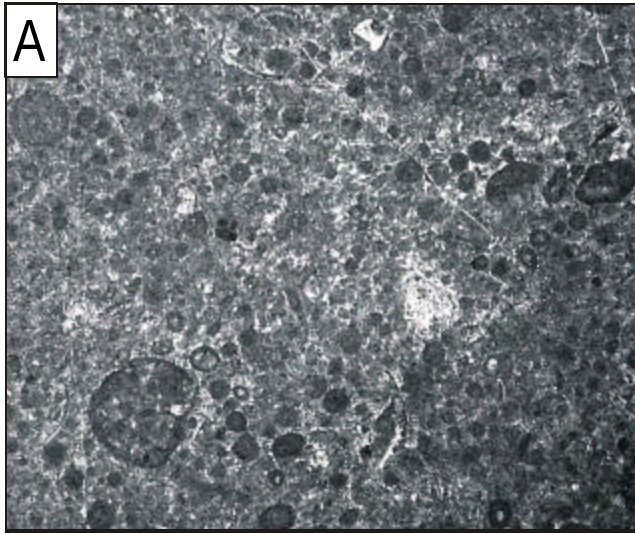
**B:** Geologische Skizze der Hangbewegung “Am Goldgut” verändert nach van HUSEN & WERNECK (1972).

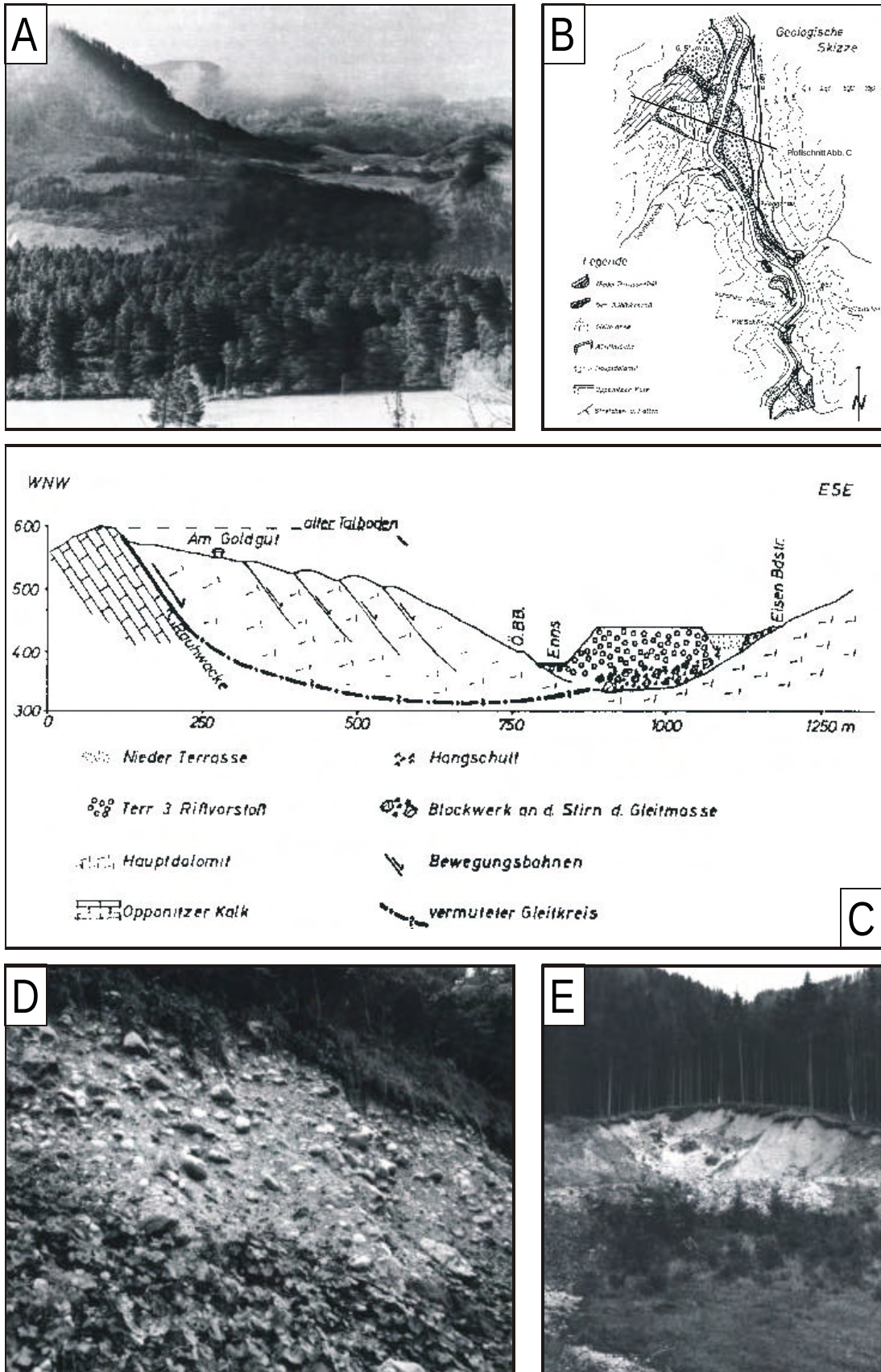
**C:** ESE – WNW Profilschnitt durch die Hangbewegung “Am Goldgut” nach van HUSEN & WERNECK (1972).

**D:** Terrassenschotter an der SE-Seite des Hammergrabens im Bereich „Hochhaus“.

**E:** Hangschuttfächer im Hauptdolomit im Bereich der Wildwiese SSE der Jagdhütte Kogleralm.







## 5 TEKTONIK

### 5.1 EINFÜHRUNG

#### **Sprödetektonische Deformationsphasen in den östlichen NKA**

- 1) NW-gerichtete Aufschiebungen unter einem dextralen transpressiven Kollisionsregime (LINZER et al. 1995) führen in der U-Kreide zur beginnenden Stapelung der kalkalpinen Decken (Ausbildung eines „Falten-Überschiebungs Gürtels“). Im Rahmen dieser Prägosauischen NW-SE Verkürzung kommt es zur Bildung von NW-gerichteten Aufschiebungen und NE-SW streichenden Faltenstrukturen, die über dextrale NW-gerichtete Blattverschiebungen miteinander verbunden sind. In diesem Spannungsregime bilden sich die großen Syn- und Antiklinalstrukturen des Frankenfeser/Lunzer Deckensystems.

Nach STEINER (1965) lassen sich folgende Großstrukturen im Arbeitsgebiet auseinanderhalten: (von N nach S)

- ◆ Synklinalstrukturen: Kleinreiflinger Mulde  
Schrabachauer Mulde  
Oisberg Mulde (SE des Gebietes)
- ◆ Antiklinalstrukturen: Ennsberg Antiklinale  
Ofenberg Antiklinale ?  
Klein-Hollensteiner Antiklinale (SE des Gebietes)

Als markante dextrale Blattverschiebung sei die „Feichtbauer Störung“ erwähnt, die am N-Rand der Kalkalpen die Ternberger/Reichraminger Deckeneinheit von der Frankenfeser-Lunzer Deckeneinheit trennt. (Abb.14/A - Deformationsphase 1)

- 2) Die oberkretazischen – eozänen Gosausedimente wurden diskordant darüber in, entlang der dextralen Blattverschiebungen entstehenden Pull Apart Becken, abgelagert und ermöglichen die Datierung der vorangegangenen Strukturen als prägosauisch.
- 3) NW gerichtete Kompression im oberen Eozän - ?Oligozän (PERESSON & DECKER 1997) verursacht NW-gerichtete Aufschiebungen und dextrale Bewegung an WNW-verlaufenden Blattverschiebungen. Unter anderem kommt es zu einer Reaktivierung der Feichtbauer Störung. (Abb.14/A - Deformationsphase 1)
- 4) Drehung der Weyerer Bogenstruktur um 90 ° im Eozän – Miozän. Die kinematischen Verhältnisse führen zu einer westvergente Aufschiebung der Frankenfeser/Lunzer Deckeneinheit auf die Reichraminger Decke, die gerade erst durch die dextrale Feichtbauer Blattverschiebung voneinander getrennt worden sind. Die Bogenstruktur ergibt sich durch einen variierenden Translationspfad, der zur Drehung des Hangendblockes (Frankenfeser/Lunzer Deckensystem) gegen den Uhrzeigersinn führt. Die Aufschiebung beginnt mit Top nach W und dreht sukzessive Richtung Top nach S. Dies kann sehr gut durch Calcitfasern an Harnischflächen belegt werden. Aufgrund der Daten der Bohrung Unterlaussa1 kann von einem Minimum von 6 km W-gerichteter Aufschiebung des Frankenfeser/Lunzer Deckensystems auf die Reichraminger Decke ausgegangen werden (DECKER et al. Poster). (Abb.14/B)

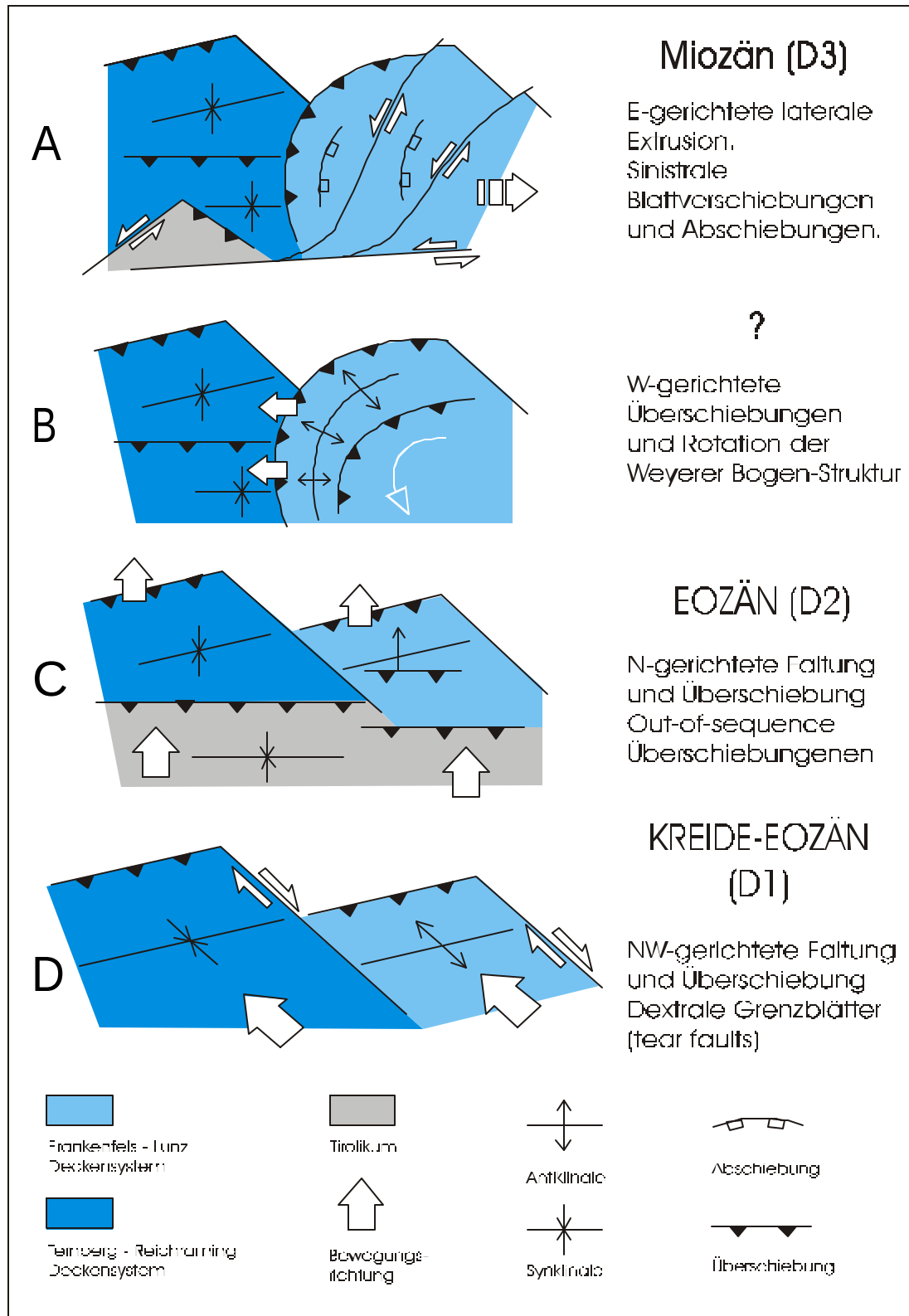


Abb.14 Deformationsabfolge des Ternberger/Reichraminger- und Frankenfels/Lunzer-Deckensystems zwischen Unterkreide und Miozän verändert nach DECKER (1999).

- 5) ?oligozäne – (unter bis mittel - miozäne) N-S Verkürzung führt zu N-gerichteten „Out-of-Sequence“ Aufschiebungen in den NKA, zu Aufschiebungen in den penninischen Decken und zur Imbrikation des Vorlandes (PERESSON & DECKER 1997; PERESSON & DECKER 1996a). Bei den „Out of Sequence“ Aufschiebungen handelt es sich in erster Linie um reaktivierte, ältere Strukturelemente aus der U-Kreide. Anhand von seismischen Profilen können Überschiebungsweiten von mehr als 10 km an einer „Thrust“ abgelesen werden (DECKER et al. Poster). Die Verkürzung hatte weiters eine Verengung des Faltenbaues zur Folge.

Durch die N-S Kontraktion kommt es außerdem zur Bildung von konjugierten Blattverschiebungen (dextrale NW-gerichtete und sinistrale SE-gerichtete). Erneut werden die vorhandenen dextralen Blattverschiebungen reaktiviert und vermutlich fällt in diese Phase auch die initiale Bewegung an dem sinistralen Salzachtal-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Störungssystem (SEMP). (Abb.14/C - Deformationsphase 2)

- 6) Die miozäne Tektonik ist nach DECKER et al. (1994), PERESSON & DECKER, (1996a), PERESSON & DECKER (1996b) und PERESSON & DECKER (1997) bestens dokumentiert und widerspiegelt die Ost-Extrusion der östlichen NKA. (Abb.14/D - Deformationsphase 3)

- ◆ Phase NE-gerichteter Kompression im Mittel-Miozän. Im Zuge dieses Spannungsregimes zweigen (E)NE-gerichtete sinistrale Blattverschiebungen (Göstling Störung, Weyerer Störung) von der SEMP ab und NE-gerichtete Aufschiebungen entstehen.

Die Weyerer Störung durchschneidet neben dem Frankenfelder/Lunzer Deckensystem auch die Reichraminger Decke. Sie endet am Nordrand der Kalkalpen mit einer „horse tail“ Struktur, wo ein Versatz von 1,5 km nachgewiesen werden konnte (DECKER et al. 1994). An der etwa 30 km im Osten gelegenen Göstlinger Störung konnten DECKER et al. (1994) einige km Versatz und bis zu 30 % E-W Extension eruieren. (Abb.15/A)

- ◆ Überprägt werden all die vorangegangenen Strukturen durch eine Phase E-gerichteter Extension im Mittel-Miozän. Im Zuge dieses Extensionsregimes entstehen E-gerichtete Abschiebungen und bestehende ältere Strukturen (Aufschiebungen, Blattverschiebungen) werden reaktiviert. (Abb.15/B)
- ◆ E-W Kompression im oberen Miozän führt zur Reaktivierung der sinistralen Blattverschiebung in dextrale Richtung (an der SEMP und an der Weyerer Störung). Dieses Spannungsregime markiert das Ende der lateralen Extrusion in den Ostalpen. (Abb.15/C)
- ◆ N-S Extension im Oberen-Miozän mit vorwiegend N-gerichteten Abschiebungen. (Abb.15/D)

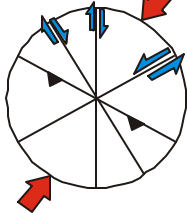
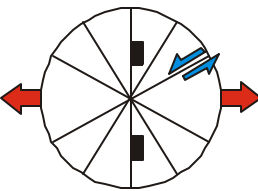
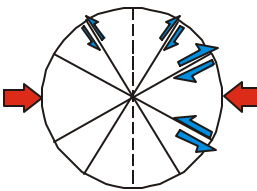
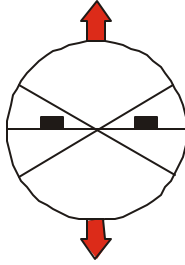
| NE-SW<br>Kompression                                                                                                                                           | E-W<br>Extension                                                                                                   | E-W<br>Kompression                                                                                                                         | N-S<br>Extension                                                                                                       |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <p>A</p>  <p>NW-SE: Überschiebung<br/>N-S: dextral<br/>ENE-WSW: sinistral</p> | <p>B</p>  <p>N-S: Abschiebung</p> | <p>C</p>  <p>ENE-WSW: dextral<br/>WNW-ESE: sinistral</p> | <p>D</p>  <p>E-W: Abschiebungen</p> |
| Mittel<br>Miozän                                                                                                                                               | Mittel<br>Miozän                                                                                                   | Oberes<br>Miozän                                                                                                                           | Oberes<br>Miozän                                                                                                       |

Abb. 15 Schema des miozänen Störungsmuster mit Streichrichtung der neugebildeten Störungen nach PERESSON & DECKER (1997).

## 5.2 LOKALE STRUKTUREN

Die Rekonstruktion bzw. Zuordnung der lokalen Strukturen bereitet aufgrund der komplexen Tektonik große Schwierigkeiten. Das vielphasige sprödetektonische Inventar und die zusätzlich durch Reaktivierung bestehender Strukturen verkomplizierte Situation erlauben keine klaren Rückschlüsse im Rahmen dieser Arbeit. Die Lage im Kernbereich der Weyerer Bogenstruktur erschwert die Bedingungen ebenso wie die durch Verwitterung oftmals stark beeinträchtigte Erkennung von Schersinnsindikatoren an Harnischen. Die genaue Aufarbeitung der lokalen tektonischen Situation würde ohne Zweifel eine eigene Arbeit erforderlich machen.

Die Orientierung der Gesteine im Arbeitsgebiet ist relativ konstant. So herrscht im N(E)Teil klar ein Streichen der lithologischen Einheiten von NE nach SW vor, das gegen S hin in ein N-S Streichen umbiegt. Auch das Einfallen der Gesteinsserien ist einheitlich und liegt zumeist im Bereich von 30 – 60 Grad nach SE respektive E im Südabschnitt. Auffallend ist auch, dass der Verlauf der Täler im N(E)Teil dem Streichen der Gesteine folgt. Sowohl der Hammergraben, als auch der Hirnbach und der Donnergraben verlaufen von SW nach NE und münden in die Enns.

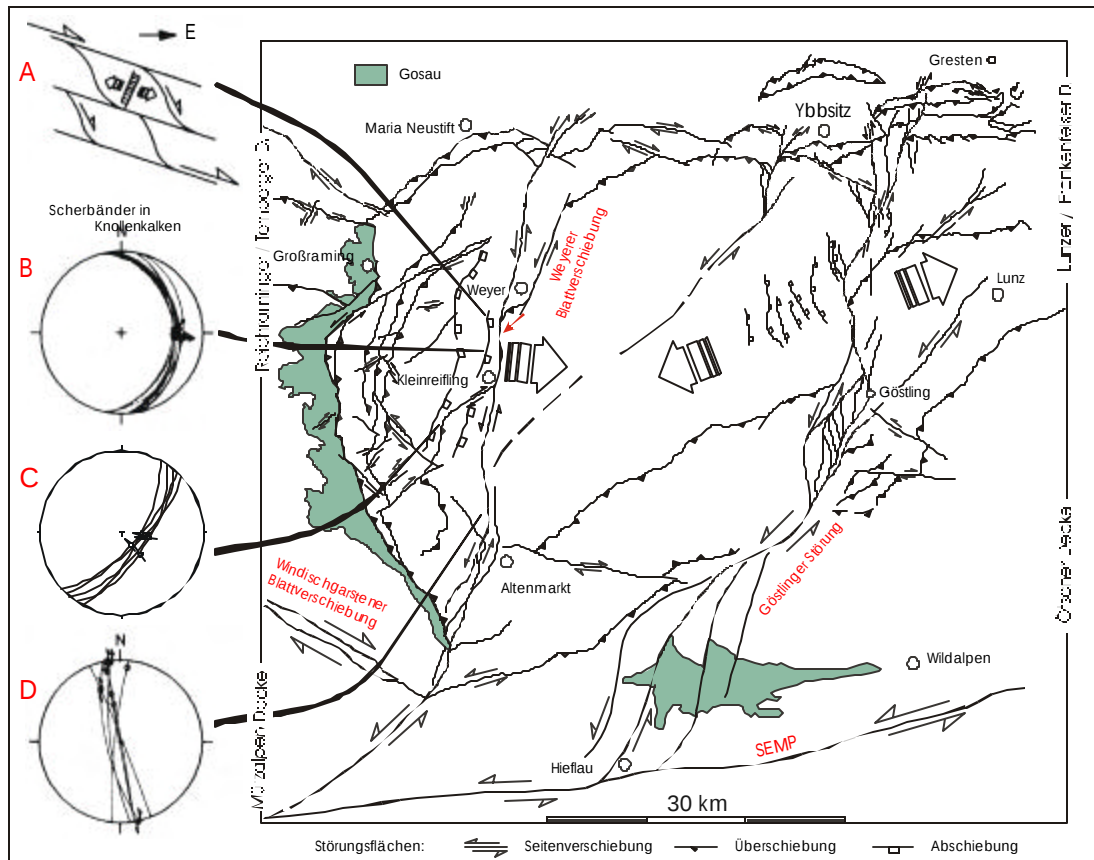


Abb.16 Tektonische Übersicht über das Weyerer und Göstlinger Blattverschiebungssystem. Beide Blattverschiebungen streichen im mittleren Abschnitt NNE – N. Divergenz in diesen Abschnitten wird durch ostgerichtete Abschiebungen kompensiert. Verändert nach DECKER et al.(1994).

### 5.2.1 AUFSCHIEBUNGEN

Zentrales tektonisches Element im kartierten Gebiet ist die bereits von zahlreichen Autoren (u.a. GEYER 1909; HERNDLER 1976) beschriebene Weyerer Linie, die bereits BITTNER (1898) als tektonisches Element erkannte (Störungslinie Stampfgraben – Loibner-Sattel – Kleinreifling). Morphologisch tritt sie nicht in Erscheinung. Der große Faziessprung an der Störung zeigt allerdings deutlich, dass es sich dabei um ein tektonisches Element von großer Dimension handelt. Das Nebeneinander von kretazischen Schrambachschichten im NW und anisichen Kalken im SE belegt den gigantischen Sprung in der Stratigraphie von vermutlich weit über 1000 Metern. Dieser Umstand, gestützt durch struktureologische Messungen an Harnischflächen (Abb.16/C) charakterisiert die Weyerer Linie in diesem Bereich klar als deckeninterne Aufschiebung. Ein ungesichertes Vorkommen von Gosaukonglomerat im Bereich der Jagdhütte Kogleralm könnte als Indiz dienen, dass die Aufschiebung postgosauischen Alters ist bzw. zumindest postgosauisch reaktiviert worden ist. Auf die Ähnlichkeit der von DECKER (pers. Mitteilung) beschriebenen Situation in der Reichraminger Decke sei hier hingewiesen. Dort wird die nördlich gelegene Schneeberg Mulde durch die N-gerichtete Wenger Aufschiebung von der Anzenbach Synklinale getrennt, wobei an der Störung ein Span von Gosau eingezwickelt ist.

Die Struktur der Weyerer Linie wird im Eozän von der Drehung der Bögen erfasst und dementsprechend ist ihr Verlauf im Nordteil NE-SW während er im Süden N-S gerichtet ist. Ein zu erwartender Versatz der Linie durch die sinistrale Weyerer Blattverschiebung im Miozän konnte nicht nachgewiesen werden. Dies liegt vor allem aber daran, dass der Verlauf der Weyerer Störung in diesem Bereich unklar ist, da sie unter den quartären Terrassensedimenten verläuft bzw. über weite Bereiche im Hauptdolomit nicht gut lokalisierbar ist.

Die Weyerer Linie taucht im Süden von Kleinreifling ebenfalls unter die Terrassensedimente der Enns, erscheint nördlich der Ortschaft (Gehöft Mooswirt) am Ostufer des Flusses wieder und zieht über den Loiben Sattel und den Stampfgraben weiter nach NE.

Aufgrund von strukturgeologischen Messungen kann von einer vermutlich mehrphasigen Reaktivierung der Weyerer Linie ausgegangen werden.

### **5.2.2 ABSCHIEBUNGEN**

Abschiebungen sind vor allem im Bereich von jurassischen – unterkretazischen Flaserkalken (Haselbergkalk, Schrambachschichten) dokumentiert. Im Bereich dieser Flaserkalke hat sich eine mehrere Zehnermeter mächtige Scherzone mit ausgeprägten E-gerichteten Scherbändern ausgebildet, die vor allem im Bereich vom Ende des Hammergrabens SW von Kleinreifling genau dokumentiert sind (Abb.16/A-B). Offensichtlich eignet sich diese Lithologie hervorragend die E-gerichteten Abschiebungen aufzunehmen um somit die divergenten Spannungen zwischen den sinistralen Blattverschiebungen zu kompensieren.

### **5.2.3 STRIKE SLIP**

Die Weyerer Störung verläuft am E-Rand des Arbeitsgebietes im Bereich des Ennstales. Diese NE- streichende sinistrale Blattverschiebung zweigt im Bereich von Admont von der markanten SEMP ab (Abb.16/D), welche vom Nordrand des Tauernfenster bis in das Wiener Becken zieht. Nach DECKER et al. (1994) konnte die Bewegung an der SEMP durch Sedimente in kleinen Pull-Apart-Becken entlang der Störung mit Karpat (16-17 Ma) datiert werden. Für die Weyerer Störung und weitere abzweigende NE-streichende Blattverschiebungen (z.B.: Göstlinger Störung) kann ein ähnliches Alter angenommen werden.

## 5.3 PROFILE

### 5.3.1 KÜHBERG SYNKLINALE

Die Kühbergssynklinale ist Teil der sogenannten Schrabachauer Mulde. Die Bearbeitung bzw. Kartierung war im Rahmen dieser Diplomarbeit nicht vorgesehen. Die Ergebnisse der Kartierungsübungen des Institutes im Juni 1995, die in diesem Raum abgehalten wurden, waren aber für diesen Teilbereich so erfreulich, dass eine Übernahme in diese Arbeit gerechtfertigt ist.

Die Faltenachse der Synkinalstruktur des Kühberges verläuft subhorizontal in (N)NE Richtung. Dies ergibt sich sehr gut durch die in diesem Bereich gemessenen Einfallswerte der sedimentären Schichtung (Abb.17). Die Verlängerung dieser Synklinale taucht nordöstlich im Gipfelbereich des Schrabachauerkogels erneut auf.

Wie ein Profilschnitt quer zur Faltenstruktur (NW-SE) zeigt hat sie im SE eine steile nach SE einfallende Flanke und im NW eine flachere ebenso nach SE einfallende Flanke (Abb.17). Der Kern der Mulde besteht aus unterkretazischen Schrambach Schichten. Es folgen Haselbergkalk, Ruhpoldinger Radiolarit, Adneter/Klaus- und Hierlatz Kalk, Oberrhätalk, Kössener Schichten und schließlich Hauptdolomit in Richtung der Randbereiche.

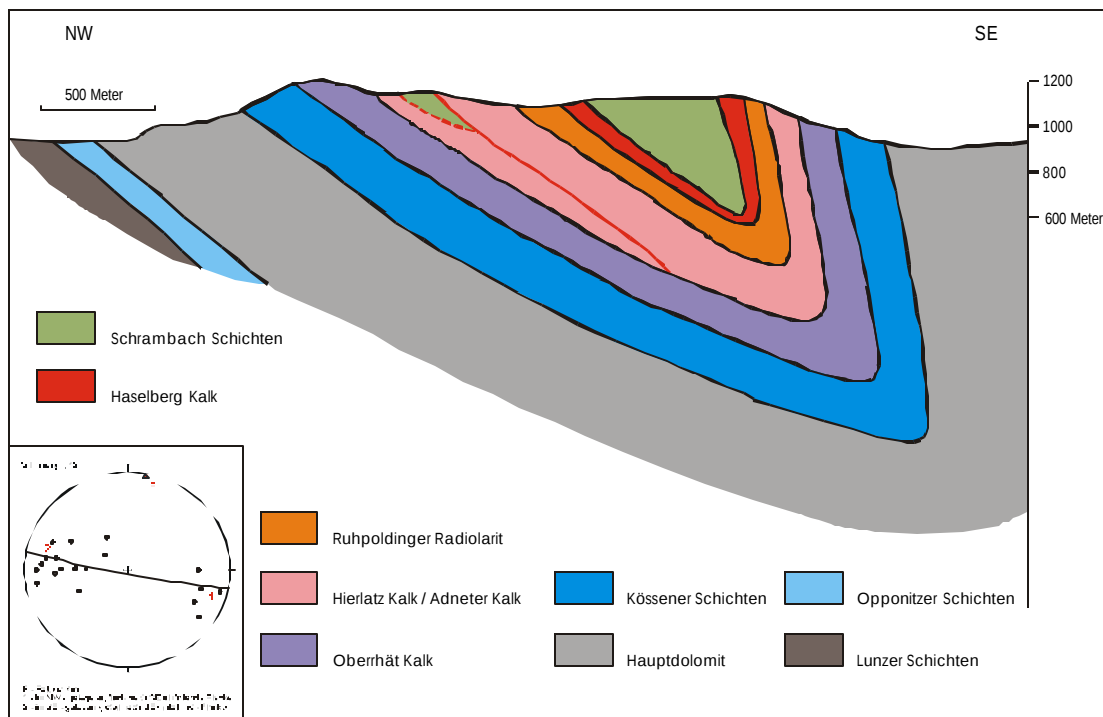


Abb.17: NW – SE Profilschnitt durch die Schrabachauermulde am Kühberg mit einem b-Achsen Plot aus den gemessenen Schichtflächen.

## 5.4 INTERPRETATION UND DISKUSSION

### 5.4.1 FALTEN-ÜBERSCHIEBUNGS-GÜRTEL (KREIDE – OLIGOZÄN?)

Die Ausbildung der großen Faltenzüge und NW-gerichteten Aufschiebungen erfolgte primär prägosauisch. Nach Ablagerung der Gosausedimente erfolgte im Tertiär eine Reaktivierung dieser Strukturen und eine Verengung des Faltenbaus.

### 5.4.2 WEYERER BÖGEN (EOZÄN-MIOZÄN)

Die in den Kalkalpen einzigartige bogenförmige Struktur bei Weyer gab seit jeher Anlass für Diskussion unter Geologen. Unter anderem haben sich zum Teil aus heutiger Sicht absurd anmutende Modellvorstellungen ergeben. Ein Überblick über die historischen Ansichten befindet sich in Kapitel 1.2 Weiters sei als zusammenfassende Literaturempfehlung auf die Arbeiten von POLL (1972) und HERNDLER (1976) verwiesen.

Die Ursachen für die Eindrehung in diesem Bereich sind bis heute weitgehend unklar. Aufgrund strukturgeologischer Daten lässt sich zumindest der Bildungszeitraum auf das Eozän – Miozän eingrenzen. Die Struktur muss jedenfalls jünger als die Ablagerungen der Gosau sein, da diese von der Frankenfelder/Lunzer Deckeneinheit überschoben wurde. Alte vorwiegend prägosauische Elemente wurden mitrotiert. Dazu zählen unter anderem NW-gerichtete Überschiebungen und vormals (N)E-(S)W verlaufende Syn- und Antiklinalstrukturen. Die Rotation der Faltenachsen hat bereits POLL (1972) bestens dokumentiert.

Die Bogenstruktur wird im Miozän im Zuge eines Spannungsregimes mit NE-Kompression von sinistralen NE-gerichteten Blattverschiebungen abgeschnitten.

Damit ist der eigentliche Prozess der Rotation zeitlich auf den Abschnitt dazwischen begrenzt. Die Daten aus strukturgeologischen Beobachtungen ergeben eine Drehung der Weyerer Bogenstruktur um 90 °, wobei sich ein kontinuierlicher Translationspfad von W-vergenter zu S-vergenter Überschiebung der hangenden Frankenfelder/Lunzer Deckeneinheit gegen den Uhrzeigersinn nachweisen lässt.

### 5.4.3 LATERALE EXTRUSION (MIOZÄN)

Die sinistralen Blattverschiebungen nehmen die Relativbewegung zwischen den nach Osten ausweichenden zentralalpinen Einheiten und dem unbeeinflussten Vorland auf. Die Deformation in den Bereichen zwischen den großen sinistralen Blattverschiebungen wird durch, aus coaxialer Deformation entstandenen, Kleinstrukturen aufgenommen, die sich hier vor allem in Form der E-gerichteten Abschiebungen manifestieren (Abb.16). Nach DECKER et al. (1994) kommt es somit zu einer Aufteilung der Verformung („strain partitioning“) in sinistrale, einfache Scherung an schmalen Störungen und coaxiale, reine Scherung zwischen ebendiesen Zonen.

## **6 BOHRUNG UNTERLAUSSA 1**

### **6.1 EINFÜHRUNG**

Im Zuge der Exploration Kalkalpen wurde von der OMV von August 1992 bis Jänner 1993 im Bereich S der Viehtaleralm die Bohrung UNTERLAUSSA 1 abgeteuft. Ziel der Bohrung war die Überprüfung auf Kohlenwasserstoffe in seismisch ermittelten Internstrukturen der Kalkalpen. Das ursprüngliche Ziel im Autochthonen Mesozoikum wurde aus wirtschaftlichen und geologischen Gründen fallengelassen. So konzentrierte sich die Suche auf vermutete Gasvorkommen in Speichergesteinen (Hauptdolomit, Wetterstein Fm.) der Reichraminger Decke, die aufgrund der Seismik an einer gegen Westen überschlagenen und an einer ostfallenden Störung durchscherten Antiklinalstruktur erwartet wurden. Als Deckschichten des Lagers sollten Gosausedimente dienen.

Die Bohrung wurde bei einer Endteufe von 2890 m eingestellt. Bis dorthin wurde die gesamte Lunzer/Frankenfelder Deckeneinheit und die mächtige Gosau der Reichraminger Decke durchbohrt. Der erhoffte Hauptdolomit im Liegenden der Gosau wurde nicht angetroffen sondern Opponitzer Schichten mit Anhydrit, die ebenfalls dicht sind.

Die Bohrung bestätigte nichtsdestotrotz die geologischen Modellvorstellungen.

Alle hier verwendeten Daten sind Eigentum der OMV, der hiermit nochmals gedankt sei für die freundliche Zurverfügungstellung des Materials und die Erlaubnis dies hier auszuführen.

### **6.2 TECHNISCHE DATEN:**

|                        |                                    |
|------------------------|------------------------------------|
| Seehöhe:               | 967,65m                            |
| Bohrbeginn:            | 21.8.1992                          |
| Bohrende:              | 25.1.1993                          |
| Endteufe:              | 2890 m                             |
| Gesamtabweichung:      | 350,8 m                            |
| Verkürzung bei 2890 m: | 93,8 m                             |
| Bohrkerne:             | 1136 – 1145 m (Dolomit + Anhydrit) |
|                        | 2880 – 2889m (Dolomit + Anhydrit)  |

## 6.3 ERGEBNISSE

### 6.3.1 STRATIGRAPHIE

Die stratigraphischen und petrographischen Untersuchungen beruhen in erster Linie auf Cuttingproben, die im Bereich von 0 – 2275 m Teufe im Abstand von 5 Metern entnommen wurden. Von 2275 m bis zur Endteufe erfolgte die Probennahme im Abstand von 2,5 Meter. Zusätzlich steht ein Kernmaterial im Bereich von 1136 – 1145, sowie 2880 – 2889 m Teufe zur Verfügung. Durch hohe Spülungsverluste im Bereich der oberen 1000 m Teufe ist der Cuttingaustrag in diesem Abschnitt unregelmäßig oder fehlend und eine eindeutige stratigraphische Zuordnung ist daher nicht möglich. Der Nachfall von Cuttings in tiefere Horizonte kann für diesen Abschnitt nicht ausgeschlossen werden.

Die Bohrplattform selbst befand sich auf einer Verebnungsfläche SSW der Viehtaler Alm auf etwa 970 m Meereshöhe, die aus Schrambachschichten aufgebaut ist.

Vom Top der Bohrung bis in eine Tiefe von 1220 m können kaum klare stratigraphische Aussagen getroffen werden. Die Cuttings lassen auf folgende Sedimente der O-Trias und des Juras schließen:

- ◆ 0 – 60 m: **Schrambachschichten** und jurassische Kalke
- ◆ 60 – 210 m: Kalke mit Ooiden, Echinodermenresten, Holothurienresten und Foraminiferen ( *Glomospirella* sp., *Glomospira* sp., *Glomospira* cf. *tenuifistulata*, *Lingulina* sp., ? *Triasina hantkeni*, *Fronicularia* sp.), die als **Kössener Schichten** eingestuft werden.  
In diesen Bereich fällt auch ein fraglicher Fund von einem Calpionellen-führenden, malmischen Kalk (**Haselberg Fm.**).
- ◆ 245 – 380 m: **Hauptdolomit** und Plattenkalk(?) sowie Kössener Schichten (Nachfall ?)
- ◆ 380 – 520 m: keinerlei Cuttingaustrag.
- ◆ 520 – 580 m: fossilere Dolomite und vereinzelte Oopelsparite.
- ◆ 590 – 1220 m: keinerlei Cuttingaustrag bis auf die folgenden Aufzeichnungen.
- ◆ 720 – 800 m: hier existieren aus 721m, 777m und 796m Proben, die durch Nannofossilien Ober – und Unterkreide als auch Rhät ergeben.
- ◆ 1136 – 1145 m: Aus diesem Bereich existiert über eine Strecke von 9m ein Bohrkern (Bohrkern 1).

#### Makroskopische Beschreibung von Bohrkern 1:

Dunkelgrauer Anhydrit (60%) mit braun-grauen, unregelmäßig lagig, schlierig oder brecciös ausgebildetem Dolomit und teilweise Magnesit.

Wechsellagen von Dolomit und Anhydrit ( 22%)

Zerbrochener, klüftiger Dolomit (18%)

Über den gesamten Bereich treten bis zu 2 cm mächtige tonige Schlieren auf.

Nach lithologischen Kriterien hat die stratigraphische Einstufung dieses Abschnittes am ehesten in den Bereich der karnischen **Opponitzer Schichten** zu erfolgen, obwohl dafür keine Sicherheit besteht. Untersuchungen erbrachten wenige Exemplare von kalkigem Nannoplankton, die den Calcisphären des Karn (*Carncalyxia* n.g.) ähneln.

- ◆ 1220 - 1605 m: Kalke der **Wetterstein Fm.** mit zahlreichen Algenresten. Neben Algenlaminiten treten vereinzelt Dasycladaceenreste (*Poikiloporella* sp.) auf. Weiters finden sich neben Echinodermenresten auch zahlreiche Foraminiferen (*Pilamina gemerica*, *Agathammina* sp., *Trochammina* cf. *alpina*, *Trochammina* sp., *Pilaminella* sp.). Der Bereich von 1470 – 1605 m ist bis auf wenige Algenreste nahezu fossilleer.
- ◆ 1610 – 1680: Fossilere Tonmergel werden den **Partnach Schichten** zugeordnet. Ebenso auftretende Biomikrite und –sparite sind vermutlich als Nachfall zu deuten.
- ◆ 1690 – 1850 m: Kalke mit Filamenten, Ostracoden, Radiolarien, Spongienresten, Schwebcrinoidenresten, Echinodermenbruchstücken und einzelnen Foraminiferen (*Nodosariidae*). Die Mikrofazies der Schliffproben aus diesem Bereich weist somit auf **Reiflinger Kalke**.
- ◆ 1860 – 1930 m: Fossilarne Kalke mit Resten von Crinoiden, Echinodermen und Spongien deuten auf **Gutensteiner Kalk**. Komponenten von Reiflinger Kalk könnten durch Nachfall in diesen Bereich gelangt sein.
- ◆ 1940 – 1960 m: Aufgrund des Auftretens von Anhydrit, Dolomit, Tonmergel und Gips könnte es sich nach sedimentpetrographischen Gesichtspunkten um **Reichenhaller Schichten** bzw. Gutensteiner Basis Schichten handeln.
- ◆ 1970 – 2110 m: Dieser Bereich ist bis auf das seltene Auftreten von Spongienresten und einzelnen Hornsteinen im Topbereich fossilleer und läßt somit eine stratigraphische Zuordnung in den Jura nur vage vermuten. Die basalen Abschnitte sind in erster Linie aus dolomitischen Komponenten aufgebaut und lassen auch keine klare Einordnung zu (Hauptdolomit ?).
- ◆ 2120 – 2820 m: Dieser mächtige Abschnitt repräsentiert die Abfolge der **Gosau**.  
In den oberen 400 m dominieren Fein- bis Mittelsandsteine, Siltsteine und gelegentliche Grobsandsteine und Breccienbruchstücke. Nach lithologischen Kriterien könnte es sich um Sedimente der Spitzenbach Schichten handeln (Flyschgosau).  
Die 300 m mächtige Liegendserie repräsentiert die Sedimente der Tieferen Gosau (Weißwasser Schichten). Merklich ist die Zunahme im Tongehalt und in der Verkieselung, die zur Bildung von Tonmergeln, kieseligen Tonmergeln, Spiculiten und Hornsteinen führt. Biostratigraphisch läßt sich die gesamte Serie mit Nannofossilien hervorragend unterteilen. So ergibt sich eine relativ kontinuierliche Abfolge von der Grenze Campan/Maastricht (2185m) bis an die Grenze Apt/Alb (2725m). Bei 2815 finden sich weiters noch Fossilien aus Oberkreide, Unterkreide und Jura.  
Neben Nannofossilien finden sich auch noch wenige Foraminiferen (*Rugoglobigerina* sp., *Lagenide*, *Hedbergella* sp.) und Inoceramen-Prismen (Inoceramen Schichten).
- ◆ 2830 – 2889 m: Das verstärkte Auftreten von kalkalpinen Komponenten zusammen mit den Informationen aus Bohrkern 2 lassen auf **Opponitzer Schichten** schließen.

- ◆ 2880 – 2889 m: Aus diesem Bereich existiert über eine Strecke von 9m ein weiterer Bohrkern (Bohrkern 2).

#### Makroskopische Beschreibung von Bohrkern 2:

Wechselagerung von graubraunem Dolomit (60%) mit grauen Anhydritlagen (40%), wobei die dolomitischen Abschnitte häufig breccios sind und mit Anhydrit gefüllte Klüfte und Adern enthalten. Weiters existieren Stylolithe und vereinzelte schwarze bis dunkelgraue Tonsteinfasern. Die Mächtigkeit der Anhydritlagen liegt zwischen wenigen cm bis zu mehr als 1m und sie weisen neben einer deutlichen Bänderung auch mm bis cm – dicke Dolomitlagen und –schlieren auf.

Der Versuch einer stratigraphischen Einordnung mittels Pollenproben brachte kein Ergebnis. Nannofossilanalysen aus tonigen Bereichen ergaben ausschließlich Kreidefloraen, die vermutlich auf Kontamination zurückzuführen sind. Nach lithologischen Kriterien ist die Kernstrecke am ehesten der Opponitzer Schichtgruppe zuzuordnen.

### **6.3.2 TEKTONIK**

Die tektonische Rekonstruktion ist vor allem aufgrund des fehlenden oder unsicheren Cuttingaustrages in den oberen 1000m sehr schwierig. Umso klarer ist sie für den Liegendbereich der Bohrung. Die an der Endteufe auftretenden Opponitzer Schichten und die darüberliegende gut 700 m mächtige Gosauabfolge sind Teil der Reichraminger Decke. Die Gosau bildet das Top der Decke und ist etwa 6 km weiter westlich in Form der Gosau der Weyer Bögen an der Erdoberfläche aufgeschlossen. Die beachtliche Höhendifferenz von mehr als 1500 m auf dieser Strecke ergibt sich somit durch die Überschiebung von Frankenfesler- und Lunzer Decke auf die Reichraminger Decke. Die Überschiebung der beiden Decken ist aufgrund der unterlagernden Gosau somit klar postgosauisch.

Aufgrund der stratigraphischen Auswertung der 2000 m mächtigen Überlagerung der Gosau ist eine Aussage über die Deckengliederung für diesen Abschnitt nur begrenzt möglich. Ob und mit welcher Mächtigkeit die Lunzer Decke im Bohrprofil von der Frankenfesler Decke unterlagert wird läßt sich kaum rekonstruieren. Eine Möglichkeit wäre die vermutete 100m mächtige Schuppe über der Gosau als stark ausgedünnte tiefbajuvarische Deckeinheit anzusehen. Sie könnte aber auch ein internes Element der Lunzer Decke darstellen. Auch die Möglichkeit, daß die Deckengrenze an einer prognostizierten Überschiebungsbahn bei 650 m relativer Standardteufe (Abb.18) ist keineswegs auszuschließen. Diese Frage könnte eventuell durch die Interpretation von seismischen Profilen geklärt werden. Eine Bearbeitung der seismischen Daten der OMV erfolgte von LINZER et al. (Poster, in Druck). Für diese konkrete Fragestellung ergibt sie aber keine konkrete Hinweise.

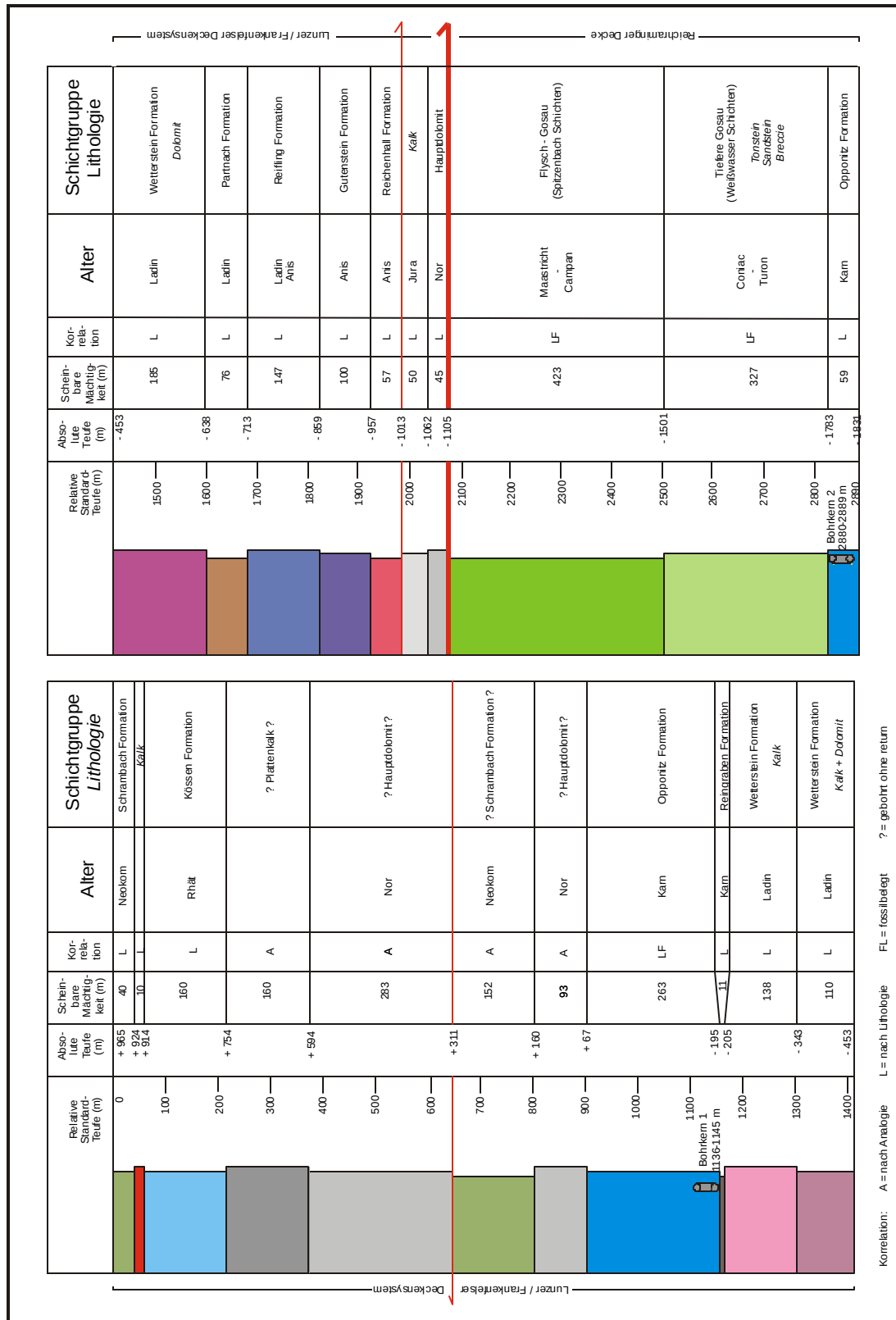


Abb.18 Profil der Schichtfolge und ihrer Korrelation von der Bohrung Unteraussa1

## 7 LITERATURVERZEICHNIS

AMPFERER, O., 1931: Über das Bewegungsbild der Weyrer Bögen. - Jb. Geol. B.-A., 81, 237-304, Wien. (Geol. B.-A.)

AMPFERER, O., 1933: Kalkalpiner Anteil am Blatt Admont-Hieflau der Geol. Karte der Rep. Österreich 1:75000. – Wien. (Geol. B.-A.)

ATTENDORN, H.-G. & BOWEN, R.-N.-C., 1997: Radioactive and Stable Isotope Geology. – 522 S., London. (Chapman & Hall)

BAUMGARTNER, P.-O., 1987: Age and genesis of Tethyan Jurassic Radiolarites. - Eclogae geol. Helv., 80, 3, 831-879, Basel. (Birkhaeuser Verlag)

BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H., 1974: Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4, 5/6, 1-74, Innsbruck.

BITTNER, A., 1898: Geologisches aus der Gegend von Weyer in Oberösterreich. - Verh. Geol. R.-A., 1898, Tl.11-12, 277-282, Wien. (Geol. R.-A.)

BITTNER, A., 1900a: Geologisches aus der Gegend von Altenmarkt an der Enns. - Verh. Geol. R.-A., 1900, Tl.11-12, 322-324, Wien. (Geol. R.-A.)

BITTNER, A., 1900b: Geologisches aus der Gegend von Weyer in Oberösterreich. - Verh. Geol. R.-A., 1900, Tl.11-12, 324-326, Wien. (Geol. R.-A.)

BRANDNER, R., 1978: Tektonische kontrollierter Sedimentationsablauf im Ladin und Unterkarn der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 8, 317-354, Innsbruck.

BRANDNER, R. & RESCH, W., 1981: Reef Development in the Middle Triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. - SEPM, Spec. Publ., 30, 203-231, Tulsa.

BUDUROV, K. & STEFANOV, S., 1972: Plattform-Conodonten und ihre Zonen in der Mittleren Trias Bulgariens. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 829-852, Innsbruck.

CLAR, E., 1965: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., Sonderheft G, 11-35, Wien. (Geol. B.-A.)

CLAYPOOL, G.-E., HOLSER, W.-T., KAPLAN, I.-R., SAKAI, H. & ZAK, I., 1980: The Age Curves of Sulfur and Oxygen Isotopes in marine Sulfate and their mutual Interpretation. – Chemical Geology, 28, 199-260, Amsterdam. (Elsevier)

- CŽIŽEK, J., 1852 Bericht über die Arbeiten der Section II. - Jb. Geol. R.-A., 3, Tl.4, 62- 70, Wien. (Geol. R.-A.)
- DECKER, K., PERESSON, H., DELL'MOUR, R. & LINZER, H.-G.: Exploration in polyphase orogens: Brittle deformation of the Calcareous Alps deciphered. - Poster, Wien.
- DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P., 1994: Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extension“, der Zentralalpen. - Jb. Geol. B.-A., 137/1, 5-18, Wien. (Geol. B.-A.)
- DECKER, K., 1999: Tektonische und strukturgeologische Untersuchungen. – In: PFLEIDERER, S., (ed.): Geohydrologische und hydrologische, geochemische und tektonische Grundlagenstudie in den oberösterreichischen Kalkvorbergen nordöstlich der Enns. – Endbericht 1999, Projekt O-A-30/97-99 der Bund -/Bundesländerkooperation, 77-93, Wien. (Geol. B.-A.)
- DUNHAM, J.-R., 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. - Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1, 108-121, Tulsa.
- EHRENDORFER, T., 1987: Zur Geologie des Weyerer Bögen im Gebiet von Großraming a. D. Enns (O.Ö.) - Unveröff. Dipl. Formal- u. Naturwiss. Fak. Uni. Wien, 84 S., Univ. Wien.
- EHRENDORFER, T., 1988: Zur Geologie der Weyerer Bögen im Gebiet von Großraming an der Enns (O.Ö.) - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 34/35, 135-149, Wien.
- EHRICH, C., 1850: Bericht über die Arbeiten der Section III. - Jb. Geol. R.-A., 1, 628-646, Wien. (Geol. R.-A.)
- EMBRY, A.F. & KLOVAN, J.E., 1972: Absolute water depths limits of late Devonian paleogeological zones. - Geol. Rundschau, 61, Tl.2, 672-686, Stuttgart.
- EPPEL, L., 1990: Fazies und Tektonik in den Weyerer Bögen südlich Großraming (Oberösterreich). - Unveröff. Dipl. Formal- u. Naturwiss. Fak. Uni. Wien, 160 S., Univ. Wien.
- FAUPL, P., 1997: Historische Geologie – Eine Einführung. – 270 S., Wien. (WUV Universitätsverlag)
- FLÜGEL, E., 1978: Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S., Berlin. (Springer)
- FLÜGEL, E., LEIN, R. & SENOWBAR-DARYAN, B., 1978: Kalkschwämme, Hydrozoen, Algen und Mikroproblematika aus den Cidarisschichten (Karn, Obertrias) der Müritztaler Alpen (Steiermark) und des Gosaukammes (Oberösterreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 25, 153-195, Wien.
- FLÜGEL, E., 1981: Paleoecology and Facies of Upper Triassic Reefs in the Northern Calcareous Alps. – SEPM, Spec. Publ., 30, 291-359, Tulsa.
- FLÜGEL, E., 1982a: Evolution of Triassic reefs: Current concepts and problems. - Facies, 6, 297-328, Erlangen.

- FLÜGEL, E., 1982b: Microfacies Analysis of Limestones. – 633 S, Berlin. (Springer)
- FLÜGEL, E, RIEDEL, P. & SENOWBARI-DARYAN, B., 1988: Plexoramea cerebriformis MELLO, ein häufiges Mikrofossil in triadischen Flachwasserkalken: Alge oder Pilz? – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 34-35, 263-277, Wien.
- FLÜGEL, E, & SENOWBARI-DARYAN, B., 1996: Evolution of Triassic Reef Biota: State of the Art. – In: REITNER, J., NEUWEILER, F. & GUNKEL, F. (eds.): Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation. I. Reef Evolution. Research Reports. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., Sb.2, 285-294, Göttingen.
- FOLK, R.L., 1962: Spectral subdivision of limestone types. - Amer. Ass. Petrol. Geol., 1, 62-84, Tulsa.
- GESSNER, D., 1966: Gliederung der Reiflinger Kalke an der Typlokalität Großreifling a. d. Enns, (Nördliche Kalkalpen). – Z. dt. geol. Ges., 116/3, 696-708, Hannover.
- GEYER, G., 1907: Über die Gosaubildungen des unteren Ennstales und ihre Beziehungen zum Kreideflysch. – Verh. Geol. R.-A., 1907, 55-76, Wien. (Geol. R.-A.)
- GEYER, G., 1909: Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns -und Ybbstal. - Jb. Geol. R.-A., 1910, 59, 29-100, Wien. (Geol. R.-A.)
- GEYER, G., 1911: Erläuterungen zur Geologischen Karte, SW-Gruppe Nr.12.Weyer, 1-60, Wien. (Geol. R.-A.)
- GEYER, G., 1912: Geologische Karte Österreich 1:750000, Blatt Weyer. – Wien. (Geol. R.-A.)
- GOLEBIEWSKI, R., 1989: Stratigraphie und Biofazies der Kössener Formation. – Unveröff. Diss. Formal - Naturwiss. Fak. Uni. Wien, 253 S., Wien.
- HAHN, F.-F., 1913: Grundzüge des Baues der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 6, 238-357 u. 375-501, Wien.
- HAMEDANI, A., 1976: Die mechanische Analyse der N-S streichenden Störungen am Nordrand der Nördlichen Kalkalpen unter Berücksichtigung der Weyerer Bögen. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 23, 69-78, Wien.
- HAUER, F. , 1853: Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. – Jb. Geol. R.-A., 4, 715-784, Wien. (Geol. R.-A.)
- HERNDLER, E., 1976: Über die Fortsetzung der Weyerer Linie nach Süden. – Unveröff. Vorarbeit Geol. Inst. Univ. Wien, 57 S., Wien.
- HESSE, R., 1989: Silica Diagenesis: Origin of Inorganic and Replacement Cherts – Earth Sci. Rev., 26, 253-284, Amsterdam.
- HINTEREGGER, H., 1979: Fazies und Stratigraphie der Opponitzer Schichten ausgehend vom Lunzer Raum. - Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 160 S., Wien.

- HOLNSTEINER, R., 1990: Zur Geologie der Weyerer Bögen zwischen Brunnbach und Pleißabach, südlich von Großraming im Ennstal (OÖ). - Unveröff. Dipl. Formal - Naturwiss. Fak. Uni. Wien, 158 S., Univ. Wien.
- HOLSER, W.-T., 1992: Stable Isotope Geochemistry of Sulfate and Chloride Rocks . – In: Clauer, N. & Chaudhuri, S. (eds.): Isotopic Signatures and Sedimentary Records, 153-176, Berlin. (Springer)
- JENKYN, H.-C., 1972: Pelagic „Oolites“ from the Tethyan Jurassic. – J. Geol., 80, 21-33, Chicago.
- JENKYN, H.-C., WINTERER, E.-L. 1982: Palaeoceanography of Mesozoic ribbon radiolarites. - Earth and Planetary Science Letters, 60, 3, 351-375, Amsterdam. (Elsevier)
- KIESLINGER, A., 1962: Wasserstollen im Gipsgebirge. – Österreichische Ingenieur-Zeitschrift, 10, Jg.5, 338-350, Wien. (Springer)
- KNAUTH, L.-P., 1979: A model for the origin of chert in limestone. – Geology, 7, 274-277
- KNAUTH, L.-P. 1994 Petrogenesis of Cherts. – In: HEANEY, P.-J. PREWITT, C.-T. GIBBS, G.-V. (eds.): Silica: Physical Behavior, Geochemistry, and Materials Applications. - Reviews in Mineralogy, Vol. 29, 233-258, Min. Soc. Amer., Washington D.C.
- KOBER, L., 1912: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. – Denksch. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 88, 345-396, Wien.
- KOBER, L., 1923: Bau und Entstehung der Alpen. – 379 S., Wien. (Deuticke)
- KOSSMAT, F., 1936: Paläogeographie und Tektonik. – 413 S., Berlin. (Verlag v. Gebr. Borntraeger)
- KOVÁCS, S. & KOZUR, H., 1980: Stratigraphische Reichweite der wichtigsten Conodonten (ohne Zahnreihenconodonten) der Mittel - und Obertrias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 10/2, 47-78, Innsbruck.
- KOZUR, H., 1989: The taxonomy of the Gondolellid Conodonts in the Permian and Triassic. - Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, 117, 409-469, Frankfurt a.M.
- KRÖLL, A. & WESSELY, G., 1967: Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1. – Erdöl-Erdgas-Zeitschrift, 83, 342-353, Wien.
- KRÖLL, A., SCHIMUNEK, K. & WESSELY, G., 1981: Ergebnisse und Erfahrungen bei der Exploration in der Kalkalpenzone in Ostösterreich. - Erdöl-Erdgas-Zeitschrift, 97, 134-148, Wien.
- KRYSTYN, L., 1971: Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-Schichten (Aalenium-Oxford) in den östlichen Nordalpen. – Verh. Geol. B.-A., 486-509, Wien. (Geol. B.-A.)

- KRYSTYN, L. & LEIN, R., 1996: Triassische Becken- und Plattformsedimente der östlichen Kalkalpen. – In: Berichte der Geol. B. A. – Exkursionsführer 11. Sedimentologentreff, 33, 23 S., Wien.
- KUBANEK, F., 1969: Sedimentologie des alpinen Muschelkalkes (Mitteltrias) am Kalkalpensüdrand zwischen Kufstein (Tirol) und Saalfelden (Salzburg). – Unveröffentl. Diss. TU Berlin, 1-203, Berlin.
- KUDERNATSCH, J., 1852: Geologische Notizen aus den Alpen. – Jb. Geol. R.-A., 3/2, 44-87, Wien. (Geol. R.-A.)
- LEIN, R., 1985: Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. – Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., 6, 117-128, Wien. (Geol. B.-A.)
- LEIN, R., 1987: Evolution of the Northern Calcareous Alps during Triassic times. – In: Flügel, H.W. & Faupl, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 85-102, Wien. (Deuticke)
- LEIN, R., 1989: Neufassung des Begriffes Raminger Kalk (Oberladin – Unterkarn) auf mikrofazieller Grundlage. – 4. Treffen deutschsprachiger Sedimentologen, Innsbruck.
- LEITHNER, W. & KRYSTYN, L., 1984: Paläogeographie, Stratigraphie und Conodonten - Biofazies des Westlichen Mitterberges. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 30/31, 177-206, Wien.
- LÉTOLLE, R. & ODIN, G.-S., 1984: Isotopes stables, paléoenvironnements et corrélations stratigraphiques. – Bull. Soc. geol. France, 26, 3, 391-405, Paris.
- LEUCHS, K., 1928: Beiträge zur Lithogenesis kalkalpiner Sedimente. Tl. 1 u. 2. – N. Jb. Min. Geol. Paläont. Abt. B, 59, 357-408 und 409-430, Stuttgart.
- LINZER, H.-G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W., 1995: Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. – Tectonophysics, 242, 1-2, 41-61, Amsterdam.
- LINZER, H.-G., DECKER, K., PERESSON, H., DELL`MOUR, R. & FRISCH, W., 1999: Balancing Lateral Orogenic Float of the Eastern Alps. – in Druck.
- LINZER, H.-G., DECKER, K., PERESSON, H., DELL`MOUR, R. & FRISCH, W.: Balancing Lateral Orogenic Float of the Eastern Alps. – Poster, Wien.
- LOBITZER, H., MANDL, G.W., MAZZULLO, S.-J. & MELLO, J., 1990: Comparative study of Wetterstein carbonate platforms of the easternmost northern Calcareous Alps and West Carpathian Mountains; preliminary results. – In: MINARIKOVA, D. & LOBITZER, H. (eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia, 136-158, Prag.
- LÖTGER, H., 1937: Zur Geologie der Weyerer Bögen, insbesondere der Umgebung des Leopold von Buch-Denkmal. – Jb. Oberösterreich. Musealver., 87, 369-437, Linz.

- MAUL, B., 1991: Vom vadosen Bereich zur Anchimetamorphose : Diagenese des Oberen Wettersteinkalks der westlichen Nördlichen Kalkalpen . - unveröff. Diss. Univ. Freiburg i. Br., 264 S., Freiburg i. Br.
- OTT, E., 1972: Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten-Chronologie. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 141 / 1, 81-115, Stuttgart.
- PAK, E., 1974: Schwefelisotopenuntersuchungen am Institut für Radiumforschung und Kernphysik I. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 111, 166-174, Wien.
- PAVLIK, H., 1989: Zur Geologie der Weyerer Bögen südlich von Großraming im Ennstale (Oberösterreich). - Unveröff. Dipl. Formal - Naturwiss. Fak. Uni. Wien, 97 S., Univ. Wien.
- PAVLIK, W., 1983: Stratigraphie und Tektonik im Raum westlich der Enns zwischen Losenstein und Reichraming. - Unveröff. Vorarbeit Formal - Naturwiss. Fak. Uni. Wien, 73 S., Univ. Wien.
- PAVUZA, R.-J., 1982: Hydrogeologie der Kalkvoralpen im Raume Waidhofen/ Ybbs – Weyer. – Unveröff. Diss. Formal - Naturwiss. Fak. Uni. Wien, 224 S., Univ. Wien.
- PAVUZA, R.-J., 1983: Karsthydrogeologische Untersuchungen in den Kalkvoralpen S Waidhofen/ Ybbs (Niederoesterreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 29; 133-160, Wien.
- PAVUZA, R.-J. & TRAINDL, H., 1984: Karstverbreitungs-und Karstgefährdungskarten Österreichs 1:50.000 Blatt 70 - Waidhofen/Ybbs. - 58 S., Wien. (Verb. Österr. Höhlenforsch.)
- PERESSON, 1992: Computer aided kinematic analysis of fault sets. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 38, 107-119, Wien.
- PERESSON, H. & DECKER, K., 1996a: Early to Middle Miocene tectonics of the eastern part of the Northern Calcareous Alps. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 41, 53-63, Wien.
- PERESSON, H. & DECKER, K., 1996b: From extension to compression: Late Miocene stress inversion in the Alpine - Pannonian transition area. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 41, 75-86, Wien.
- PERESSON, H. & DECKER, K., 1997: The Tertiary dynamics of the northern Eastern Alps (Austria): changing palaeostresses in a collisional plate boundary. – Tectonophys., 272, 125-157, Amsterdam.
- PIROS, O., MANDL, G.-W., LEIN, R., PAVLIK, W., BÈRCZI-MAKK, A., SIBLIK, M. & LOBITZER, H., 1994: Dasycladaceen - Assoziation aus triadischen Seichtwasserkalken des Ostabschnittes der Nördliche Kalkalpen. - Jubiläumsschrift 20 Jahre Geol. Zusammenarbeit Österreich - Ungarn, Tl.2, 343-362, Wien - Bécs.
- PLÖCHINGER, B., 1987: Zur Klärung der geologischen Situation am Südende der Weyerer Bögen (Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., 130/1, 93-108, Wien.

- POLL, K., 1972: Zur Geologie der Weyrer Bögen ( Nördliche Kalkalpen ). - Erlanger Geol. Abh., 88, 1-72, Erlangen.
- REIS, O.M., 1926: Der Weyrer Bogen in seiner Bedeutung für den Ausbau der „Alpengeologie“. - Jb. Geol. B.-A., 76, 199-215, Wien. (Geol. B.-A.)
- REITER F. & ACS, P – Tectonics FP - 32-bit Windows™-Software for Structural Geology, <http://homepage.uibk.ac.at/homepage/c715/c71508/>, Innsbruck.
- ROSENBERG, G., 1955: Zur Deckengliederung in den östlichen Weyrer Bögen. - Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 164, 525-543, Wien.
- RÜFFER, T., 1995: Entwicklung einer Karbonat-Plattform: Fazies, Kontrollfaktoren und Sequenzstratigraphie in der Mitteltrias des westlichen Nördlichen Kalkalpen (Tirol, Bayer). – Gaea Heidelbergensis, 1, 1-282, Heidelberg.
- RÜFFER, T. & ZÜHLKE, R., 1995: Sequence stratigraphy and sea-level changes in the Early to Middle Triassic of the Alps: a global comparison. – In: HAQ, B.-U. (ed.): Sequence stratigraphy and depositional response to eustatic, tectonic and climatic forcing, 161-207, Amsterdam.
- RÜFFER, T. & BECHSTÄDT, T., 1995: Interpretation des Deckenbaus in den westlichen Nördlichen Kalkalpen: Widerspruch zwischen tektonischen und sedimentologischen Daten. – Jb. Geol. B.-A., 138, 4, 701-713, Wien. (Geol. B.-A.)
- RÜFFER, T. & BECHSTÄDT, T., 1998: Triassic sequence stratigraphy in the western part of the Northern Calcareous Alps (Austria). – IN: DE GRACIANSKY, P.C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T., VAIL, P. & FARLEY (eds.): Mesozoic to Cenozoic sequence stratigraphy of Western European Basins. – SEPM, Spec. Publ., 60, 751- 761, Tulsa.
- RUTTNER, A. & WOLETZ, G., 1955: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. – Mitt. Geol. Ges., 1956 Wien, 48, 221-256, Wien.
- SAUER, R., SEIFERT, P. & WESSELY, G., 1992: Guidebook to Excursions in the Vienna Basin and the adjacent Alpine-Carpathian Thrustbelt in Austria. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 85, 3-264, Wien.
- SCHAUER, M., 1981: Der Gosastreifen zwischen St.Gallen (Stmk.) und Unterlaussa (Oö.) sowie sein geologischer Rahmen. – Unveröff. Vorarbeit Geol. Inst. Univ. Wien, 98 S., Wien.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W., 1974: Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 66/67, 165- 193, Wien.
- SENOWBARI-DARYAN, B. & RIEDEL, P., 1987: Revision der triadischen Arten von Selenolmia POMEL 1872 (= Dictyocoelia OTT 1967) (“Sphinctozoa“, Porifera) aus dem alpin-mediterranen Raum. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., 27, 5-20, München.
- SENOWBARI-DARYAN, B., 1990: Die schematische Stellung der thalamiden Schwämme und ihre Bedeutung in der Erdgeschichte. – Münchner Geowiss. Abh., A, 21, 1-326, München.

- SENOWBARI-DARYAN, B., 1997: Barbafera carnica SENOWBARI-DARYAN, 1980: A Triassic Worm-tube. – Facies, 36, 57-68, Erlangen.
- SPENGLER, E., 1951: Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. Mit einem Beitr. V. W. VORTISCH – In: SCHAFFER, F.-X. (eds): Geologie von Österreich. 2.Auflage, 302-413, Wien. (Deuticke)
- SPENGLER, E., 1959: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. - Jb. Geol. B.-A., 102/2, 193-312, Wien.
- SPITZ, A., 1916: Tektonische Phasen in den Kalkalpen der unteren Enns. - Verh. Geol. R.-A., Tl.2, 37-41, Wien. (Geol. R.-A.)
- SPITZ, A., 1919: Beiträge zur Geologie von Weyer. - Verh. Geol. R.-A., Tl.3, 88-93, Wien. (Geol. R.-A.)
- STEINER, P., 1965: Die Eingliederung der Weyrer Bögen und der Gr. Reifling Scholle in den Faltenbau des Lunzer - Reichraminger Deckensystems. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 14-15, 267-298, Wien.
- STEINER, P., 1968: Geologische Studien im Grenzbereich der mittleren und östlichen Kalkalpen ( Österreich ). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 18, 9-88, Wien.
- SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L., 1972: Der Stratotypus des Anis (Trias). Geologischen Beschreibung des Profils von Großreifling (Steiermark). – Ann. Naturhistor. Mus. Wien, 76, 515-538, Wien.
- TOLLMANN, A., 1964: Analyse der Weyrer Bögen und der Reiflinger Scholle. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 14, 89-124, Wien.
- TOLLMANN, A., 1976a: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums - Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. - Monographie der Nördlichen Kalkalpen, 2, 580 S., Wien. (Deuticke)
- TOLLMANN, A., 1976b: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen – Orogene Stellung und regionale Tektonik. - Monographie der Nördlichen Kalkalpen, 3, 449 S., Wien. (Deuticke)
- TOLLMANN, A., 1985: Geologie von Österreich. - Außerzentralalpiner Anteil, 2, 710 S., Wien. (Deuticke)
- TOLLMANN, A., 1987: Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 80, 47-113, Wien.
- TRAINDL, H., 1982: Hydrogeologie der Kalkvoralpen im Raum Waidhofen/ Ybbs – Weyer. – Unveröff. Diss. Formal - Naturwiss. Fak. Uni. Wien, 224 S., Univ. Wien.
- TRAINDL, H., 1983: Hydrogeologie der Kalkvoralpen im Raum Waidhofen/ Ybbs (NOe, OOe). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 29, 161-190, Wien

- TRAUTH, F., 1921: Über die Stellung der „pieninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 1922, 14, 105-265, Wien.
- TRAUTH, F., 1936: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 1937, 29, 473-573, Wien.
- TUCKER, M.-E. & WRIGHT, V.-P., 1990: Carbonate Sedimentology. – 482 S., London. (Blackwell)
- VAN HUSEN, D., 1968: Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 18, 249-286, Wien.
- VAN HUSEN, D. & WERNECK, W.-L., 1972: Eine risszeitliche Hangbewegung „Am Goldgut“, ( Kl. Reifling, OÖ ) und ihre Auswirkung auf den Ennslauf. – Jb. Oberöstr. Musealver. Ges. Landeskd., 117/1, 281-291, Linz.
- VAN HUSEN, D., 1993: Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 69 Großraming. – Jb. Geol. B.-A., 136, 578-579, Wien.
- WAGNER, L., 1970: Die Entwicklung der Mitteltrias in den östlichen Kalkvoralpen im Raum zwischen Enns und Wiener Becken. – unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 203 S., Wien.
- WEBER, L. (ed.), 1997: Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. – Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., 19, 607S, Wien. (Geol. B.-A.).
- WILSON, J.-L., 1975: Carbonate Facies in Geologic History. – 355 S, New York (Springer).
- WILSON, J.-L., 1986: Carbonate Facies in Geologic History. – 471 S, New York (Springer).
- ZEEH, S., 1990: Fazies und Diagenese des obersten Wettersteinkalkes der Gailtaler Alpen (Drauzug, Österreich). – Freiburger Geowiss. Beitr. 1, 210 S, Freiburg i. Br.
- ZEEH, S., BECHSTÄDT, J., MCKENZIE, D. & RICHTER, D.-K., 1995: Diagenetic Evolution of the Carnian Wetterstein platforms of the Eastern Alps. – Sedimentology, 42, 2, 199-222, Oxford-Boston (Blackwell).

## **Verzeichnis der Abbildungen und Tafeln**

| <b>Abbildungen:</b> | <b>Seite</b> | <b>Tafeln:</b> | <b>Seite</b> |
|---------------------|--------------|----------------|--------------|
| Abb.1               | 10           | Tafel 1        | 41           |
| Abb.2               | 11           | Tafel 2        | 42           |
| Abb.3               | 13           | Tafel 3        | 43           |
| Abb.4               | 14           | Tafel 4        | 44           |
| Abb.5               | 14           | Tafel 5        | 59           |
| Abb.6               | 16           | Tafel 6        | 60           |
| Abb.7               | 16           | Tafel 7        | 61           |
| Abb.8               | 26           | Tafel 8        | 75           |
| Abb.9               | 30           | Tafel 9        | 76           |
| Abb.10              | 49           | Tafel 10       | 77           |
| Abb.11              | 50           |                |              |
| Abb.12              | 52           |                |              |
| Abb.13              | 53           |                |              |
| Abb.14              | 79           |                |              |
| Abb.15              | 81           |                |              |
| Abb.16              | 82           |                |              |
| Abb.17              | 84           |                |              |
| Abb.18              | 90           |                |              |

# LEBENS LAUF

## PERSÖNLICHE DATEN:

Name: Christoph Janda  
Geboren: 26. Februar 1969 in Steyr  
Staatsbürgerschaft: Österreich  
Familienstand: Ledig  
Studienadresse: Margaretenstraße 149/30, 1050 Wien  
Heimatadresse: Hollensteinerstraße 18, 3335 Weyer

## AUSBILDUNG:

1975 – 1979: Volksschule Weyer  
1979 – 1983: Hauptschule Weyer  
1983 – 1987: Oberstufenrealgymnasium Stifterstraße in Linz  
Juni 1987: Matura  
ab Okt. 1987: Beginn des Studiums der Erdwissenschaften an der Uni Wien  
ab Okt. 1991: Wahl des Studienzweiges Geologie

## STUDIENBEGLEITENDE AKTIVITÄTEN:

Tutoriumsaufträge an der Universität Wien:  
Geologische Kartierung im Bergbau - Wintersemester 1995/96, 1996/1997 und 1998/99

Geologische Exkursionen – Sommersemester 1995, 1996  
Geologische Exkursionen ( Lehramt ) – Sommersemester 1995, 1996  
Geologische Kartierung im Gelände – Sommersemester 1997, 1999

Anstellung als Projektassistent bei Herrn Prof. Hermann Häusler vom 01.10.1998 – 29.02.2000 am Institut für Geologie in Wien

Auslandsaufenthalte im Rahmen von Exkursionen:  
Türkei (2x), Griechenland, Indien, Kanada, USA (2x), Slowenien (4x), Italien (Liparische Inseln, Sizilien, Dolomiten), Schweiz, Deutschland, Ungarn, Tschechien, Slowakei, Oman, Ägypten,

Teilnahme am Kurs „Mikrofazies von Karbonaten“ von Univ. Prof. Dr. E. Flügel am Institut für Paläontologie der Universität Erlangen – Nürnberg.

Teilnahme an den Kursen „Sedimentology and Sequence Stratigraphy of Reefs and Carbonate Platforms“ und „ Seismic Interpretation and Seismic Stratigraphie“ unter der Leitung von Univ. Prof. W. Schlager in Stuttgart.

## **BEILAGEN**

Beilage 1: Geologische Karte im Massstab 1:10 000

Beilage 1

