

# Masterarbeit

Stratigraphische und mikrofazielle Neuuntersuchung  
der Ober-Jura-Karbonatplattform-Resedimente und deren Unterlagerung  
im Bereich Zwerchwand-Hoher Rosenkogel (Bad Goisern, Österreich):  
Neue Erkenntnisse zur Vorhersage von Massenbewegungen  
im zentralen Salzkammergut.



Zur Erlangung des akademischen Grades eines Diplomingenieurs.

Eingereicht am Department für Angewandte Geowissenschaften und Geophysik,  
Lehrstuhl für Prospektion und Angewandte Sedimentologie  
der Montanuniversität Leoben.

Vorgelegt von

**Gerd Winterleitner, BSc.**

Wintersemester 2009/2010

Ich erkläre an Eides statt, dass ich diese Arbeit selbständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt und mich auch sonst keiner unerlaubten Hilfsmittel bedient habe.

Leoben, am 3. Dezember 2009

Wissenschaft bewirkt daher philosophisch gerade durch Wissen das entschiedenste Wissen um das Nichtwissen, nämlich um das Nichtwissen dessen, was das Sein selbst ist.

[Karl Jaspers]

## Danksagung

Allen voran danke ich meinem Betreuer Ao.Univ.-Prof. Mag. et Dr.rer.nat. Hans-Jürgen Gawlick für seine Hilfe bei der Dünnschliffauswertung sowie die vielen anregenden Diskussionen, die maßgeblich die Qualität dieser Arbeit mitbestimmt haben. FOI Ursula Schmid bin ich für Ihre jahrelange freundliche Hilfe in allen organisatorischen Angelegenheiten und für so manches aufmunternde Wort zu Dank verpflichtet. Bei Laborantin Sabine Feuchter möchte ich mich für ihre Hilfe bei der Dünnschliffpräparation herzlich bedanken.

Meinem Studienkollegen Stephan Gschiel danke ich für seine Unterstützung während der Geländearbeiten – ebenso meinem guten Freund Stefan Neumeister, dem ich auch für seine Kollegialität und kritischen Anmerkungen zu Dank verpflichtet bin.

Außerdem danke ich meiner Lebensgefährtin Belona Berchtaler. Ohne ihre unermüdliche Unterstützung wäre diese Arbeit nicht zustande gekommen.

Zum Schluss danke ich meinem Großvater Josef Winterleitner - ihm sei diese Arbeit in liebevollem Gedenken gewidmet.

# Inhaltsverzeichnis

<b>1. Zusammenfassung</b> .....	<b>7</b>
<b>2. Abstract</b> .....	<b>8</b>
<b>3. Einleitung und Problemstellung</b> .....	<b>9</b>
<b>4. Lage des Arbeitsgebietes</b> .....	<b>14</b>
<b>5. Geologie</b> .....	<b>15</b>
5.1 Geologischer Überblick über die Nördlichen Kalkalpen .....	15
5.2 Stand der Forschung .....	17
5.2.1 Hallstätter Zone .....	17
5.2.2 Historischer Überblick der Modellvorstellungen zur Genese der Hallstätter Zone.....	18
5.3 Bisherige geologische Aufnahmen im Gebiet Zwerchwand-Hoher Rosenkogel.....	23
5.3.1 Geologische Aufnahmen .....	23
5.3.2 Geotechnische Bearbeitungen - Die Massenbewegung Stambach-Zwerchwand .	24
5.4 Zur Definition der Begriffe Barmsteinkalk und Tressensteinkalk .....	26
5.5 Sedimentäre Entwicklung .....	28
5.5.1 Perm - Trias .....	29
5.5.2 Jura .....	30
<b>6. Arbeitsmethodik</b> .....	<b>32</b>
6.1 Geländearbeit .....	32
6.2 Laborarbeiten .....	33
<b>7. Beschreibung der Schichtfolge des Hohen Rosenkogels</b> .....	<b>33</b>
7.1 Adnet-Formation, Scheck-Subformation .....	33
7.2 Ruhpolding Radiolarit Gruppe .....	34
7.3 Agatha-Formation .....	35
7.4 Barmsteinkalke der Oberalm-Formation des Hohen Rosenkogels .....	36
7.4.1 Barmsteinkalke .....	36
7.4.2 Oberalm-Formation .....	38
7.5 Schrambach-Formation .....	39
<b>8. Beschreibung der Schichtfolge der Zwerchwand</b> .....	<b>39</b>
8.1 Sandlingalm-Formation.....	39
8.2 Alpines Haselgebirge .....	40

8.3 Rekrystallisierte Beckensedimente .....	42
8.4 Barmsteinkalke der Oberalm-Formation der Zwerchwand.....	42
8.4.1 Barmsteinkalke .....	42
8.4.2 Oberalm-Formation .....	43
8.5 Schrambach-Formation .....	43
8.6 Roßfeld-Formation .....	43
<b>9. Tektonik .....</b>	<b>44</b>
<b>10. Diskussion der kartierten Schichtfolgen .....</b>	<b>45</b>
10.1 Modellwahl.....	45
10.2 Interpretation der Schichtfolge des Hohen Rosenkogels .....	46
10.3 Interpretation der Schichtfolge der Zwerchwand.....	48
<b>11. Schlussfolgerungen.....</b>	<b>50</b>
<b>12. Ökonomische Bedeutung .....</b>	<b>53</b>
<b>13. Ausblick.....</b>	<b>56</b>
<b>14. Literaturverzeichnis.....</b>	<b>58</b>
<b>15. Anhang .....</b>	<b>63</b>
Mikrofossilien der Barmsteinkalke des Hohen Rosenkogels.....	64
Mikrofossilien der Barmsteinkalke der Zwerchwand .....	65
Geologische Karte .....	66
Querprofil .....	67
Rekonstruiertes Profil des Hohen Rosenkogels .....	68
Rekonstruiertes Profil der Zwerchwand.....	69
Probenkarte.....	70
Detailprobenkarte .....	71
Tafel 1 .....	72
Tafel 2 .....	74
Tafel 3 .....	76
Tafel 4 .....	78
Tafel 5 .....	80
Tafel 6 .....	82
Tafel 7 .....	84
Tafel 8 .....	86
Aufschlussübersicht .....	88

## 1. Zusammenfassung

Ziel der Arbeit war die Neuuntersuchung der Ober-Jura-Karbonatplattform-Resedimente und deren Unterlagerung im Bereich der Zwerchwand und des Hohen Rosenkogels nordöstlich von Bad Goisern, Oberösterreich. Mittels einer geologischen Detailkartierung und mikrofaziellen Analyse der auftretenden Formationen konnten folgende Erkenntnisse gewonnen werden: Die bisherige Vorstellung, dass es sich bei den Karbonatbrekzien um Tressensteinkalk handelt, konnte widerlegt werden. Aufgrund der mikrofaziellen Ergebnisse und der stratigraphischen Stellung wurden die Resedimente als Oberalm-Formation mit eingeschalteten Barmsteinkalken identifiziert. Der Hohe Rosenkogel weist ein zur Zwerchwand verschiedenes Juraprofil auf und liegt nicht, wie bisher angenommen, auf Hallstätter Kalken (Hallstatt Melange) und Haselgebirge, sondern entwickelte sich im Tieftirolikum bzw. am Nordrand der zerbrechenden Trattberg-Schwelle. Die Basis der Schichtfolge des Hohen Rosenkogels ist charakterisiert durch die Scheck-Subformation der Adnet-Formation, gefolgt von geringmächtigen Radiolariten der Ruhpolding Radiolarit Gruppe und den Rotkalken der Agatha-Formation. Die polymikten Brekzien der Barmsteinkalke setzen unmittelbar über der Agatha-Formation ein. Den Hauptteil des Rosenkogels bilden gut sortierte Mass-flows der Barmsteinkalke in Wechsellagerung mit den Biomikriten der Oberalm-Formation. Die Mass-flows der Barmsteinkalke der Zwerchwand, welche durch eine junge miozäne NW-SE streichende Seitenverschiebung vom Hohen Rosenkogel getrennt sind, setzten direkt über dem hochmobilen Alpenen Haselgebirge ein, das im Hangenden der Hallstatt Melange auftritt - die Schichtfolge konnte der Sandlingalm-Formation zugeordnet werden. Die Karbonatplattform-Resedimente im Arbeitsgebiet zeigen einen fining-upward Trend der als Resultat der Retrogradation der zentralen Plassen-Karbonatplattform interpretiert werden konnte. Auf Basis dieser Ergebnisse wurden die Ursachen, die zur Massenbewegung Zwerchwand-Stambach führten, neu bewertet. Es konnte gezeigt werden, dass die bisherigen Vorstellungen über die ursächlichen Mechanismen die zum Felssturz der Zwerchwand führten nicht zutreffend sind. Als maßgebliche Ursachen, die für die Bergzerreißung der Zwerchwand verantwortlich sind, wurden zwei Faktoren identifiziert: Erstens ein aktives Aufsteigen des Haselgebirges bzw. Diapirismus, bedingt durch die junge extensionale Seitenverschiebung und zweitens die Entfestigung des Gesteinsverbandes durch intensive junge Tektonik. Auf Grundlage dieser Erkenntnisse wird die Möglichkeit zur besseren Vorhersage von potentiell durch Massenbewegungen gefährdeten Gebieten im zentralen Salzkammergut diskutiert.

## 2. Abstract

The aim of this work was the reinvestigation of the Upper Jurassic carbonat-platform resediments and the underlying formations in the Zwerchwand-Hoher Rosenkogel area (Bad Goisern, Austria). By means of detailed geological investigations, biostratigraphic and microfacies analysis of the formations following expertise could be gained: In previous times these carbonate breccias were characterised as Tressenstein Limestone. The carbonate breccias are in fact, by means of microfacies and stratigraphic investigations, Oberalm-Formation with Barmstein Limestone. The stratigraphic sequence of the Hoher Rosenkogel shows a complete different continuous Jurassic profile, and is not overlying the Hallstatt Melange and the Alpine Haselgebirge. It shows the evolution of Lower-Tirolikum respectively the northern rim of the fractured Trattberg-Schwelle. The sequence is characterised by the Scheck-Subformation of the Adnet-Formation, followed by the Ruhpolding Radiolarit Gruppe and the Agatha-Formation. The polymict breccias of the Barmstein Limestone start directly above the Agatha-Formation. The main part of the Rosenkogel is build up by well sorted mass-flows intercalated with biomicrits of the Oberalm-Formation. The Barmstein Limestone of the Zwerchwand, which are separated by a Miocene NW-SE fault from the Hoher Rosenkogel, overlie directly the mobile Alpine Haselgebirge which is the hanging wall of the Hallstatt Melange.. The sequence was identified as part of the Sandlingalm-Formation. The platform-resediments of the mapping area shows a fining upward trend, which was interpreted as the retrogradation of central Plassen-carbonate-platform. On the basis of these conclusions the possible causes which are responsible for the massmovement has been reevaluated. In fact two causes, which are the main factors, have been distinguished. First an active diapirism of the Alpine Haselgebirge due to the extensional strike-slipe fault and second, the disintegration of the Barmstein Limestone, as a result of young tectonics. As a consequence of these results the better prediction of massmovements in the central Salzkammergut area was discussed.

### 3. Einleitung und Problemstellung

Ziel der vorliegenden Arbeit war die Neubearbeitung des Gebietes Zwerchwand-Hoher Rosenkogel der Hallstätter-Zone, nordöstlich von Bad Goisern. Dieser Abschnitt der zentralen Nördlichen Kalkalpen stellt eines der geologisch kompliziertesten und komplexesten Gebiete der Ostalpengeologie dar. Auch nach einer mittlerweile mehr als 100-jährigen Erforschungsgeschichte gibt es immer noch zahlreiche Problemstellungen die nicht gelöst wurden. Vor allem die grundlegenden Modellvorstellungen zur Genese der Hallstätter Zone werden seit Jahrzehnten und auch heute noch kontrovers diskutiert. Die ersten Ansichten basieren auf der Autochthonie der „Hallstätter Kanäle“ (MOJSISOVICS, 1903). Es wurde die Ansicht vertreten dass sich die hemipelagischen Abfolgen der Hallstätter Zone in Kanälen zwischen Flachwasserplattformen entwickelten. In weiterer Folge wurde ein Konzept eines mehrphasigen Deckenschubes (z. B.: KOBER, 1912, MEDWENITSCH, 1949) entwickelt. Dabei unterteilte man die Hallstätter-Decke, aufgrund ihrer unterschiedlichen faziellen Eigenschaften, in eine Obere- und eine Untere-Hallstätter Decke. Als Abscherhorizont betrachtete man das hoch mobile Alpine Haselgebirge. Dieses Schubdeckenbau-Konzept wurde bis Mitte der 1970er beibehalten. Mit den voranschreitenden Neuuntersuchungen erkannte man aber Gleitstrukturen in den Beckenfüllungen (PLÖCHINGER, 1974) und es folgte die Entwicklung der oberjurassischen Gleittektonik (TOLLMANN, 1981, 1985, MANDL, 1982). Man griff das Konzept von MOJSISOVICS (1903) und den „Hallstätter Kanälen“ wieder auf, und interpretierte die Schichtfolge als Resultat des großräumigen Eingleitens von Hallstätter Schollen, über dem Haselgebirge in einem extensionalen Milieu im Malm. LEIN (1985) erkannte jedoch, dass es sich beim Hallstätter Faziesraum um die Abfolge eines passiven Kontinentalrandes handelt und demzufolge die Kanal-Theorie nicht stimmen konnte. GAWLICK et al. (1999) versuchte diese Entwicklung mit der Gleittektonik in Einklang zu bringen und präsentierte ein Modell, in dem der Hallstätter Faziesraum in Zuge der Schließung der Tethys vom Basement abgeschert wurden, und im Oxfordium in die mittel- bis oberjurassischen Radiolaritbecken transportiert wurden. FRISCH & GAWLICK (2003) interpretieren in weiterer Folge die Hallstätter Zone als Wildflyschentwicklung des akkretionierten Hallstatt Faziesraumes in Zusammenhang mit einer herannahenden Subduktionsfront. Ein davon abweichendes Modell wurde von FRANK & SCHLAGER (2006) postuliert, die keine zwingenden Gründe für eine Subduktion, sondern die Entwicklung im Ober-Jura mit einer großräumigen Seitenverschiebung und der Entstehung von Pull-apart Becken bzw. Flower-structures sehen.

Eine Schlüsselrolle zum Verständnis dieser komplexen geodynamischen Vorgänge stellt dabei die Entwicklung der Plassen-Karbonatplattform und deren Resedimente im Ober-Jura dar. In den Modellvorstellungen von TOLLMANN (1985) und MANDL (2000) werden die Karbonate als neoautochthone Entwicklung im Ober-Jura betrachtet, welche in einem tektonisch ruhigen Intervall, zwischen jurassischer Gleittektonik und eo-alpidischer Orogense das Paläorelief verfüllen. Die Karbonatplattformen sollen sich dabei auf den Hochzonen der Gleitschollen ansiedeln und Material in die Beckenbereiche schütten.

Die neuesten Untersuchungen haben aber ergeben dass es sich bei der Plassen-Karbonatplattform nicht um einen zusammenhängenden Riffgürtel handelt, sondern vielmehr um drei durch Radiolaritbecken getrennte eigenständige Entwicklungen in einem tektonisch aktiven Milieu. Die nördlichste davon stellt die Wolfgangsee-Karbonatplattform dar (GAWLICK et al., 2007). Getrennt durch das Taugelboden Becken folgt im zentralen Teil die Plassen-Karbonatplattform (SCHLAGINTWEIT & GAWLICK, 2003, 2005). Das Sillenkopf Becken trennt die südlichste Plattformentwicklung – die Lärchberg-Karbonatplattform (SCHLAGINTWEIT & GAWLICK, 2003, 2007) – von der zentralen Abfolge (siehe Abb. 1).

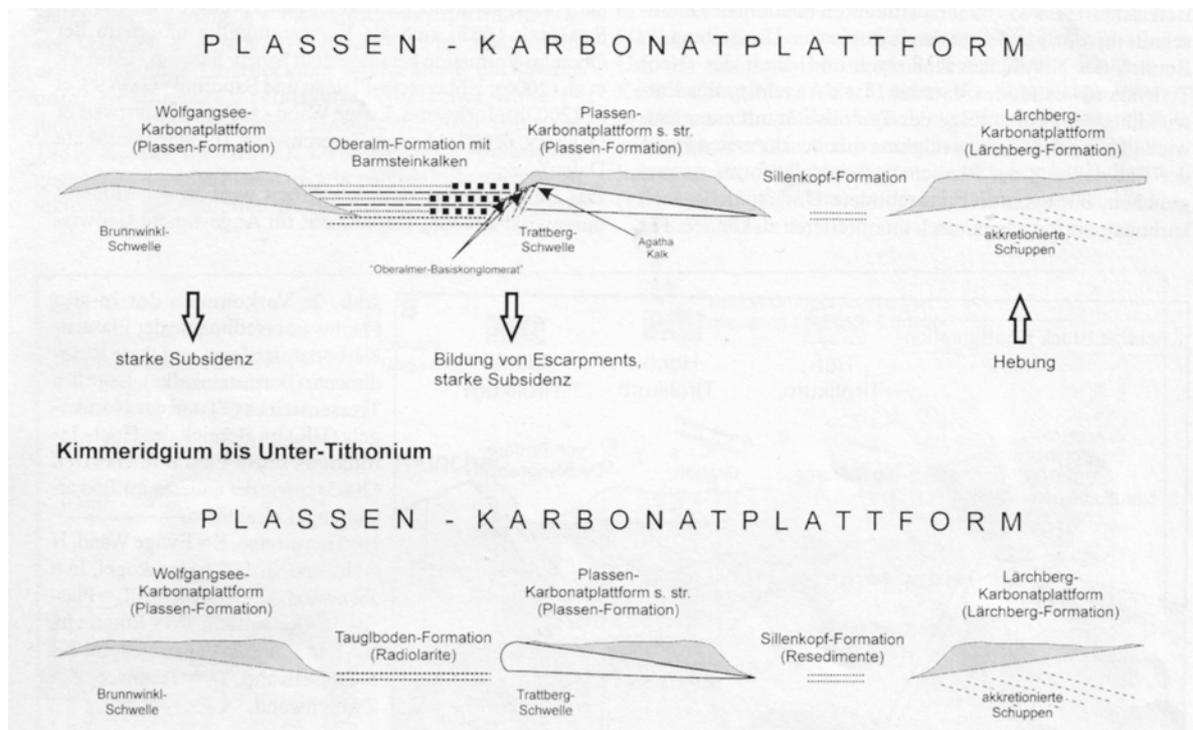


Abb. 1: Verteilung der Plassen-Karbonatplattform im Ober-Jura. Aus (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2009)

Grundlegender Unterschied in diesen Ausführungen ist, dass das Riffwachstum nicht auf primären Hochzonen der Hallstätter Gleitschollen entstanden ist. Die Entwicklung wird als

Verflachungsabfolge von sich hebenden Deckenstirnen in Front der herannahenden Subduktionsfront angesehen. Eine entscheidende Rolle in der Interpretation der Geodynamik spielen dabei die Resedimente (GAWLICK et al., 2005, SCHLAGINTWEIT & GAWLICK, 2007) der Plattformen, die in die zwischengelagerten Beckenbereiche sedimentiert werden. Die Rekonstruktion der Sedimentationsbedingungen geben Rückschlüsse auf die ursprünglichen Ausgangsbedingungen die zur ihrer Entstehung führten. Zusätzlich lässt sich durch die mikrofazille Untersuchung der Resedimente, in Verbindung mit der jeweiligen unterlagernden Formation, deren paläogeographische Position im Ober-Jura rekonstruieren. Eine dieser Schlüsselposition ist dabei das Gebiet Zwerchwand-Hoher Rosenkogel (siehe Abb. 2).

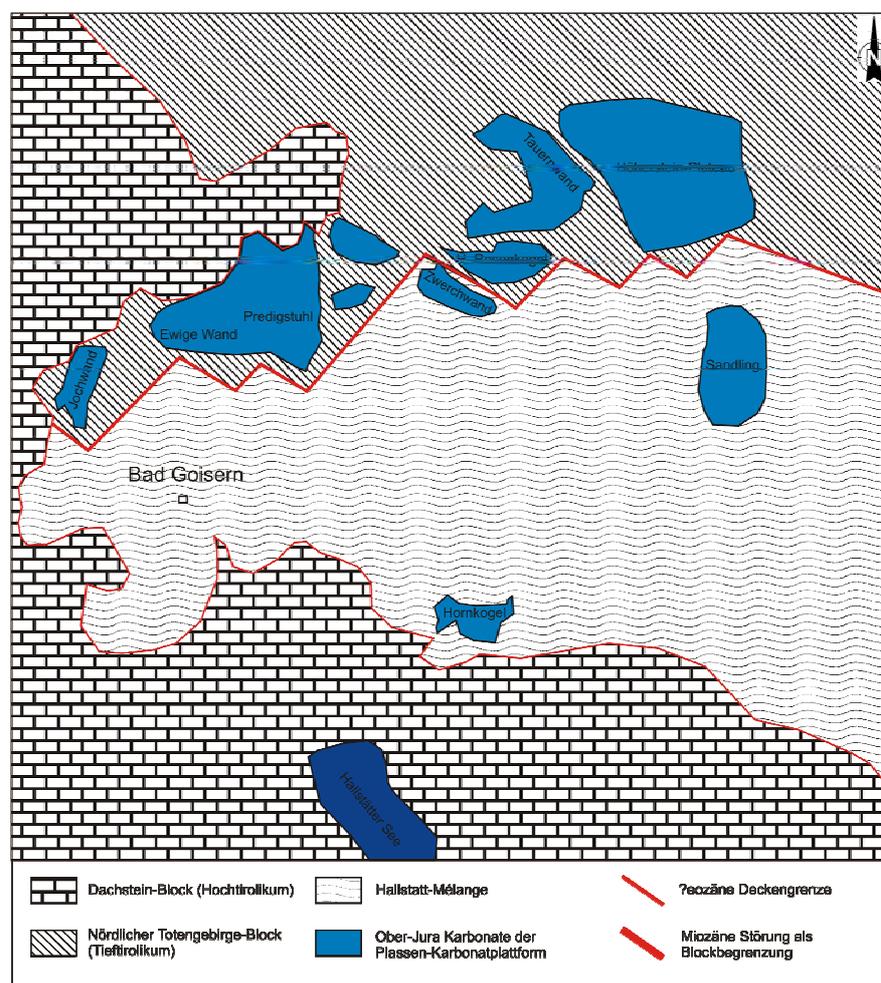


Abb.2: Geologische Überblickskarte des Gebietes Bad Goisern. Blockeinteilung auf Basis, von FRISCH & GAWLICK (2003)

In der geologischen Karte von Bad Ischl (SCHÄFFER, 1982) werden die oberjurassischen Resedimente des Arbeitsgebietes als Tressensteinkalke, welche als Vorriffschuttsedimente der zentralen Plassen-Karbonatplattform gedeutet wurden (FENNINGER, 1967) kartiert, für die ein Alter von Kimmeridgium bis Tithonium angegeben wurde. Neuste Untersuchungen

(GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2009) haben jedoch ergeben dass es sich bei der Typlokalität der Tressensteinkalke um Barmsteinkalke (vgl. STEIGER, 1981, GAWLICK et al., 2005) handelt, und dementsprechend die Tressenstein-Formation aufgelöst wurde.

Daraus ergab sich meine Aufgabe: Eine Neuuntersuchung der Resedimente inklusive deren Unterlagerung. Als ersten Schritt führte ich eine geologische Kartierung des Gebietes durch. Die anschließende mikrofazielle Analyse von mehr als 300 Faziesschliffen der kartierten Einheiten sollte in weiterer Folge Klarheit über die stratigraphische Stellung, Ablagerungsmechanismen und Zuordnung zur heutigen Vorstellung der Konfiguration der Ober-Jura-Karbonatplattformen schaffen, da vergleichbare Untersuchungen für das Arbeitsgebiet bis jetzt noch nicht durchgeführt wurden.

Die Ergebnisse sollten eine Einbindung der Schichtfolgen in die Entwicklungsmodelle der Hallstätter Zone ermöglichen was zu einer weiteren Fragestellung im Rahmen der angewandten Geologie überleitet, nämlich der Massenbewegung Zwerchwand-Stambachtal, die eine potenzielle Gefährdung der Bevölkerung von Bad Goisern darstellt, wie die Ereignisse in den 80iger Jahren des vergangenen Jahrhunderts, gezeigt haben. Dabei wurde eine Rutschmasse mit einem Volumen von ca. 8 Mill. m<sup>3</sup> mobilisiert, bewegte sich talwärts und kam schlussendlich 2 km vor Bad Goisern zum Stillstand (XIANG, 1997).

Es existiert eine Fülle von Literatur die sich mit der Massenbewegung der Zwerchwand-Stambachtals auseinandersetzt (z. B.: ROHN 1991, ROHN et al 2004, WILSON et al. 2003), In all diesen Arbeiten werden die Massenbewegung detailliert beschrieben und die Ursache dafür lokal bestimmt. Die geologischen Referenzarbeiten, auf die sich ihre Ergebnisse stützen, sind dabei größtenteils über 30 Jahre alt. Vor allem für das Salzkammergut stellt das jedoch ein grundlegendes Problem dar, da sich hier die Entwicklungsmodelle zu der Entstehung der Hallstätter Zone im 10-Jahres-Rhythmus zum Teil fundamental ändern (vgl. Kap. 5.2.2). Dabei basieren die Untersuchungen der Bearbeiter aus der Mitte der 90er Jahre und der jüngsten Vergangenheit auf dem Modell der oberjurassischen Gleittektonik nach TOLLMANN (1981), obwohl die Theorie der Hallstätter Kanäle bereits durch LEIN (1985) widerlegt wurde und in weiterer Folge, ein dem aktuellen Stand der Wissenschaft entsprechendes Modell zur Verfügung gestanden wären. Aber nicht nur die fehlende Beachtung der neusten Literatur, sondern vielmehr Unstimmigkeiten in Bezug auf die Vorhersage von Massenbewegungen im zentralen Salzkammergut, insbesondere im Arbeitsgebiet, veranlasste mich zu dieser Untersuchung. Als Ursache für den Felssturz der Zwerchwand wird der Salzbergbau der Salinen von Bad Ischl angesehen (ROHN, 1991). Da etwa das westliche Drittel der Zwerchwand von deren Stollen unterfahren ist (siehe Abb. 3), soll es zu Setzungen innerhalb

des Haselgebirges kommen, und dementsprechend zu einer Entfestigung des Gesteinsverbandes entlang von steil stehenden Kluftscharen.

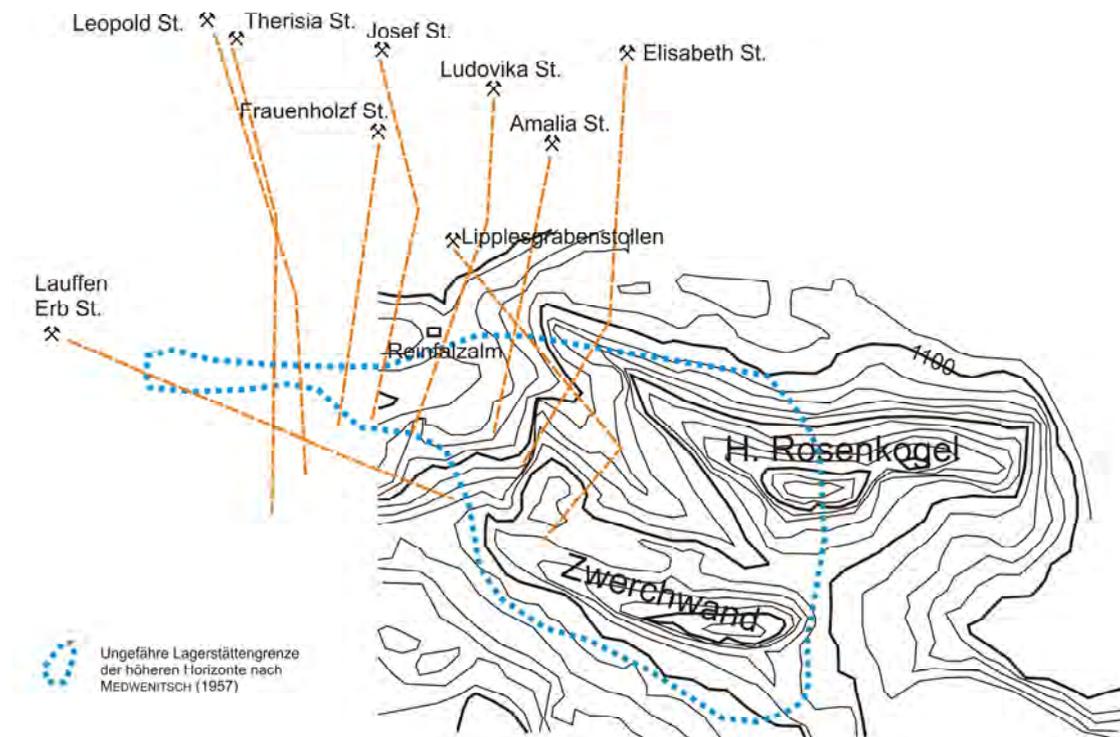


Abb. 3: Stollenverlauf bzw. Lagerstättengrenze der Saline Bad Ischl im Arbeitsgebiet; nach MEDWENITSCH (1957)

Durch das plastische Verhalten des Haselgebirges im Liegenden kommt es zum Ausgleiten der Felssturzmassen. Laut den Vorbearbeitern des Gebietes (MEDWENITSCH, 1949, MANDL, 1982, 1984) weist der Hohe Rosenkogel eine zur Zwerchwand identische Schichtfolge auf und ist ebenso von den Bergbaustollen untergraben. Der Rosenkogel zeigt aber, bei der gleich steilen Südwandmorphologie, keine Anzeichen eines Felssturzes. Auch die Vergleiche mit anderen Lokalitäten die eine gleiche Abfolge in der Hallstätter Zone aufweisen, das bedeutet rigide Formationen im hangenden des Haselgebirges, machen die Ansichten von ROHN (1991) problematisch. Zum einen wäre hier der Salzbergbau von Bad Dürrenberg (GAWLICK et al., 1999 c) zu nennen, der eine vergleichbare Schichtfolge aufweist. Auch bei intensivem Stollenausbau kommt es in Bad Dürrenberg zu keiner Massenbewegung infolge von Setzungserscheinungen. Andererseits beschreibt PLÖCHINGER (1974) eine Antiklinalstruktur mit Alpinen Haselgebirge im Achsenkern, gefolgt von der Oberalm-Formation und Barmsteinkalken aus dem Steinbruch Leube bei Gartenau, nördlich von Bad Dürrenberg. Auch bei dieser Situation kommt es zu keinem Versagen des Gesteinsverbandes. Aus diesem Grund galt es zu erklären, aus welchen Gründen der Rosenkogel trotz

proklamierter identischer Schichtfolge nicht rutscht bzw. welche Auswirkungen die Neuuntersuchung der Schichtfolge auf die Ausgangsbedingungen des Zwerchwand-Felssturzes hat. In Bezug auf die Unstimmigkeiten der Vorhersage von Massenbewegungen im zentralen Salzkammergut sind die Bearbeitungen des Raschberges und Sandlings, unmittelbar östlich des Arbeitsgebietes zu nennen. Diese Massenbewegungen werden ausschließlich auf den Schichtaufbau zurückgeführt (ROHN et al., 2004) und eine tektonische Aktivität wird ausgeschlossen. Neue Untersuchungen ergaben jedoch das hier durchaus mit intensiver Tektonik zu rechnen ist (GAWLICK et al. 2007). Auch im Vergleich zur Bergzerreißung des Plassen, westlich von Hallstatt, ergaben sich durch die eigenen Untersuchungen Parallelen, die zurzeit in der Literatur nicht betrachtet werden. Einen Überblick des derzeitigen geotechnischen Bearbeitungsstandes, bzw. die Problematik der nicht Beachtung der bekannten Schichtfolge am Plassen, gibt HIEBL (2009).

#### 4. Lage des Arbeitsgebietes

Das bearbeitete Gebiet erstreckt sich über ca. 3,5 km<sup>2</sup>, 2 km nordöstlich von Bad Goisern, Oberösterreich (siehe Abb. 4). Die Kartierungsarbeiten umfassten die Zwerchwand und den nördlich davon gelegenen Hohen Rosenkogel.

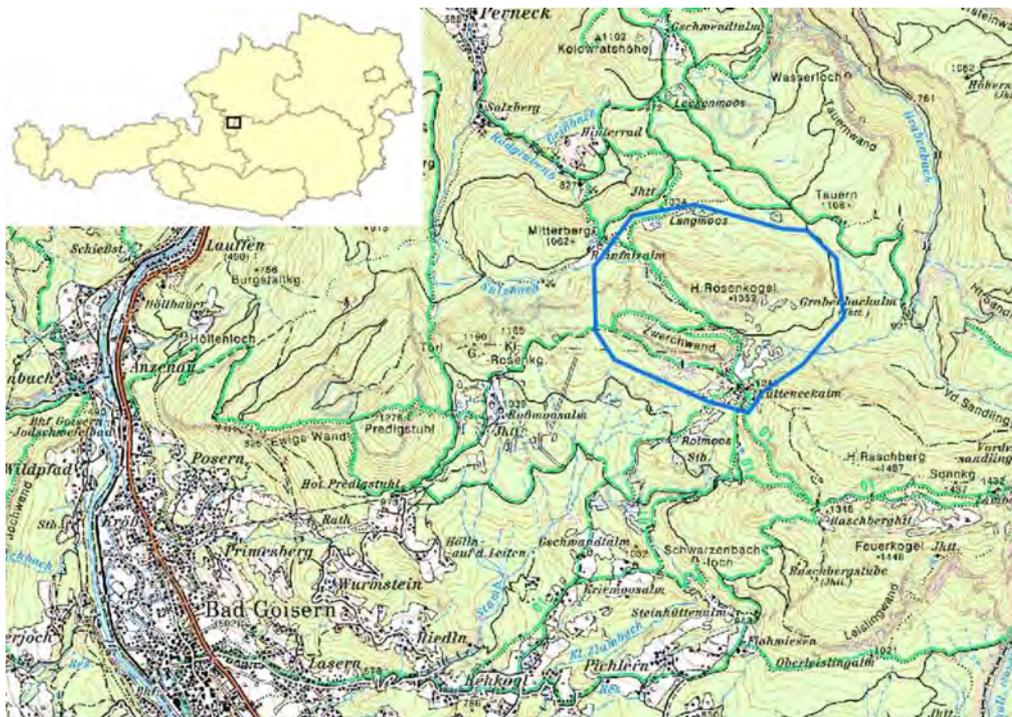


Abb. 4: Übersichtskarte des Kartierungsgebietes.

## 5. Geologie

### 5.1 Geologischer Überblick über die Nördlichen Kalkalpen

Die Nördlichen Kalkalpen erstrecken sich als „Falten und Überschiebungsgürtel“ am Alpennordrand. Vom Rheingraben im Westen ziehen sie sich über eine Strecke von ca. 700 km nach Osten, wo sie unter das Wiener Becken abtauchen (Siehe Abb.: 5). In den westlichen Karpaten treten die östlichen Ausläufer der NKA wieder zutage (TOLLMANN, 1985).

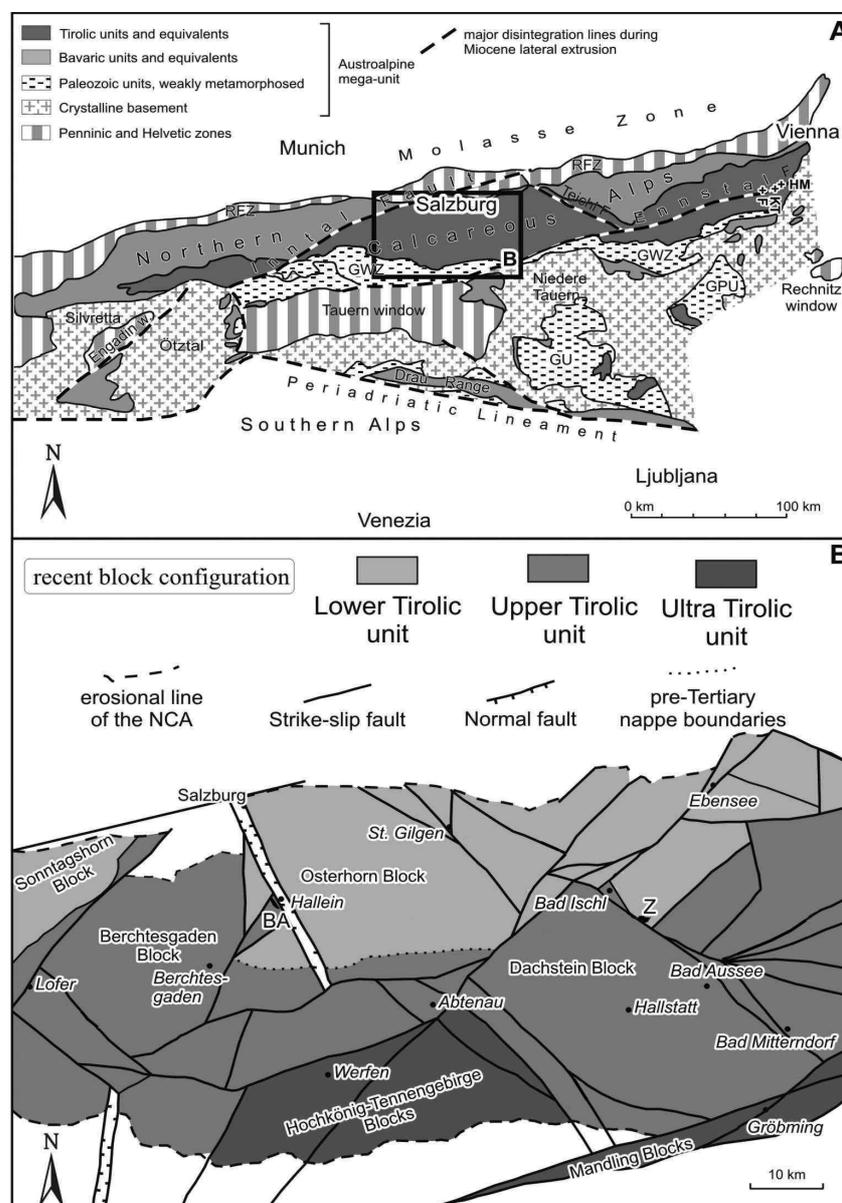
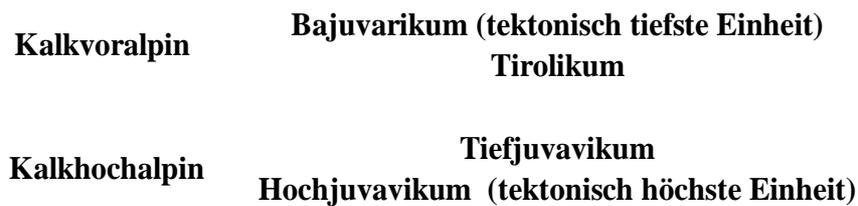


Abb. 5: A: Tektonische Karte der Ostalpen nach FRISCH & GAWLICK (2003)  
 B: Derzeitige Blockkonfiguration der NKA: Z: Zwerchwand; BA: Typlokalität der Barmsteinkalke

Die NKA sind – als tektonische Großeinheit – Teil des Ostalpinen Deckenstapels. Sie repräsentieren die Sedimentationsabfolge des passiven Kontinentalrandes der westlichen Tethys. Diese Abfolge beginnt mit dem Zerbrechen von Pangäa im oberen Perm (TOLLMANN, 1976).

Die klassische Vorstellung über den Deckenstapel der NKA nach TOLLMANN (1985) sieht drei Deckeneinheiten vor, eingeteilt in die kalkvoralpinen bzw. kalkhochalpinen Deckeneinheiten.



Dabei bilden die kalkvoralpinen Decken, die im Regelfall nicht von der Tethys beeinflussten triassischen Schelfareale. Im Gegensatz dazu repräsentieren die kalkhochalpinen Einheiten den Übergang der triassischen Plattformkarbonate zu den hemipelagischen Tiefwasserkarbonaten der Beckenfazies und den damit teilweise von der Tethys beeinflussten Bereichen. In vereinfachter Form dargestellt entspricht nach dieser Auffassung der heutige Aufbau der NKA einer Dachziegellagerung. Dabei werden die Deckeneinheiten in der Frühphase der alpidischen Orogenese in der Unter-Kreide in Zusammenhang mit der Schließung des Tethys Ozeans vom Basement abgeschert und nach Norden verfrachtet. Die ehemals landfernsten Einheiten (Juvavikum) überschieben dabei die tirolischen und bajuvarischen Einheiten.

Dem gegenüber steht das Konzept welches von FRISCH & GAWLICK (2003) vorgestellt wurde. Einer der Unterschied zu der Vorstellung nach TOLLMANN (1985) ist dabei die Neugliederung des Deckenstapels. Die tirolische Deckeneinheit wird in Tief-, Hoch- und Ultra-Tirolikum gegliedert, die den Hauptteil der zentralen NKA bilden. Die ehemals hochjuvavischen Berchtesgadener- und Dachsteindecke werden den tirolischen Decken zugeordnet. Die Grenze zwischen Tief- und Hochtirolikum bildet dabei die oberjurassische Überschiebungsfront der Trattberg-Schwelle. Das Ultratirolikum mit metamorpher Überprägung schließt südlich des Hochtirolikums an. Einer der wichtigsten Unterschiede ist die Neuinterpretation der Hallstätter Zone (vormals Tiefjuvavikum). FRISCH & GAWLICK (2003) sehen in der Hallstätter Zone eine Wildflyschentwicklung und stellen diese als sedimentäre Weiterentwicklung zur tirolischen Deckeneinheit (Hallstatt-Melange). Sie

beinhaltet Blöcke bis zu Kilometer Größe, die ursprünglich vom Hallstätter Deckenstapel stammen, welcher heute komplett erodiert ist.

## **5.2 Stand der Forschung**

Die Bad Ischler-Bad Ausseer Hallstätter Zone mit ihren ausgedehnten Salzlagerstätten ist seit langem ein Bereich, welcher das Interesse von Bergleuten und Geologen auf sich zieht. Nicht nur die ökonomischen Gründe in Zusammenhang mit dem Salzbergbau, sondern auch die Erforschung der komplexen Hallstätter Zone, die als ein Schlüsselpunkte zum Verständnis des Aufbaues der zentralen Nördlichen Kalkalpen betrachtet wird, standen dabei im Vordergrund. Wie bereits eingangs erwähnt wurde, existiert eine Fülle von Literatur die sich mit dem Thema der Entwicklung der Hallstätter Zone eingegangen werden. In weiterer Folge soll hier auszugsweise auf die jeweiligen Ansichtweisen bzw. Erklärungsversuche eingegangen werden.

### **5.2.1 Hallstätter Zone**

Unter der Hallstätter Zone werden die Sedimente des Hallstätter Faziesraumes und deren heutige Verbreitung in den zentralen Nördlichen Kalkalpen verstanden. Der ursprüngliche Ablagerungsraum lässt sich in drei Faziesgürtel unterteilen, in den Zlambach-, den Hallstätter Salzbergfaziesraum und in den Meliata Faziesraum. Die Zlambachfazies repräsentiert den Übergangsbereich der Hallstätter Salzbergfazies zu der triassischen Dachstein-Karbonatplattformfazies. Es handelt sich dabei um eine hemipelagische, tethyal beeinflusste Graukalkentwicklung die sich ab dem Anis zu entwickeln beginnt (LEIN, 1985, GAWLICK, 1996). Geprägt ist dieser Ablagerungsraum durch das fortschreitende Rifting in der Trias, wo durch die anhaltende Subsidenz ein kompliziertes Wechselspiel aus Sedimentation und Tektonik entsteht. Dies äußert sich im Auftreten von synsedimentären Rutschungen, Brekzienlagen und einen in Schwellen- und Beckenbereichen geteilten, und dementsprechend intern faziell stark gegliederten, Sedimentationsraum.

Die offen marine Entwicklung der Hallstätter Salzbergfazies stellt die Beckenabfolge der am weitesten von der Trias-Karbonatplattform entfernten Karbonatproduktion dar, die im höheren Anis einsetzt. Der primäre Ablagerungsraum liegt über dem permoskythischen Haselgebirge. Die bereits während der Sedimentation entstehenden halokinetischen

Strukturen, wie Diapirismus (LEIN, 1985), führen auch in diesem Faziesraum zu einer Gliederung in Schwellen und Beckenbereichen. Die Hochzonen sind charakterisiert durch kondensierte geringmächtige Rotkalke, wohingegen in den Beckenbereichen bzw. Hangbereichen die Akkumulation mächtiger Graukalke vorherrscht.

Der Meliata Faziesraum ist charakterisiert durch die Sedimente (Radiolarite) des Kontinentalabhangs, der schlussendlich zur pelagischen Entwicklung der Neotethys überleitet (GAWLICK et al., 2008)

### **5.2.2 Historischer Überblick der Modellvorstellungen zur Genese der Hallstätter Zone**

Eines der ersten Modelle zur Erklärung der geologischen Verhältnisse entwickelte MOJSISOVICS (1903). Dieser Modellvorstellung liegt die primäre Autochthonie des Gebietes zugrunde, in denen die Gesteinsfolgen der Hallstätter Zone in so genannten „Hallstätter-Kanälen“ innerhalb der mächtigen Dachsteinkalkplatte“ abgelagert wurden. MOJSISOVICS unterschied dabei einen Nordkanal (Wolfgangsee - Bad Ischl - Bad Aussee) und einen Südkanal (Berchtesgaden - Hallein - Hallstatt), in den sich die Hallstätter Kalke im Hangenden des Haselgebirges entwickelten und durch spätere Tektonik in die heutige Position gelangten.

In der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts wurde versucht die Situation mittels der Deckenlehre zu analysieren. Es entstanden dabei zwei divergierende Varianten für das Salzkammergut in Bezug auf die Lage des Hallstätter Raumes. Die erste Variante geht auf die Auffassungen von KOBER (1912) zurück und findet ihre Fortsetzung in den Arbeiten von MEDWENITSCH (z. B.: 1949, 1958), der im zentralen Salzkammergut eine der ersten Detailkartierungen durchführte. Dabei ist die tiefjuvavische Hallstätterdecke südlich der tirolischen Totengebirgsdecke und nördlich der hochjuvavischen Dachsteindecke positioniert und wird in weiterer Folge auf das Tirolikum aufgeschoben und von der Dachsteindecke überfahren. Das Haselgebirge steigt an steil stehenden Störungen auf und durchschlägt die Dachsteindecke in Form von Diapieren. MEDWENITSCH (1949) führt eine tektonische Zweigliederung der Hallstätterdecke ein und unterscheidet eine untere (Zlambachdecke) und eine obere (Sandlingdecke) Deckeneinheit. In der unteren Hallstätterschuppe fasst er die „besonders mergeligen Schichtglieder“ (z.B.: Zlambachschichten, Liasfleckenmergel) zusammen. In der Sandlingdecke finden sich „die mehr kalkigen“ Anteile mit dem Haselgebirge an der Basis, welches er als Abscherhorizont bzw. Gleithorizont ansieht.

Die zweite Variante im Rahmen der Deckenlehre basiert auf den Ansichten von NOWAK (1911, Original konnte leider nicht eingesehen werden; in Auszügen nachzulesen z. B.: in TOLLMANN 1985, PISTOTNIK 1975, MEDWENTITSCH 1958) und SPENGLER (1919) in denen der Hallstätter Faziesraum südlich der Dachsteindecke zu liegen kommt und in einem zweiphasigen Deckenschub über die Dachsteindecke geschoben wird – wurde dementsprechend als höchste Deckeneinheit angesehen.

Mit dem Ende der 1960er und dem Beginn der 70er Jahre des vergangenen Jahrhunderts wurde in weitere Folge das Konzept der Autochthonie, bzw. deren Grundzüge, wieder aufgenommen (SCHLAGER, 1967, PISTOTNIK, 1975). Ihre Untersuchungen stützten sich auf Faziesverzahnungen zwischen tirolischen Einheiten und der Hallstätter-Decke, und folgernden daraus eine Einwurzelung bzw. die primäre Autochthonie des Hallstätter-Faziesraumes innerhalb der Dachsteindecke, was gleichzeitig einen großräumigen Deckenüberschub nicht zwingend erforderlich machte.

Mit dem Ende der 70er Jahre wurde versucht die bisherigen Modelle zu vereinen. Einen ersten Ansatz der neu entwickelten Gleittektonik gibt SCHÄFFER (1976) mit dem Eingleiten von Dachsteinschollen in den von ihm südlich davon positionierten zusammenhängenden Hallstätterraumes an, der an der Trias/Jura Grenze erfolgt sein soll.

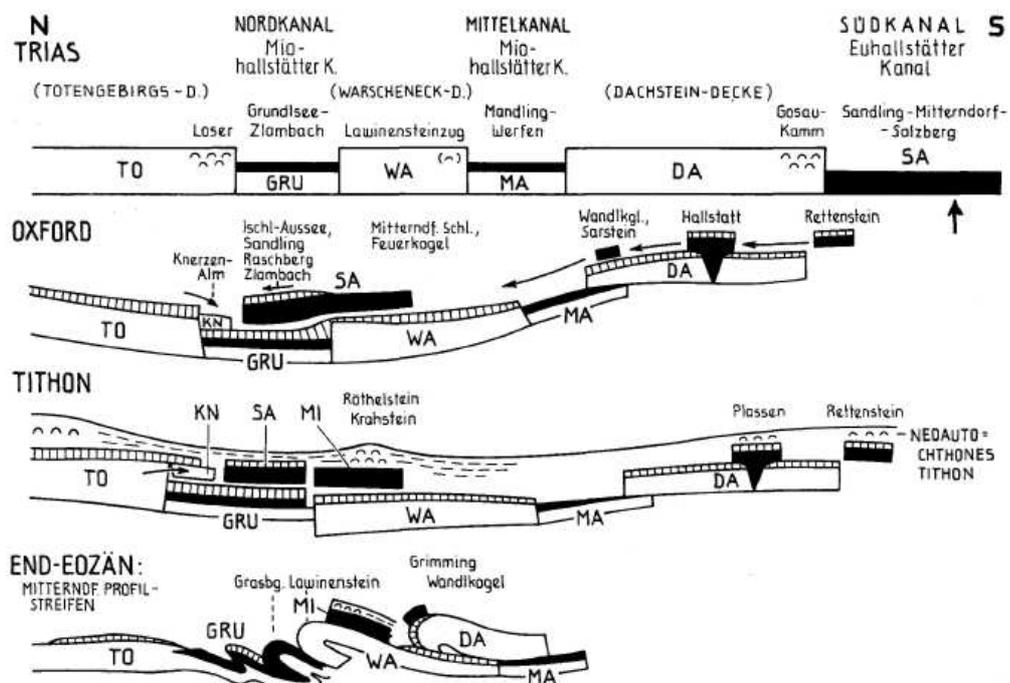


Abb. 6: Schematische Darstellung der durch Gleittektonik entstandenen Konfiguration im zentralen Salzkammergut (TOLLMANN 1981)

Die Vorstellungen von TOLLMAN (1981, 1985), unter Einbeziehung der Ergebnisse von MANDL (1982, 1984) sollte nun die Theorie der Hallstätter-Kanäle mit der Gleittektonik vereinen.

Dabei wird von insgesamt 3 Kanälen innerhalb Dachstein- und Totengebirgsdecke (nördliche Begrenzung) ausgegangen. Bedingt wird laut TOLLMANN (1981) das Eingleiten der Großschollen durch anhaltende Krustenzerrung im Dogger bis Untermalm, dass das Absinken des Nordkanales bzw. eine Hebung des Südkanals zur Folge hat. Das Haselgebirge fungiert dabei als Abscherhorizont und die Einheiten des Euhallstätter-Kanals werden im Oxfordium in den Nordkanal verfrachtet (siehe Abb. 6) Die neoautochthone Karbonatentwicklung des Tithonium verfüllt, in diesem Modell, dass durch diese Entwicklung entstandene Paläorelief.

Ohne nun im Detail auf die Unterschiede bzw. Vor- und Nachteile der jeweiligen Entwicklungsmodelle einzugehen wird deutlich, dass die Fragestellung der „Einwurzelung“ bzw. die paläogeographische Lage des Hallstätter Faziesraumes das Hauptproblem darstellte. Wie gezeigt wurde gab es, in Grundzügen, zwei unterschiedliche Auffassungen dieser Problemstellung: Zum einen wurde von einer primären Autochthonie der Hallstätter Zone MOJISOVICS (1903), und die Weiterentwicklung seines Modells, ausgegangen. Das erforderte die Anlage der „Hallstätter-Kanäle“, das heißt einem separierten Ablagerungsraum. Diese gewannen in den 70er und 80er Jahren, gestützt auf neuen Faziesanalysen (z.B.: SCHÖLLENBERGER, 1973, PISTOTNIK 1975) wieder an Bedeutung. Hauptargument dieser Modelle war die Faziesrekurrenz (TOLLMANN, 1985) der Hallstätter Kalke, und man schloss dementsprechend auf einen in Schwellen- und Beckenbereichen differenzierten Ablagerungsraum („Kanal“) der sich mehr oder minder wiederholte.

Dem gegenüber stand die Vorstellung eines einheitlichen Sedimentationsraumes der Hallstätter Zone. Problem dabei war jedoch die Position in Relation zum Tirolikum bzw. zum Dachstein- und Berchtesgadenerblock. In den frühen Arbeiten von KOBER (1912) und MEDWENITSCH (1949) wird die Hallstätter Zone noch zwischen Tirolikum und Hochjuvavikum positioniert, wo hingegen in den späteren Modellvorstellungen von SCHÄFFER (1976) bereits eine Lage des Hallstätterraumes an den Karbonatplattform-Südrand postuliert wurde. Mit der Arbeit von LEIN (1985) wurde dann endgültig der Begriff der Hallstätter-Kanäle aufgegeben. Er zeigte, dass der mesozoische Sedimentationsverlauf dem eines passiven Kontinentalrandes entspricht, und interpretierte die Sedimentabfolge im Rahmen eines Wilson-Zyklus. Die Hallstätter Zone interpretierte er als zusammenhängenden Ablagerungsraum, welcher zwischen der triassischen Karbonatplattform und einem Becken vermittelte, und demzufolge die Theorien die auf der Autochthonie der Hallstätter Zone

beruhen nicht zutreffen konnten. In den 90er Jahren wurde dieses Konzept weiter verfolgt und verfeinert. Vor allem die Neubearbeitungen der Faziesübergänge, die als Grundlage der Autochthonie galten, zeigten dass es sich hierbei um tektonische Übergänge handelt (LEIN, 1987). In weiterer Folge konnte durch die Arbeiten in den 90er Jahren (z.B.: KRISTYN & LEIN, 1996) eine Rekonstruktion der triassischen Faziesgürtel entwickelt werden (siehe Abb. 7).

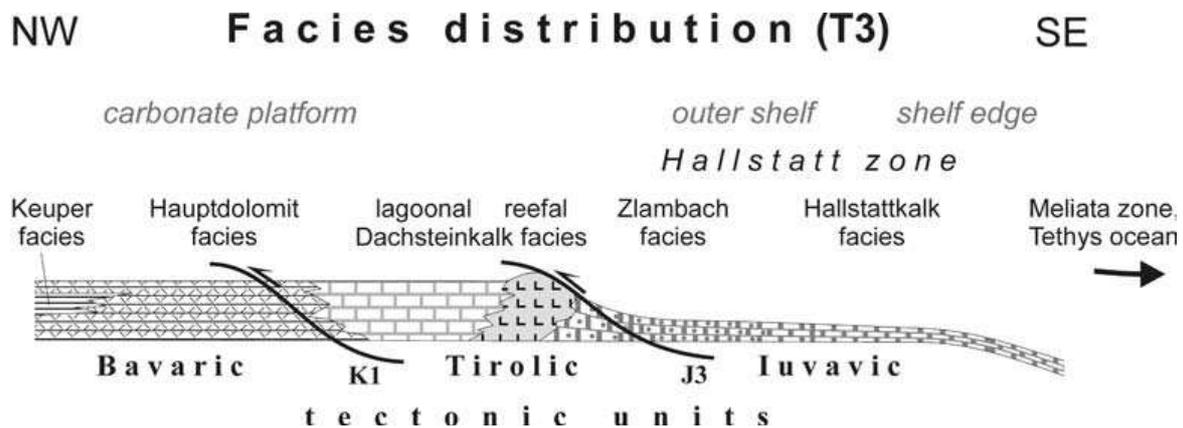


Abb. 7: Schematisches Profil des passiven Kontinentalrandes in der Obertrias FRISCH & GAWLICK (2003)

Durch diese Konfiguration des Obertriassschelfs musste folglich ein neues Modell zur Entstehung der Hallstätter Zone bzw. dem zentralen Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen entwickelt werden, da es mit der Vorstellung wie sie TOLLMANN (1981) formulierte, durch die Negierung des Vorhandensein der Hallstätter-Kanäle, in Widerspruch stand.

MANDL (2000) fasste auf Basis der Vorstellungen von GAWLICK et al. (1999) den bisherigen Kenntnisstand zusammen und präsentierte ein Konzept das die Weiterentwicklung der Vorstellung des Hallstätter-Faziesraumes berücksichtigte (siehe Abb.7). Als erstes Ereignis beschreibt er die Abscherung der Hallstätter Zone und das gravitativ bedingte Eingleiten in die mittel- bis oberjurassischen Radiolaritbecken (siehe Abb.8). Die Interpretation der oberjurassischen Resedimente ist dieselbe wie im vorhergegangenen Modell von TOLLMANN (1985). Sie werden als neoautochthone Überlagerung gedeutet. Dabei siedeln sich die Karbonatplattformen auf den Hochzonen der Gleitmassen an und versiegeln, in einem tektonisch ruhigen Intervall, das Paläorelief. Die Hauptdeckenbewegung für die zentralen Nördlichen Kalkalpen wird für das Ende der Unter-Kreide angegeben.

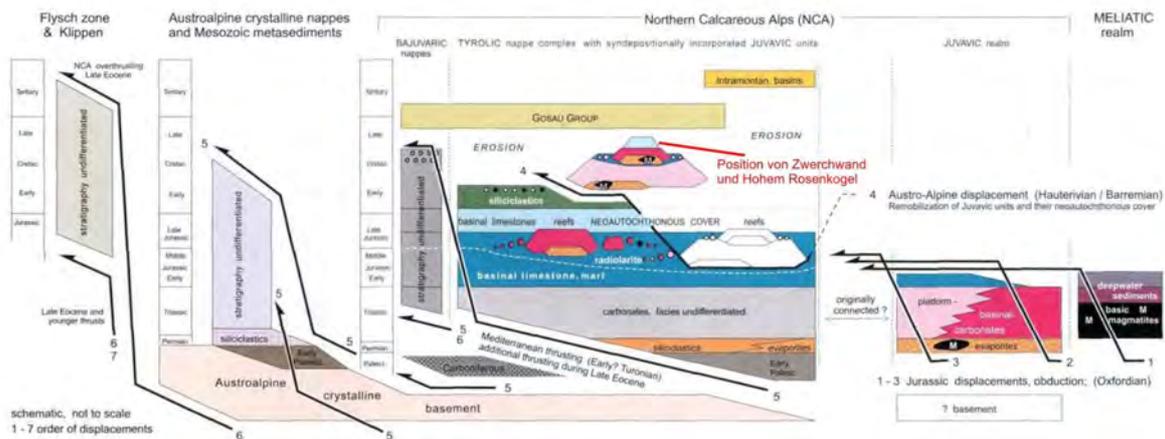


Abb. 8: Entwicklungsmodell der Hallstätter Zone, nach GAWLICK et. al. (1999 b). Aus MANDL (2000)

FRISCH & GAWLICK (2003) präsentierten auf Basis der neuen Datenlage, ein Konzept in dem sie die Fazieskonfiguration der Trias mit der jurassischen Gleittektonik bzw. mit der Sedimentationsabfolge der mittel- bis oberjurassischen Radiolaritbecken in Einklang brachten. Sie interpretieren die Anlage der Radiolaritbecken nicht in Zusammenhang mit einer anhaltenden Krustenzerrung, welche TOLLMANN (1981, 1985) als Ursache der Gleittektonik betrachtet, sondern erklären deren Entwicklung durch die Schließung der Neotethys – das heißt in einem einengenden Milieu. Durch die Schließung dieses Ozeans, und der Ausbildung eines Akkretionskeiles in Front einer Subduktionszone, wird die Hallstätter Zone vom Basement abgeschert und nach Norden transportiert. Als erstes wurden der Meliata Faziesraum und Hallstätter Salzbergfaziesraum, gefolgt vom Zlambachfaziesraum mobilisiert, und mit fortschreitender Subduktion schlussendlich der Dachsteinfaziesraum. In weiterer Folge wurden diese Sedimentabfolgen in die nördlich des Akkretionskeils gelegenen Tiefseerinnen (=Mittel-Jura bis Oxford Radiolaritbecken) verfrachtet. Diese Ergebnisse führten zur Neukonzipierung des Deckenstapels und die vormals Juvavischen Deckeneinheiten wurden als sedimentäre Weiterentwicklung (Wildflyschentwicklung) der tirolischen Deckeneinheit beschrieben. Auch die Interpretation der Ober-Jura-Resedimente änderte sich in weiterer Folge, da sich durch die Neubearbeitungen der Ober-Jura-Karbonatplattformentwicklung zeigte, dass es sich um eine Entwicklungen in einem tektonisch gesteuerten Milieu handelt (z.B.: GAWLICK et al., 2005).

Diesem Konzept steht die Vorstellung von FRANK & SCHLAGER (2006) gegenüber, welche die tektonische Aktivität im Ober-Jura auf ein System von Seitenverschiebungen in einem transpressionalen Kontext zurückführen. Sie interpretieren die große Variationsbreite des Sedimentationsverlaufes in Hinblick auf Liefergebiet und Ablagerungsmechanismen, als

Ausdruck von Pull-apart-Strukturen und folgern daraus, dass eine Subduktionszone nicht zwingend erforderlich ist. Die tektonische Hauptaktivität wird, gestützt auf Iostopenuntersuchungen, dem eo-alpidischen Orogeneseereignis zugeschrieben.

### 5.3 Bisherige geologische Aufnahmen im Gebiet Zwerchwand-Hoher Rosenkogel

#### 5.3.1 Geologische Aufnahmen

Eine der ersten Detailkartierungen die sich eingehend mit der Schichtfolge des Kartiergebietes befasste, stammt von MEDWENITSCH (1949). Die Zwerchwand und den Hohen Rosenkogel beschreibt MEDWENITSCH im Verband mit Jochwand, Predigstuhl, Ewige Wand, Großem und Kleinen Rosenkogel als „prächtige Stirnschollen“ der oberen Hallstätterdecke. Die Schichtfolge der Zwerchwand gibt er wie folgt an: über Ramsaudolomit und Hallstätter Kalke an der Basis lagern geringmächtige Doggerkieselschiefer und die pelagischen Oberalmerschichten, gefolgt von den mächtigen Ober-Jura Tressensteinkalken. Die Schichtfolge des Hohen Rosenkogel entspricht laut MEDWENITSCH der, der Zwerchwand. Unterscheide gibt es lediglich an der Ostflanke des Hohen Rosenkogels wo über den Hallstätter Kalken noch Liasfleckenmergel und Crinoidenkalk zwischengeschaltet sind. Beide Stirnschollen lagern dabei dem ausgelaugten Haselgebirge der Ischler Salinarmulde auf (siehe Abb. 9).

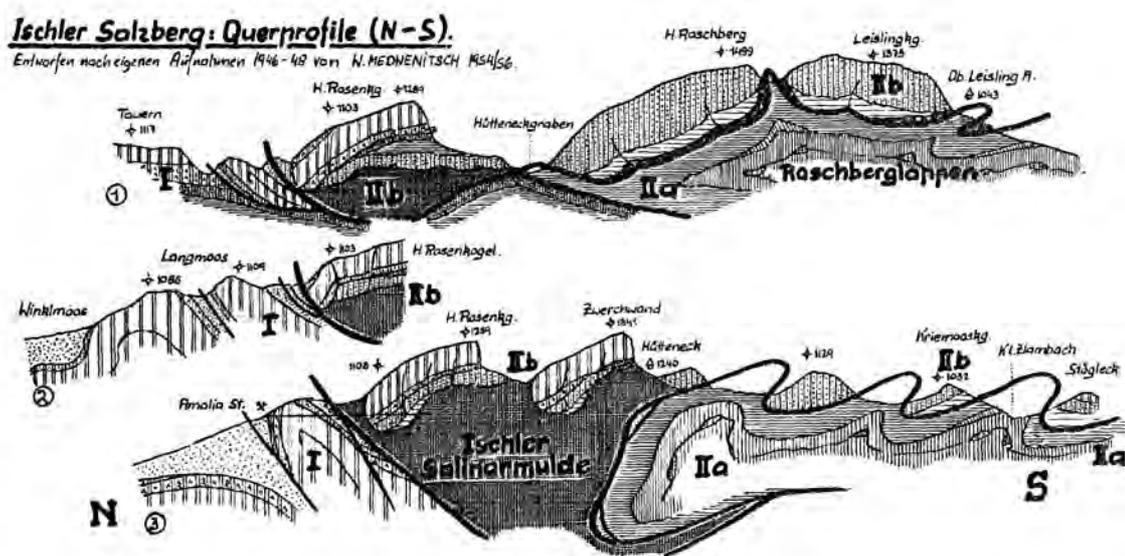


Abb. 9: N-S Profil der Zwerchwand und des Hohen Rosenkogels; aus MEDWENITSCH (1958)

Zur tektonischen Situation der Zwerchwand und des Hohen Rosenkogels postuliert MEDWENITSCH (1949) folgende Vorstellung: Darin vergleicht bzw. setzt er die Schichtfolge des Sandlings mit der des Raschberges gleich und kommt zum Schluss dass auch das Raschbergmassiv, gleich wie der Sandling, eine Juraentwicklung aufgewiesen haben muss. Daraus folgerte MEDWENITSCH ein durch kurzzeitige Schubbewegungen, im Rahmen der Deckenüberschiebung von Zlambachdecke und Sandlingdecke, induziertes Abgleiten von Zwerchwand und Hohem Rosenkogel vom Raschbergmassiv, das durch das Haselgebirge abgefangen bzw. ausgeglichen wurde und versucht damit gleichzeitig die markante Südwandmorphologie zu erklären (vgl. Abb. 9, Profil 1).

Neuere Arbeiten stammen von SCHÄFFER (1976, 1982), MANDL (1982, 1984a, 1984b). Die geologische Karte von SCHÄFFER (1982) hält sich im Prinzip an die Grundlagendaten von MEDWENITSCH (1949). MANDL (1984) erweitert die Schichtfolge des Hohen Rosenkogels an der westlichen Basis noch um den Gutensteinerdolomit und Steinalmkalk. Hauptunterschied bei den Bearbeitungen der frühen 80er Jahren zu MEDWENITSCH ist jedoch die Deutung zur Entstehung der Hallstätter Zone im Rahmen der oberjurassischen Gleittektonik. Dabei werden die Resedimente im Verband mit der Plassen-Karbonatplattform als neoautochthone Serien interpretiert, die das durch Eingleiten von Hallstätter Schollen entstandene Paläorelief verfüllen bzw. plombieren sollen.

### **5.3.2 Geotechnische Bearbeitungen - Die Massenbewegung Stambach-Zwerchwand**

Die Massenbewegung Stambach-Zwerchwand lässt sich aus zwei Teilsystemen zusammensetzen (ROHN 1991, XIANG, 1997): Erstens aus den Felsstürzen der Zwerchwand und zweitens den begleitenden Schutt- und Schlammströmen. Das Alter der Massenbewegung wird zeitlich mit dem Rückzug der Eismassen der Würmeiszeit gleichgesetzt. Dabei werden insgesamt fünf Rückzugsstadien der Würmgletscher unterschieden (17000a - 11000a BP), welche mit den Massenbewegungen im Raum Bad Goisern korrelierbar sind (VAN HUSEN 1977). Eine genaue Zuordnung zu einem der Rückzugsstadien für die Zwerchwand-Massenbewegungen ist jedoch nicht möglich. Genaue Beobachtung der Ereignisse des Gebietes Stambach-Zwerchwand gibt es erst seit Mitte der 70iger Jahre des vergangenen Jahrhunderts (vgl. XIANG, 1997). Die ersten Felsstürze ereigneten sich 1974 bzw. 1978 am NW Rand der Zwerchwand bei der Reinfalzalp. Der erste große Felssturz an der Südflanke der Zwerchwand ereignete sich am 15. Oktober 1978 mit ca. 60000 m<sup>3</sup> Gesamtvolumen. Ein zweiter ca. 40000 m<sup>3</sup> großer Felssturz ereignete sich am 22 Februar 1980 gefolgt von einem

weiterem 30000 m<sup>3</sup> mächtigem Felssturz am 9. März 1981. Ab dem Frühjahr 1982 setzte sich dann der bis dahin inaktive Schuttstrom mit Unterlagerung in Bewegung. Die ca. 35 ha große Rutschmasse, mit einem Volumen von ca. 8 Mill. m<sup>3</sup>, bewegte sich im Laufe von 20 Tagen 1,3 km talwärts. Beim so genannten Gschwandtloch, einer Engstelle im Stambachtal, kam der Schuttstrom zum Stehen. 600000 m<sup>3</sup> Rutschmasse überwand jedoch dieses Hindernis und flossen als Schlammstrom, bedingt durch den Zufluss des Stambachgewässers, mit deutlich erhöhter Geschwindigkeit Richtung Bad Goisern. Zum Erliegen kam dieser Strom dann schlussendlich beim Stambachstein, einem weiteren natürlichen Engpass des Stammbachtals. Die Ursachen dieser Ereignisse sollen im Wesentlichen auf zwei Themenbereiche zurückgeführt werden können (ROHN 1991, ROHN et al 2004, WILSON et al. 2003). Zum einen werden die komplexen geologischen Rahmenbedingungen und andererseits wird der nahe gelegene Salzbergbau von Bad Ischl, westlich der Zwerchand, als maßgebliche Faktoren genannt. Bei der geologischen Situation spielt laut den Bearbeitern die Überlagerung der Ober-Jura Resedimente über dem plastischen Haselgebirge eine wichtige Rolle. Durch das plastische Verhalten des Haselgebirges fehlt der Zwerchand sozusagen das Widerlager, und es kommt an Schwächzonen (z. B.: Großklüfte, Störungen) zum Versagen des Gesteinsverbandes und zum Abbruch der Felssturzmassen.

Die Massenbewegung soll durch den Salzbergbau insofern beeinflusst werden, weil ungefähr das westliche Drittel der Zwerchand von den Grubenbauten unterfahren wird (siehe Abb. 3) und dies unterschiedliche Setzungen hervorruft, die zu einer zusätzlichen Zerlegung der Zwerchand führen sollen (ROHN, 1991). Für den Schuttstrom bzw. Schlammstrom wird die Kombination aus Haselgebirge und Liasfleckenmergel als tragende Ursache angesehen (XIANG, 1997). Diese beiden Einheiten bilden jeweils einen fast wasserundurchlässigen Horizont und begünstigen dadurch das Entstehen von Hanginstabilitäten während der Tauperiode bzw. bei starken Niederschlagsereignissen.

Massenbewegungen sind ferner in diesem Gebiet nicht ausschließlich auf die Zwerchand begrenzt, sondern wurden auch für Raschberg und Sandling in unmittelbarer Nähe östlich davon beschrieben (ROHN et. al. 2004). Beim Sandling (bei ähnlicher Schichtfolge) werden die gleichen Mechanismen wie bei der Zwerchand als Ursachen genannt. Beim Raschberg, der keine Haselgebirgs-Unterlagerung aufweist (vgl. GAWLICK et al., 2007), wird die Massenbewegung als großräumiger Talzusub interpretiert. Dabei folgt der Talzusub den morphologischen Gegebenheiten bedingt durch eine NW-SE Antiklinalstruktur die ihren Achsenkern im Raschberggipfel hat. Der steilere Nordschenkel weist nur geringe bzw. keine Bewegungen auf, wohingegen die Gesteinsmasse am flacheren Südschenkel großräumig

Richtung Stambachtal abgeleitet. Als Ursache der Massenbewegung schließen (ROHN et. al. 2004) auf die sich plastisch verhaltenden Mergel, in Verbindung mit deren hydrogeologischen Verhalten als Stauhorizont im Liegenden der Hallstätter Kalke des Raschberges. Eine tektonische Aktivität entlang der Achse Zwerchwand-Raschberg-Sandling wird von den Autoren ausgeschlossen.

Zusammenfassend, auf Basis der Literaturrecherche, ergaben sich für das Gebiet Zwerchwand-Hoher Rosenkogel folgende Ansichten bzw. Interpretationsversuche als Ausgangssituation für meine Untersuchungen:

- Das Gebiet Zwerchwand-Hoher Rosenkogel wird als Teil der Hallstätter Zone betrachtet.
- Die Schichtfolgen sind weitestgehend ident – über dem Alpen Haselgebirge lagern Ramsau Dolomit, rote Hallstätter Kalke, Radiolarit gefolgt von der Oberalm-Formation und am Top der Abfolge die Ober-Jura Resedimente.
- Die dolomitischen Einheiten an der westlichen Basis des Rosenkogels als Gutensteiner Dolomit kartiert
- Die Ober-Jura Resedimente werden als neoautochthone Überlagerung in einem tektonisch ruhigen Intervall zwischen der Gleittektonik im Tithonium und einer tektonischen Phase der Unter-Kreide betrachtet.
- Die Ursachen der Massenbewegungen entlang der Achse Zwerchwand-Raschberg-Sandling werden als ein Kombination anthropogener Ursachen – Salzbergbau – und Lagerung von kompatiblen Gesteinsabfolgen über Inkompatiblen angesehen. Tektonische Ursachen, wie zum Beispiel die miozäne laterale Extrusion (RATSCHBACHER et al., 1991) werden ausgeschlossen.

#### **5.4 Zur Definition der Begriffe Barmsteinkalk und Tressensteinkalk**

Als Barmsteinkalke bzw. Tressensteinkalke werden in der Literatur die Resedimente der Ober-Jura-Karbonatplattformen bezeichnet. Im Laufe ihrer Erforschungsgeschichte durchliefen beide Begriffsdefinitionen eine große Variationsbreite an verschiedenen Deutungen. Von den frühen Bearbeitern wurden die Barmsteinkalke, eingeschaltet in die

Oberalm-Formation, als distale Ausläufer der als Vorriffschuttmaterial interpretierten Tressensteinkalke beschrieben (z. B.: FLÜGEL & FENNINGER, 1966, FENNINGER, 1967). Eine detaillierte sedimentalogische wie mikrofaziale Analyse der Barmsteinkalke der Typlokalität führte STEIGER (1981) durch und charakterisierte sie als Schüttungskörper von Kalkturbiditen in denen Komponenten einer Karbonatplattform resedimentiert wurden. Als Alter gibt STEIGER (1981) Unter-Tithonium bis Unter-Berriasium an. In weitere Folge wurde dann eine Abgrenzung der Begriffe Tressensteinkalk und Barmsteinkalk (TOLLMANN 1985) vorgenommen, die aber in der Literatur nur teilweise eingehalten wurde. Eine konsequente vorläufige Abgrenzung voneinander findet sich in der Neubearbeitung der Barmsteinkalke der Typlokalität durch GAWLICK et al. (2005). Darin werden die Hauptunterschiede wie Sedimentationsmechanismen, Ablagerungsraum und Fazieszuordnungen der resedimentierten Flachwasserkomponenten herausgearbeitet und mit den Literaturangaben der Tressensteinkalke gegenübergestellt. Als eines der Hauptkriterien zur Unterscheidung wurden die verschieden paläogeographischen Positionen der Sedimentationsräume genannt. Dem zufolge werden die Barmsteinkalke im Taugelboden Becken, das bedeutet Tieftirolikum, abgelagert und entwickeln sich sukzessive aus der Taugelboden-Formation heraus. Sie sind der pelagisch dominierten Oberalm-Formation eingeschaltet und werden von der Schrambach-Formation überlagert. Die Tressensteinkalke werden dagegen im Bereich des Hochtirolikums abgelagert. Sie folgen der Strubberg-Formation bzw. Sandlingalm-Formation, die Plassen Formation schließt im Hangenden der Tressensteinkalke an. In mikrofazialer Hinsicht unterscheiden sich die Brekzienlagen durch die Herkunft der Ober-Jura-Flachwasserkomponenten. Während die Barmsteinkalke durch Klasten des Hanges, Plattformrand, Riff, Rückriff, offene und geschlossene Lagune aufgebaut sind, wurden für die Tressensteinkalke hauptsächlich Komponenten des Plattformhanges angegeben. In Bezug auf die Sedimentationsmechanismen handelt es sich bei den Barmsteinkalken um Mass-flow Ablagerungen bzw. proximale Turbidite. Die Tressensteinkalke werden als Vorriffschuttsedimente und ebenfalls als proximale Turbidite beschrieben.

Neueste Ergebnisse zeigten jedoch dass es sich bei der Typlokalität der Tressensteinkalke um Barmsteinkalke handelt (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2009). Diese Ergebnisse führten zur Auflösung der Tressenstein-Formation, und gleichzeitig musste die Definition des Ablagerungsraumes der Barmsteinkalke auf das Hochtirolikum ausgeweitet werden. Die charakteristischen Vorriffschuttsedimente der Tressensteinkalke wurden der Plassen-Karbonatplattform eingegliedert.

In Bezug auf das Bearbeitungsgebiet hat diese Neukonzipierung weit reichende Folgen, da die Brekzienlagen der Zwerchwand und des Hohen Rosenkogels in der geologischen Karte von Bad Goisern (SCHÄFFER, 1982) als Tressensteinkalke dargestellt werden. Aufgrund der vorhin aufgelisteten Gründe können daher die kartierten Brekzienlagen konsequenterweise von vornherein als Barmsteinkalke angesprochen werden. In dieser Arbeit werden unter dem Begriff Barmsteinkalk die Resedimente der Plassen-Karbonatplattform mit folgenden Charakteristika verstanden:

- Mass-flow Ablagerungen als polymikte Brekzien ausgebildet, mit umlagertem älterem Komponentenbestand der Plassen-Karbonatplattform.
- Mass-flow Ablagerungen des Hanges mit Komponenten des Plattformrandes
- Das Alter entspricht höchstes Unter-Tithon bis Unter-Berrias
- Dominierender Flachwasserkomponentenbestand: Hang, Riff bis Rückriff, offene und geschlossene Lagune.
- Sedimentationsräume sind sowohl das Tieftirolikum, das Hochtirolikum wie auch die zerbrechende Trattbergschwelle.
- Eingeschaltet in die pelagische Oberalm-Formation.
- Überlagert von der Schrambach-Formation.

## **5.5 Sedimentäre Entwicklung**

In diesem Kapitel soll nun Auszugsweise und in stark verkürzter Ausführung auf die sedimentäre Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen eingegangen werden, beginnend mit der Entstehung des Alpenen Haselgebirges bis zum final-drawing der Plassen-Karbonatplattform im frühen Ober- Berriasium (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2006). Bei den Ausführungen der Ober-Jura Entwicklung folge ich dabei den Ansichten von FRISCH & GAWLICK (2003), (vgl. Kap. 10.11)

### 5.5.1 Perm – Trias

Der Sedimentationsverlauf im Perm spiegelt den Verlauf eines initialen Grabenbruchs- bzw. Riftstadiums wider, mit klastischen terrigenen Sedimenten im Norden (Alpiner Verrucano und Buntsandstein) und der Haselgebirgsentwicklung im Süden. Der siliziklastische Sedimentationszyklus setzt sich bis ins Skyth fort. Dabei handelt es sich um marine Ablagerungen eines flachen Meeresbeckens. In Landnähe liegt der Sedimentationsraum des stark siliziklastisch beeinflussten Alpiner Bundsandsteins. In Richtung Paläotethys schließen die Werfener Schichten an. Die Werfener Schichten werden in drei Einheiten untergliedert (TOLLMANN, 1985). An der Basis befinden sich mächtige Quarzite und Sandsteine. Darüber folgen die Werfener Schiefer, mit Sandsteinen und bunten (grünen, violetten, roten) Tonsteinen bzw. Tonschiefern. Das Hangende der Werfener Schichten repräsentiert die geringmächtigen Werfener Kalke, eine Flachwasserkarbonatentwicklung, welche an der Grenze Skyth/Anis einsetzt. Dieser generelle Sedimentationsverlauf spiegelt den abnehmenden Trend des Festlandeinflusses wieder, bzw. die Transgressionszyklen der Paläotethys. Im höheren Skyth bildet sich eine Karbonatrampe und trennt den Werfener Faziesraum von der Paläotethys und es entsteht ein abgeschnürtes Meeresbecken. In diesem lagunären Milieu werden die Gutenstein-Formation (Gutensteiner Kalk u. Dolomit) abgelagert, charakterisiert durch dunkelgraue bis schwarze Karbonate. Darüber bilden sich in der Mittel-Trias, beginnend im höheren Anis, die Steinalm-Karbonatplattform bzw. die Wetterstein-Plattform im Ober-Ladin. Dieser Sedimentationszyklus endet im höheren Unterkarn mit dem abrupten Einsetzen von siliziklastischen, terrigenen Schüttungen (Raibler Schichten, Lunzer Schichten), das als Raibler Ereignis bzw. Reingrabener Wende bekannt ist. Die genauen Ursachen für dieses Ereignis, das kein lokales Phänomen des westlichen Schelfbereiches der Tethys war, sondern vielmehr den gesamten Schelfbereich der Tethys betraf, sind noch nicht im Detail geklärt. Als mögliche Ursache wurde in jüngster Vergangenheit eine globale Erwärmung vorgeschlagen (HORNUNG, 2007). Die damit erhöhten Niederschlagsraten führten zu einer Verbrackung der Schelfbereiche mit zusätzlich verstärktem terrigenen Sedimenteintrag, welches letztendlich ein Absterben der mitteltriassischen Karbonatplattformen zur Folge hatte. Nur im kalkhochalpinen Faziesraum kommt es noch auf Schwellenregionen zur Karbonatproduktion. Im Tuval kommt es dann über den Raibler Schichten erneut zur Entstehung einer Karbonatrampe (Opponitzer- und Waxeneck-Formation). Aus dieser entwickelt sich dann sukzessive ab Grenze Tuval/Lac die mächtige obertriassische Dachsteinkalk-Karbonatplattform (siehe Abb. 7), gegliedert in

Lagune (z. B. lagunärer Dachsteinkalk, Hauptdolomit), Riff (Dachsteinriffkalk) und Becken (Hallstätter Zone). Das Riffwachstum kommt an der Trias/Jura Wende, rückzuführen auf ein Massensterbeereignis; zum Erliegen und es folgt das Drowning der Ober-Trias-Plattform.

### 5.5.2 Jura

Mit dem Beginn des Juras setzt ein neuer Sedimentationszyklus im Raum der NKA ein (siehe Abb.: 10). Im frühen Lias setzt sich die anhaltende tektonische Subsidenz fort und es bildete sich ein in allen Bereichen der NKA vorherrschender hemipelagischer Sedimentationsraum. Die äußerst geringen Sedimentationsraten führten dazu, dass das Relief der Ober-Trias-Plattform noch weitestgehend erhalten blieb. Auf Tiefseeschwellen werden kondensierte Kotkalke (Adnet-Formation) und Graukalke in Beckenbereichen (Allgäuschichten) abgelagert (BÖHM et. al. 2000).

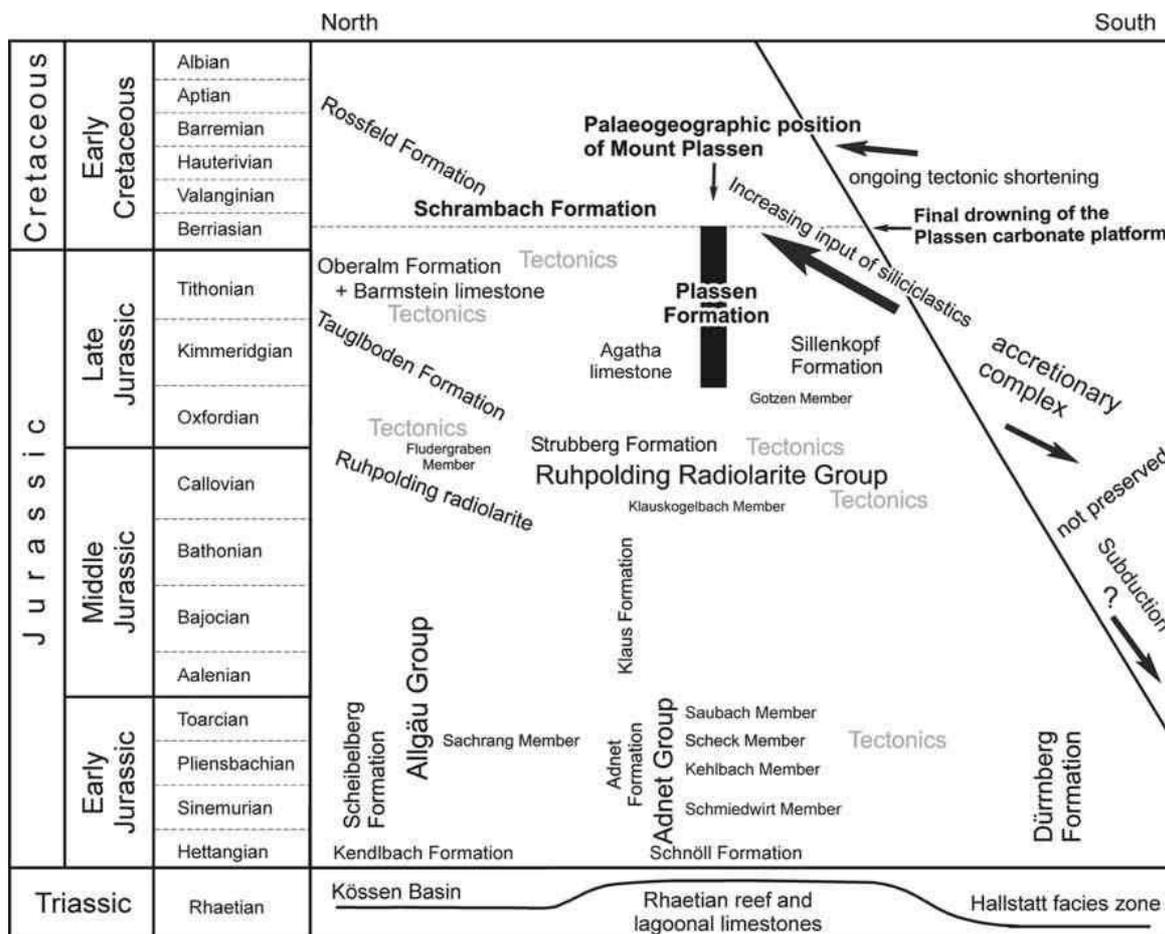


Abb. 10: Stratigraphische Tabelle des Juras und der Oberkreide der zentralen NKA nach GAWLICK & FRISCH (2003) und GAWLICK et al. (2005)

Im höheren Lias (Pliensbachium/Toracium) soll sich der Sedimentationsverlauf in Zusammenhang mit der fortschreitenden Öffnung des Penninischen Ozeans ändern. Es kommt zur Ausbildung eines Horst und Graben Systems (BÖHM et al., 1995). In den Gräben werden hemipelagische Karbonate und teilweise Brekzien abgelagert. Eisenmangankrusten und sehr geringe Sedimentationsraten spiegeln die Verhältnisse auf den Hochzonen wider. Dieses Ablagerungsmilieu setzt sich bis ins Bajocium fort. Ab dem Callovium ändert sich das Sedimentationsgeschehen grundlegend (GAWLICK et. al., 1999 a). Das anhaltende Rifting des Penninischen Ozeans und die beginnende Einengung und Schließung von Teilen des Neotethys Ozeans führten von einem transtensiven, kontinentalen Ablagerungsraum im Unter- bis Mittel-Jura, zu Bedingungen mit verstärkter Tektonik und Subsidenz. Diese Entwicklung führte zur Anlage von Sedimentationströgen bzw. asymmetrischen Radiolaritbecken (Ruhpolding Gruppe) vor den herannahenden Deckenfronten (GAWLICK & FRISCH, 2003). Das Sandlingalm Becken (Sandlingalm-Formation) bildete sich als erstes dieser Radiolaritbecken ab der Grenze Bathonium/Callovium (GAWLICK et. al., 2007). Die paläogeographische Position ist zurzeit noch nicht geklärt, sicher ist jedoch dass es sich um das Südlichste der bisher bekannten Becken handelt. Die Herkunft der Beckenfüllung ist fast ausschließlich dem Hallstätter Salzbergfaziesraum zuordenbar, untergeordnet der Pötschen-Formation. Das Lammer Becken (Callovium bis Oxfordium) bildete sich als zweites im Bereich des triassischen, lagunären Faziesraum. Die Beckenfüllung (Strubberg-Formation) erreicht eine Mächtigkeit von mehr als 1500 Meter (GAWLICK & SUZUKI, 1999) Die Ablagerungsbedingungen werden als intrakontinentale Tiefseeegrabenfüllung aufgefasst. Das Liefergebiet der Sedimente liegt im Süden und gibt die komplexe Geschichte der akkretionierten Fazieszonen der herannahenden Subduktionsfront wieder. Die basalen Schichten der Strubberg-Formation werden dominiert durch Kieselkalke bis Radiolarite. Gegen das Hangende sind Brekzien und Mass-flows eingeschaltet, Resedimente des Akkretionskeils mit einem überwiegenden Anteil von Hallstätter Komponenten (teilweise km-große Blöcke) und Gesteine des Zlambach Faziesraumes. Ab dem Oxfordium kommt es zur Anlage eines weiteren Radiolaritbeckens, des Taugelboden Beckens, das nördlich des Lammerbeckens entsteht (GAWLICK & FRISCH, 2003). Getrennt werden diese durch die Trattberg-Schwelle, einer nordgerichteten innertirolichen Überschiebungsfront. Die größte Mächtigkeit (bis zu 1100m) der sedimentären Füllung des asymmetrischen Taugelboden Beckens wird am Südrand erreicht. Die Basis bildet die 500 Meter mächtige Taugelboden-Formation. Charakterisiert ist sie durch Radiolarite im Liegenden und den allmählich folgenden Resedimenten (Turbidite und Brekzien) der Trattberg-Schwelle.

Fast zeitgleich entwickelt sich das Sillenkopf Becken, südlich des Lammer Beckens. Die siliziklastisch dominierte Sillenkopf-Formation enthält aber im Unterschied zur Taugelboden-Formation Komponenten der südlich des Sillenkopf Beckens akkretionierten Faziesräume (z.B.: Hallstätter Faziesraum). Die Bereitstellung dieses Akkomodationsraums verhinderte einen hohen siliziklastischen Eintrag in nördliche Bereiche, und es konnte sich noch ab dem Unter-Kimmeridgium, auf Hochzonen wie z. B.: der Trattberg-Schwelle Karbonate entwickeln. Diese gehen dann allmählich in die oberjurassischen Flachwasserkarbonatentwicklungen über, die das ganze Tithonium anhält und bis ins frühe Berriasium reicht (SCHLAGINTWEIT & GAWLICK, 2003). Neueste Untersuchungen haben ergeben dass es sich bei der oberjurassischen Karbonatplattformentwicklung nicht um eine einzige Plattform handelt sondern vielmehr um drei Plattformen, getrennt durch die Radiolaritbecken (GAWLICK et. al 2007, SCHLAGINTWEIT & GAWLICK, 2007). Diese Plattformen progradierten dann im Laufe des Tithoniums über die Becken und verfüllten jene mit zum Teil hohen Sedimentationsraten. Im Taugelboden Becken setzt daher über den Taugelboden-Formation die pelagische Oberalm-Formation mit den eingeschalteten Mass-flow deposits der Barmsteinkalke ein (GAWLICK et. al 2005). Ab dem Ober-Tithon kommt es zum Absinken der Schwellenzonen wie der Trattberg-Schwelle. Die Verbindung aus hoher Subsidenz und siliziklastischen Eintrag aus südlichen Bereichen bewirkte ein Absterben der zentralen Ober-Jura-Plattformen im Unter-Berrias (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2006). Es folgte die Ablagerung von der pelagischen Schrambach-Formation bzw. der Roßfeld-Formation (FAUPL & TOLLMANN, 1979), die das Ende der Jura-Entwicklung darstellt und zu einem neuen Sedimentationszyklus in der Kreide überleitet.

## **6. Arbeitsmethodik**

### **6.1 Geländearbeit**

Insgesamt habe ich mehr als 130 Aufschlüsse im Kartiergebiet aufgenommen. Diese doch recht ungewöhnlich hohe Anzahl von Probenpunkten in diesem eher kleinen Gebiet war jedoch aufgrund der vorherrschenden komplexen geologischen Strukturen nötig. Vor allem bei den bearbeiteten Karbonatbrekzien versuchte ich die sedimentären Entwicklungen und Strukturen, soweit es das zum Teil sehr steile und unwegsame Gelände zuließ, herauszuarbeiten. Daher habe ich die Zwerchwand und den Rosenkogel von E nach W, im

Streichen und von S nach N, im Profil vom Liegenden zum Hangenden, in sehr dichten Abständen beprobt. Bei der Probennahme in der Streichrichtung ging es mir hauptsächlich darum, die Unterschiede innerhalb eines Mass-flows festzustellen. Die Profile dagegen sollten die Variation des Komponentenbestandes bzw. die Änderungen der Sedimentationsbedingungen und des Liefergebietes aufzeigen.

## **6.2 Laborarbeiten**

Für die Mikrofaziesanalyse habe ich ca. 330 Dünnschliffe angefertigt. Das Fehlen eines Markerhorizontes bzw. Sedimentationsstrukturen innerhalb der Karbonatbrekzien gestaltete die Beprobung oftmals als relativ schwierig. Daher wurden bei der Mehrzahl der Aufschlüsse mehrere Einzelproben entnommen um eine statistisch gut verteilte Analyse der Mikrofazies und des Komponentenbestandes gewährleisten zu können. Bei der Präparation wurden die Handstücke mit einer Diamantsäge in ca. 4x4 cm große Einzelblöcke, normal auf die Schichtung, zurechtgeschnitten. Anschließend wurden die Blöcke mit Siliziumcarbid anpoliert, getrocknet und mit Epoxidharz auf Glassobjekträger aufgeklebt. Anschließend wurden die Proben mit einer Diamantfräse auf ca. 0.5 mm gefräst und händisch auf 30µm poliert.

Außerdem wurden einige Radiolaritproben untersucht. Zusätzlich zu den Dünnschliffen wurden die Proben zur weiteren Radiolarienbestimmung aufgelöst. Dafür wurden die Versuchsstücke mit einem Backenbrecher zuerst zerkleinert. Bei Proben mit hohem Karbonatanteil wurde zuerst mit 95% Essigsäure gelöst. Der Rückstand aus den verkieselten Karbonaten, wie auch die übrigen rein kieseligen Radiolarite, wurden in Flusssäure aufgelöst und mittels 250 und 100 µm Sieben abgetrennt und getrocknet. Anschließend wurden Die Radiolarien händisch unter dem Binokular ausgezählt. Leider konnten bei den Lösproben keine datierbaren Radiolarien, aufgrund der starken Rekristallisation, gewonnen werden.

## **7. Beschreibung der Schichtfolge des Hohen Rosenkogels**

### **7.1 Adnet-Formation, Scheck-Subformation**

Die Basis der Schichtfolge des Hohen Rosenkogels bilden kondensierte Rotkalke der Adnet-Formation. Im Arbeitsgebiet konnte ich keine anstehenden Gesteinsaufschlüsse nachweisen. Die Rotkalke treten aber vereinzelt als Lesesteine bzw. Hangschutt in der Störungszone

zwischen Zwerchwand und Hoher Rosenkogel auf. Bei den Rotkalken handelt es sich polymikte Brekzienlagen mit Komponenten die eine Größe von 2-3 cm erreichen können. Die Klasten sind eckig bis kantengerundet und teilweise sind Stylokontakte ausgebildet. Die Zwischenräume sind entweder mit Kalzitcement oder mit dunkelrotem Sediment ausgefüllt. Den Hauptteil des Klastenspektrums bilden rote bis hellbraune bioklastische Wackestonekomponenten. Der dominierende Biogenbestand sind Reste von Muschelschalen, Bivalven, Ostracoden und Filamenten. Weiters treten recht häufig Gastropoden, Ammoniten, Echinodermen und Crinoidenreste auf. Bei den Foraminiferen sind die Arten *Involutina liassica*, *Licispirella bicarianta* und als Einzelfund *Trocholina turris* vertreten. Aufgrund dieser Fossilassoziaton kann ein Alter für das höhere Unter-Lias (Sinemurian) angenommen werden (BLAU 1987, a/b, BÖHM et al., 2000). Die Mikrofazies und zeitliche Stellung dieser Klasten entspricht der Lienbach-Subformation der unteren Adnet-Formation, für die ein Alter ab mittleres Sinemurian angegeben wird (BÖHM et al. 2000). Neben den Klasten der Lienbach-Subformation treten zusätzlich noch weitere rote bis braune mikritische Wackestone- bis Packstoneklasten auf. Charakterisiert sind sie durch das häufige Auftreten von Muschelschalen, Crinoidenresten, Bivalven und Gastropodenresten. Im Unterscheid zu den Klasten des Lienbach-Members fehlen jedoch die für den Lias typischen Foraminiferen. Die Besonderheit bei diesen Klasten ist, dass sie nicht zeitgleich mit den Lienbach-Komponenten abgelagert wurden sondern sich in Spaltenfüllungen konzentrieren, welche ein späteres tektonisches Ereignis widerspiegeln. Aufgrund der mikrofaziellen Übereinstimmung wurden diese Klasten der spät oberjurassischen Agatha-Formation zugeordnet. Zur stratigraphischen Einstufung dieser Karbonatbrekzie kommt auf Basis dieser Ergebnisse höchstwahrscheinlich die Scheckbrekzie der oberen Adnet-Formation, mit aufgearbeiteten Komponenten der Lienbach-Subformation in Frage, welche an der Grenze Pliensbachium/Toracium abgelagert wurde (BÖHM et al. 1995). MANDL (1982) beschrieb die Rotkalke westlich des Hohen Rosenkogels und erkannte auch die Spaltenfüllungen, interpretierte sie aber irrtümlicherweise als Hangendrotkalk der Hallstätter Zone.

## **7.2 Ruhpolding Radiolarit Gruppe**

Über den roten Ober-Lias Karbonatbrekzien folgen schwarze bis dunkelbraune Radiolarite. Ähnlich wie bei der Scheckbrekzie sind auch bei den Radiolariten die Aufschlüsse recht dürftig. Im Tal zwischen Hohem Rosenkogel und Zwerchwand treten die Radiolarite als geringmächtige (2-4 m) tonige, lehmige, meistens grün bis violette Verwitterungshorizonte

auf. Relativ gut erhalten Bruchstücke finden sich am Beginn des Forstweges von der Reinfalzalp Richtung Hüttenneckalm. Dabei handelt es sich um dunkelschwarze, teilweise feinlaminierte, rein kieselige Radiolarite. Mikrofaziell handelt es sich um Radiolarien-Wackestones, welche fast ausschließlich aus rekristallisierten Radiolarien und Schwammnadeln aufgebaut sind. Im Unterschied zu den Kieselsedimenten der Zwerchwand sind sie geringmächtiger und deutlich homogener aufgebaut. Auch fehlen die Brekzienlagen wie sie bei der Zwerchwand auftreten. Die Lößproben blieben leider ergebnislos, aber aufgrund der Unter- und Überlagerung können die Kieselsedimente der Ruhpolding Radiolarit Gruppe, das heißt Bajocium bis Unter-Tithonium, zugeordnet werden (DIERSCH, 1980; GAWLICK & FRISCH, 2003).

### 7.3 Agatha-Formation

Die Agatha-Formation, welche die nächst höhere, stratigraphische Einheit in der Schichtfolge darstellt, weist eine hohe mikrofazielle Variation auf. Neben kondensierten Rotkalken, die allmählich in eine graue bis graugrüne Fazies übergehen, kommen auch fast reine rötlich bis graue Crinoiden-Packstones vor. Bei den kondensierten roten bis rotbraunen Kalken handelt es sich um Wackestones bis Packstones. Den Hauptbestandteil bilden Filamente, Muschelschalen, Crinoidenbruchstücke, Gastropodenreste, Ostracodenreste, Aptychen und vereinzelt bis zu 1 cm große Cephalopodenschalen. Die Vertreter der Benthosforaminiferen sind Arten der Gattung *Lenticulina*, *Dentalina* sp. und *Nodsaria* sp. Bei Letzteren sind die uniserialen Kammern häufig mit einer deutlich rötlichen Matrix, teilweise mit Geopetalgefüge, gefüllt. In den hangenden Bereichen gehen diese roten bioklastischen Wackestone in graue bis graugrüne Wackestones über. Der Biogeninhalt geht deutlich zurück und die vorhin beschriebenen Benthosforaminiferen kommen nur mehr sehr selten als Bruchstücke vor. Teilweise sind *Lenticulinen* und Crinoidenbruchstücke erhalten. Hauptunterschied neben der farblichen Varietät ist das auftreten von Radiolarien und einem höheren Anteil an siliziklastischem Material.

Die Crinoiden-Packstones sind an der Ostflanke des Hohen Rosenkogels aufgeschlossen. Im Gelände sind sie charakterisiert durch eine dunkelrote bis graugrüne Farbe im frischen Bruch. Aus mikrofazieller Sicht handelt es sich um Crinoiden-Packstones die fast ausschließlich aus Crinoiden- und Echinodermenresten bestehen. Vereinzelt treten die Benthosforaminiferen *Nodsaria* sp. oder *Dentalina* sp. auf. Die Poren wie auch die Kammern

der Foraminiferen sind von dunkelrotem Sediment gefüllt. Die Crinoideneinkristalle sind häufig von syntaxialem Zement überwachsen. Teilweise sind Stylolite ausgebildet.

Die Mächtigkeiten der Agatha-Formation variieren im Arbeitsgebiet recht stark. An der Westflanke des Rosenkogels sind sie nur geringmächtig mit 2-4 m aufgeschlossen wohingegen an der Ostflanke die Crinoiden-Packstones etwa 10-15 m ausmachen. Die zeitliche Einstufung der Agatha-Formation ist relativ schwierig, da diese Art von kondensierten Rotkalken bzw. der grauen Ausbildung im Ober-Jura teils weit verbreitet sind und für sie verschiedene stratigraphische Stellungen angegeben werden - Kimmeridgium bis Unter-Tithon (TOLLMANN, 1985, MOHTAT-AGHAI, 1999). Aufgrund der Überlagerung im Arbeitsgebiet ist für die Agatha-Formation aber ein jüngstes Unter-Tithon anzunehmen (vgl. SCHLAGINTWEIT & GAWLICK, 2009).

## **7.4 Barmsteinkalke der Oberalm-Formation des Hohen Rosenkogels**

### **7.4.1 Barmsteinkalke**

Die Barmsteinkalke, welche in die Oberalm-Formation eingeschaltet sind, bauen den Großteil des Hohen Rosenkogels auf und erreichen eine Mächtigkeit von etwa 90-100 Metern. Der tiefste Profilabschnitt ist im Westen des Hohen Rosenkogels aufgeschlossen wo die Mass-flow Ablagerungen unmittelbar über den grauen Wackestones der Agatha-Formation einsetzen. Es handelt sich hierbei um turbiditische Lagen in denen immer wieder grobe Mass-flow Ablagerungen eingeschaltet sind. Mikrofaziell sind die Turbidite durch gut sortierte Packstones, teilweise Grainstones gekennzeichnet. Auffallend ist das häufige Auftreten von Benthosforaminiferen wie *Andersenolina elongata*, *Redmondoides lugeoni*, *Nautiloculina oolithica*, *Mohlerina basiliensis* und *Trocholina cf. involuta*. Die Hauptmasse sind jedoch Crinoidenreste und vor allem Peloide, häufig als mikritische Anwachssäume um Biogenbruchstücke wie Muschelreste ausgebildet. Untergeordnet treten noch Tubiphyten wie *Crescentiella morronensis* und vereinzelt Dasycladalenreste wie *Anisoporella cf. jurassica* und *Neoteutloporella socialis* auf. In basalen Anteilen des tieferen Profilabschnittes fehlen jedoch noch *T. involuta* und *A. jurassica* und teilweise kann man *Clypeina sulcata* beobachten. Dies bedeutet, dass die ersten turbiditischen Schüttungen im tieferen Ober-Tithon einsetzen und in den höheren Bereichen des Profils die Jura/Kreide Grenze erreicht wird. *M. basiliensis* deutet auf einen höher energetisches Liefergebiet der Schüttungen hin wie zum Beispiel den Plattformrand.

Bei den zwischengelagerten Mass-flow Ablagerungen handelt es sich um grobe Stylobrekzien die eine Vielzahl verschiedener Klasten aus unterschiedlichen Faziesbereichen aufweisen. Es ist relativ schwierig das komplette Spektrum der Klasten im Dünnschliff zu erfassen, da ihre Größe stark variiert und vom cm-Bereich bis teils in den m-Bereich schwankt. Daher habe ich mehrer Schriffe pro Aufschluss angefertigt um möglichst alle Unterschiede herauszuarbeiten. Insgesamt lassen sich drei unterschiedliche Fazieszuordnung der jeweiligen Klasten feststellen (vgl. Tafel Mikrofossilien der Barmsteinkalke des Hohen Rosenkogels, S. 64): Tidal Flat 2 Übergang zur offene Lagune, geschlossene Lagune und „Riff“ bis Rückrifffazies. Die Einteilung dieser Faziesbestimmung basiert auf dem Konzept das von SCHLAGINTWEIT & GAWLICK (2003) bzw. von SCHLAGINTWEIT et. al (2005) für die Plassen-Formation der Typlokalität aufgestellt wurde.

Bei den Komponenten die der Fazieszone Tidal Flat 2 entsprechen handelt es sich um dunkle, schwarze graue Algal-Bindstones. Der primäre Ablagerungsraum dieser Karbonate entsprach einem seichten intertidalen bis supratidalen Bereich. Sehr häufig sind dabei *Bacinella*-Bindstones anzutreffen mit Verwachsungen von *Lithocodium aggregatum* und *Troglotella incrustans* begleitet von *Clypeina sulcata*. Ein weiterer Anhaltspunkt zur Einstufung in die Tidal Flat 2 Fazies ist das Auftreten von *Salpingoporella pygmaea* und *Thaumatoporella parvovesiculifera* mit charakteristischer Leiterstruktur, welche typisch für diese Zone ist. Die Abgrenzung zur Tidal Flat 1 Zone ist hier recht schwierig und evtl. nicht eindeutig da einerseits *Salpingoporella annulata* auftritt welche eigentlich für Tidal flat 1 spricht, andererseits die für diese Fazieszone typische Dolomitbildung und Foraminiferen Vergesellschaftung fehlt. Zusammenfassend ist zu sagen dass dieser Klastentyp in höher energetischen Bereichen der Plassen Karbonatplattform abgelagert wurden und damit in den Mittelabschnitt des Tithons zu stellen ist (SCHLAGINTWEIT et. al 2005).

Der 2. Typus von Klast entspricht der geschlossenen Lagune des höheren Tithons. Mikrofaziell sind dies Mudstone bis Wackestoneklasten. Die Wackestoneklasten sind häufig Dasycladales-Wackestone mit *Clypeina sulcata*, *Salpingoporella annulata* und häufig auftretenden *Miliolida*. Die Benthosforaminiferen werden durch Lituolidae (*Pseudocyclamina*), *Nautiloculina oolithica*, *Anchispirocyclina lusitanica* und *Redmondoides lugeoni* vertreten. Vereinzelt lassen sich Mudstoneklasten mit Tempestitlagen beobachten.

Der dritte Klastentyp der häufig anzutreffen ist, sind Onkoide, entweder als Einzelklast oder im Verband mit Benthosforaminiferen, Bryozoen, Korallenbruchstücken und Peloiden abgelagert. Die Form der Onkoide variiert häufig und ist von der Art und Beschaffenheit des Kernes abhängig wie zum Beispiel länglich/ovale Onkoide mit Muschelschalen als Kern oder

rundlichere Varianten mit Korallenbruchstücken. Teilweise sind auch aufgearbeitet Dasycladales-Wackestoneklagen mit *Clypeina sulcata* als Onkoide ausgebildet. Häufige Vertreter sind Rivulariceen-Onkoide mit *Rivularia lissaviensis* und *Bacinella irregularis* Umkrustungen. Unter den Benthosforaminiferen sind häufig *Mohlerina basiliensis*, *Nautiloculina oolithica* und teilweise *Redmondoides lugeoni* vertreten. Als Fazieszuordnung kommt hier das Riff bzw. der Übergang zur geschlossenen Lagune des Ober-Tithon der Karbonatplattform in Frage, einem wieder deutlich höherenergetischen Ablagerungsmilieu. Insgesamt zeigt dieses Klastenspektrum der Mass-flow Ablagerungen in den tieferen Teilen des Profils eine große Variationsbreite in der Fazies wie auch in der zeitlichen Abfolge, welche das gesamte mittlere Tithon bis Ober-Tithon wiedergibt.

In den hangenden Anteilen des Profils geht die Schichtfolge in deutlich feinkörnigere Sedimente über. Es kommt zur Wechsellagerung von Karbonatturbiditen mit feinkörnigen mikritischen Lagen der Oberalm-Formation. Bei den Turbiditen handelt es sich um gut sortierte Grain- bis Packstones, oft mit erosiven Basiskontakt zu den unterlagernden Mikriten. Hauptbestandteil der Turbidite sind verschiedene Pelioide bis Onkoide, untergeordnet Crinoidenreste, Seeigelstacheln, Miliolida und Bryozoenbruchstücke. Teilweise sind kleinere (1-2 mm) Extraklasten vorhanden, darunter dunkle mikritische Klasten und aufgearbeitet Oberalm-Formation. Dasycladale kommen nur mehr sehr selten vor, und dann nicht mehr als Einzelklasten sondern als Kerne von Onkoiden. Unter den Benthosforaminiferen sind *Pseudocyclamina lituus*, *Rectocyclamina sp.* und *Mohlerina basiliensis* hervorzuheben. Die mikrofazialen Eigenschaften wie auch Biogenvergesellschaftung sprechen für ein höherenergetisches, eher seichtes Liefergebiet dem der obere Hangbereich der Karbonatplattform entsprechen dürfte.

#### **7.4.2 Oberalm-Formation**

Die Oberalm-Formation stellt das Top der Abfolge am Hohen Rosenkogel dar. Dabei handelt es sich um feinkörnige Biomikrite. Aufgeschlossen sind sie hauptsächlich an der Nordflanke des Hohen Rosenkogels. Charakterisiert sind sie durch ein gebanktes, plattiges Auftreten. Mikrofazial konnten die Biomikrite als Calpionellen-Wackestones bis Mudstones identifiziert werden. Teilweise sind sie tektonisch recht stark beansprucht und weisen viele Kalzitadern mit Fenstergefüge auf. Neben Calpionellen treten noch Radiolarien, Schwammnadeln und vereinzelt kleiner Benthosforaminiferen und Miliolida auf. Dunkle bis schwarze Flecken deuten auf Bitumen hin. Die opaken Phasen sind hauptsächlich

Pyriteinspränglinge. Selten kann man Wühlspuren bzw. Wühlgänge beobachten. Das Alter der Wackestones konnte anhand von *Calpionella alpina* auf das späte Ober-Tithon bzw. tiefste Unter-Berriasium festgelegt werden (BLAU & GRÜN, 1997). Die Mikrofazies der Oberalm-Formation entspricht der SMF 3 - Subtyp Calpionellen–Wackestone (FLÜGEL, 2004). Die SMF 3 steht für ein pelagisches Ablagerungsmilieu der FZ 1 (Becken) bzw. FZ 3 (offener Schelf).

## **7.5 Schrambach-Formation**

Der Übergang von der Oberalm-Formation zur Schrambach-Formation ist fließend und wird hauptsächlich durch eine Abnahme der Calpionellen und einer Zunahme von Radiolarienschüttungen gekennzeichnet. Die Einteilung der Standardmikrofazies bzw. der Fazieszone entspricht der Oberalm-Formation. Der Beginn der Schrambach-Formation wird auf oberes Unter-Berriasium angegeben (BOOROVA et al., 2000).

## **8. Beschreibung der Schichtfolge der Zwerchwand**

### **8.1 Sandlingalm-Formation**

Die Basis der Schichtfolge welche im Gebiet der Zwerchwand aufgenommen wurde, ist zu vergleichen mit der Sandlingalm-Formation die von GAWLICK et al. (2007) innerhalb der Ruhpolding Radiolarit Gruppe neu aufgestellt wurde. Das Alter für dieses neu definierte Sandlingalm Becken entspricht dem Unter-Callovium bis Oxfordium/Kimmeridgium Grenzbereich. Die basalen Einheiten die im Kartiergebiet auftreten, sind kondensierte Hallstätter Rotkalke. Aufgeschlossen sind sie im Gebiet der Hütteneckalm, vereinzelt im Hangschutt am Forstweg Richtung Roßmoosalm und im Bachbett des Sulzbaches westlich der Zwerchwand. Generell ist jedoch zu sagen dass die Aufschlussverhältnisse recht dürftig sind und bei der Hütteneckalm nicht eindeutig festgestellt werden konnte ob die Rotkalke noch dem Raschberg zugehörig sind, oder in der Störungszone zwischen Raschberg und Hütteneck aufgearbeitet wurden. Bei den Karbonaten handelt es sich um rote bis dunkelrote kondensierte Kalke. Häufig sind im Handstück Ammoniten und Crinoiden feststellbar. Diese Merkmale lassen auf den Hangend-Rotkalk der Hallstätter-Zone schließen wie sie MANDL (1982) und PISTOTNIK (1975) fürs Arbeitsgebiet beschrieben haben.

Überlagert werden die Hallstätter Kalke von einer Wechsellagerung aus Radiolariten und Kieselkalken. Die Radiolarite sind mikrofaziell durch eine große Variationsbreite charakterisiert. Sehr häufig treten dunkelbraune bis grauschwarze Spiculit - Wackestones (SMF 1) mit runden Radiolarien auf, welche jedoch meistens stark rekristallisiert sind und nicht bestimmt werden konnten. Bei den Schwammnadeln ist eine deutliche Einregelung erkennbar. Neben diesen Wackestones sind auch noch komplett rekristallisierte Radiolarite zu erwähnen welche quasi fast frei an Begleitfauna sind. Teilweise lassen sich schwarze, sternförmige Schwammnadeln erkennen. Bei den Kieselkalken handelt es sich um pelagische, filamentreiche Mud- bis Wackestones (SMF 3). Die Matrix ist generell dunkel (grauschwarz - dunkelbraun) und der Anteil an Radiolarien wechselt häufig, welche jedoch wenn sie auftreten rekristallisiert sind.

Gegen das Hangende geht diese Entwicklung über in Crinoiden-Packstones. Der Übergang ist jedoch fließend und an der Basis treten sie meist als Matrix der Radiolaritklasten auf. Sie sind stark verwittert und weisen variable Farben im frischen Bruch auf (violett, rot-grün). In den höheren Anteilen geht dies aber schnell in reine, hell beige, kompakte Crinoiden-Packstones über. Die Crinoiden-Packstones sind denen der Agatha-Formation sehr ähnlich. In mikrofazieller Hinsicht sind sie nur schwer voneinander zu unterscheiden, aber aufgrund der Überlagerung und Unterlagerung lassen sie sich eindeutig abgrenzen. Im Unterschied zur Agatha-Formation kommen in diesen Crinoiden-Packstones jedoch deutlich weniger Foraminiferen vor bzw. sind nur bruchstückhaft erhalten was eine Zuordnung erschwert.

## **8.2 Alpines Haselgebirge**

Beim Alpines Haselgebirge handelt es sich im Kartiergebiet um ein Mischgestein das hauptsächlich aus einer tonigen Grundmatrix besteht. In älterer Literatur wird auch von „Lebergebirgs-Ausbissen“ bzw. ausgelaugtem Haselgebirge gesprochen da die leicht löslichen Komponenten wie zum Beispiel das Steinsalz während der Verwitterung ausgelaugt wurde. In der tonigen, richtungslosen Grundmasse findet man immer wieder größere Gips- und Anhydritblöcke (50 cm im Durchmesser), in denen noch primäre sedimentologische Strukturen, wie Schichtungen und Fließgefüge erkennbar sind. Hauptsächlich tritt das Haselgebirge als dunkelgrauer bis rötlich-schwarzer Ton auf, zuweilen aber auch als intensiv rot gefärbte Gips-Ton-Brekzie. Diese Charakteristika lassen auf das Bunte Salztongebirge schließen (SCHAUBERGER, 1986), für das ein Alter von Mittel- bis Ober-Skyth angegeben

wird. Diese Alterangabe ist insofern von Bedeutung, als dieses Alter nicht typisch für das Alpine Haselgebirge, das Perm ist (VOZAROVA ET AL., 1999). Vielmehr handelt es sich nach dieser Altereinstufung um Evaporite des Reichenhaller Niveaus. Es kann daher nicht ausgeschlossen werden, dass in der Saline Bad Ischl das Salzvorkommen, zu zwei unterschiedlichen Herkunftsgebieten zuzuordnen ist. Das wäre einerseits das fern transportierte Alpine Haselgebirge und andererseits die Evaporite des Tirolikums die demzufolge diapirartig aufsteigen müssten. Aufgeschlossen sind die Evaporite im Untersuchungsgebiet südlich und westlich der Zwerchwand. Am Forstweg von der Reinfalzalp Richtung Hütteneck lässt es sich noch ca. 700m Richtung Osten, bis es auskeilt, verfolgen. Charakteristisch im Gelände ist meistens eine morphologische Verflachung und Vernässung über den inpermeablen Schichten. Auch kleinere Quellaustritte fallen häufig mit dem Übergang zum Haselgebirge zusammen. Im Zuge der Kartierarbeiten habe ich versucht Leitfähigkeitsmessungen der Gerinne durchzuführen um die teilweise schlechten Aufschlussverhältnisse, bedingt durch das hohe Hangschutttaufkommen zu kompensieren. Im Durchschnitt liegen die Leitfähigkeiten der Gerinne und Quellen südlich der Zwerchwand und bei der Reinfalzalp bei 600-800  $\mu\text{S}$ . Dieser extrem hohe Wert spricht deutlich für ein Einzugsgebiet dass durch das Haselgebirge beeinflusst ist. Für die kleinern Quellen in dieser Höhenlage, mit einem eher geringen Einzugsgebiet und Verweildauer des Wassers würde man signifikant niedrigere Werte erwarten. Bemerkenswert ist ein Sprung der Leitfähigkeit bei dem Gerinne zwischen Zwerchwand und Rosenkogel. Im oberen Bereich des Tales (ab HM 1160) sinkt die Leitfähigkeit auf ca. 350  $\mu\text{S}$ . Dies ist zwar noch immer ein vergleichsweise hoher Wert, kann aber durchaus auf das karbonatisch dominierte Einzugsgebiet zurückgeführt werden. Eine Beeinflussung durch das Haselgebirge kann im östlichen Teil des Tales ausgeschlossen werden.

Bemerkenswert ist auch die Ausbildung von morphologischen Rücken oder „Riedel“ vor der Südflanke der Zwerchwand. Diese zum Teil bis zu 3 m hohen Erhebungen folgen den Hauptstörungsrichtungen in NE-SW Richtung und sind bevorzugt bei den Ansatzpunkten der Felsstürze ausgebildet.

Die Platznahme des alpinen Haselgebirges erfolgte wie jüngere Untersuchungen zeigten im Oxfordium/Kimmeridgium Grenzbereich, vor dem Umschwung von siliziklastischer zu karbonatisch dominierter Sedimentation (vgl. GAWLICK et al. 2007)

### 8.3 Rekrystallisierte Beckensedimente

Im Hangenden des Alpenin Haselgebirges folgen geringmächtige (0.5 bis 1 m) dunkelgraue bis schwarze, plattige Karbonate. Im Dünnschliff erkennt man dass sie teilweise rekrystallisiert sind. Primäre Komponenten oder Biogene sind nicht vorhanden. Das Ausgangsmaterial dürfte demzufolge wahrscheinlich einem Mud- bis Wackestone entsprochen haben. Vereinzelt sind Kalzitadern vorhanden. Die Poren bzw. Zickelräume sind von einem radiaxial fibrösen Zement ausgefüllt und von einem sehr feinkörnigen, dunkelschwarzen, wahrscheinlich organischem Material ausgefüllt. Eine zeitliche Angabe ist schwierig da keine Leitfossilien auftraten, aber Aufgrund der Unter- und Überlagerung kann nur Kimmeridgium bis Unter-Tithon angenommen werden.

### 8.4 Barmsteinkalke und Oberalm-Formation der Zwerchwand

#### 8.4.1 Barmsteinkalke

Im Hangenden des Haselgebirges bzw. der Beckensedimente folgen die Barmsteinkalke. Generell sind die Barmsteine der Zwerchwand denen des Hohen Rosenkogels sehr ähnlich, trotzdem konnten Unterschiede durch die mikrofaziale Analyse herausgearbeitet werden. Hauptunterschied ist das Zurücktreten der groben Stylobrekzien mit älterem Komponentenbestand der Plassen-Karbonatplattform wie sie aus den tieferen Profilabschnitten des Rosenkogels beschrieben wurden. In den basalen Anteilen findet man noch immer Dasycladales-Wackestones die der geschlossenen Lagune der Plassen-Karbonatplattform zuzuordnen sind. Gegen das Hangende gehen diese Brekzienlage aber schnell in grobe Turbiditschüttungen und Mass-flows über. Diese sind mikrofazial gekennzeichnet durch Packstones bis Grain-/Rudstones. Auffällig bei diesen Lagen ist das häufige Vorkommen der Benthosforaminifere *Andersenolina alpina* welche in der Schichtfolge des Rosenkogels nur sehr untergeordnet auftritt. Weiters treten vermehrt Hydrozoen, größere Korallenbruchstücke und *Crescentiella morronensis* auf. Die Benthosforaminiferen sind vertreten durch *Andersenolina elongata*, *Redmondoides lugeoni*, *Mohlerina basiliensis*, *Nautiloculina oolithica* und *Pseudocyclamina lituus*. Auch das vermehrte Vorhandensein von Onkoide ist charakteristisch für die Zwerchwand. Häufig sind *Rivulariceen*-Onkoide umkrustiert mit *Bacinella irregularis* und *Troglotella incrustans*. Gegen das Hangende gehen die groben Mass-flows allmählich in feinere, gut sortierte

Turbidisequenzen über. Bemerkenswert ist hier das Auftreten von *Coscinophragma* aff. *cribrosa*, einer sessilen Benthosforaminifere mit nur sehr geringer Reichweite im Unter-Berrias und typisch für hochenergetische, riffnahe bis zentrale Bereiche der externen Plattform (vgl. SCHLAGINTWEIT et al. 2003, SCHLAGINTWEIT et al. 2005). Außergewöhnlich ist weiters der Einzelfund von *Humiella catenaeformis* (RADOICIC), eine Alge die bisher aus den Nördlichen Kalkalpen noch nicht bekannt war, und typisch für das Berriasium bis frühe Valanginium ist (HUSINEC & SOKAČ, 2006). Zusätzlich tritt in den hangenden Bereichen die Dasycladale *Anisoporella* cf. *jurassica* vermehrt auf (vgl. Tafel Mikrofossilien Zwerchwand S. 65). Ein weiterer Unterschied zu den Barmsteinen des Hohen Rosenkogels ist das Auftreten von Extraklasten, welche nicht von der Ober-Jura-Flachwasserentwicklung stammen. Dabei handelt es sich hauptsächlich um braune bis dunkelrote/schwarze Radiolaritklasten die in den basalen Einheiten teilweise recht häufig sind aber in den hangenden Lagen fehlen.

#### **8.4.2 Oberalm-Formation**

Bei den Gesteinen der Oberalm-Formation der Zwerchwand handelt es sich um dieselben Biomikrite wie sie schon vom Hohen Rosenkogel beschrieben wurden. Eine Wechsellagerung von Calpionellen bzw. Radiolarien reichen Wackestones, Das Alter der Formation, bestimmt durch *Calpionella alpina*, ist ebenfalls Ober-Tithon bis Unter-Berrias.

#### **8.5 Schrambach-Formation**

Auch der Übergang der Oberalm-Formation zur Schrambach-Formation ist bei der Zwerchwand fließend. Charakterisiert sind die Biomikrite durch die Abnahme der Calpionellen und eine Zunahme der Radiolarien. Das Alter der Schrambach-Formation wird auf oberes Unter-Berriasium angegeben (BOOROVA et al., 2000)

#### **8.6 Roßfeld-Formation**

Charakterisiert ist die Roßfeld-Formation (Ober-Valanginium bis Barremium [FAUPL & TOLLMANN, 1979]) im Kartiergebiet durch braune bis beige Sedimentgesteine, welche in der Störungszone zwischen Zwerchwand und Hoher Rosenkogel aufgeschlossen sind. Es sind feinkörnige (Silt bis Feinsand), gut sortierte, gebankte Karbonatsandsteine. Im Dünnschliff zeigt sich eine deutliche Schichtung, eine Wechsellagerung von hellen mächtigeren Lagen mit

feinen dunkelbraunen Lagen in den immer wieder Pyriteinspränglinge festzustellen sind. Der Hauptbestandteil sind hellgraue Karbonatklasten und grüne bis braune Schwerminerale. Bei den grünen Mineralen handelt es sich vorwiegend um Chromspinelle und bei den braunen Varietäten um Glimmerminerale. Vereinzelt findet man auch Benthosforaminiferen, meistens nur bruchstückhaft erhalten. Die Bestimmung fällt daher recht schwierig aus, bei einem Einzelfund konnte jedoch eine Foraminifere der Gattung *Cyclogyra* festgestellt werden.

## 9. Tektonik

Das generelle Einfallen der Schichtfolgen entspricht Nord bis Nordost, wobei die Schichtfolge der Zwerchwand etwas flacher ( $35^{\circ}$ - $45^{\circ}$ ) als die des Hohen Rosenkogels ( $50^{\circ}$ - $65^{\circ}$ ) einfällt. An der Nordflanke des Hohen Rosenkogels ist eine deutliche Zunahme des Einfallwinkels zu beobachten, da die Oberalm-Schichten hier teilweise fast senkrecht stehen. Die tektonischen Hauptelemente welche im Kartiergebiet anzutreffen sind, sind steil stehende Seitenverschiebungen. Dabei lassen sich zwei Phasen der tektonischen Aktivität unterscheiden. Das am auffälligsten ausgeprägte Lineament ist eine dextrale Seitenverschiebung welche in NW-SE Richtung, im Tal zwischen Zwerchwand und Rosenkogel verläuft, welche die erste Phase repräsentiert. Begleitet wird sie durch eine starke Beanspruchung der Formationen im Nahbereich der Störung, dass durch einen hohen Zerlegungsgrad, Verstellung bzw. Verkippung und Faltenbildung (Faltenachse  $020^{\circ}/35^{\circ}$ ) der Lithologien gekennzeichnet ist. Das Alter dieser Störung dürfte frühes bis mittleres Miozän sein (vgl. FRISCH & GAWLICK, 2003). Gleichzusetzen ist diese Störung mit der Altausee-Störungszone, die den Dachsteinblock von dem südlichen und nördlichen Tennegebirge-Block separiert. Es handelt sich nach dieser Vorstellung um ein großregionales Störungssystem mit einem dextralen Versatz von ca. 8 km. Anzumerken ist hier, dass bei derart ausgeprägter, intensiver Tektonik nicht mit einer diskreten Blattverschiebung zu rechnen ist, sondern vielmehr Verzweigungen und en-echelon Segmentierungen der Hauptverschiebung in E-W und N-S Richtung zu erwarten sind. Dies konnte auch im Kartiergebiet festgestellt werden, da sowohl der Hohe Rosenkogel wie auch die Zwerchwand durch solche kleinere Störungen zerlegt sind. Die 2. Phase wird repräsentiert durch jüngere NE-SW streichende, gestaffelte Seitenverschiebungen, durch die die vorhin genannten Störungen abgeschnitten und versetzt werden. Hierbei variieren sowohl Bewegungssinn wie auch Versatzweite. Während im Westen dextraler und geringer Versatz (im Meterbereich)

vorherrschend ist im Osten ein sinistraler Bewegungssinn und einem Versatz im 10er Meter Bereich zu beobachten. Das Zusammenspiel dieser beiden Störungssysteme wird vor allem an der Süd- und Westseite der Zwerchwand ersichtlich, wo an den Schnittpunkten der Lineamente miteinander bzw. mit der Felskante, der Gesteinsverband entfestigt wird. Diese Lokalitäten bilden dann in weiterer Folge bevorzugte Schwächezonen für das Entstehen von Felsstürzen.

Bemerkenswert bei dem Störungssystem der 2. Phase ist, dass man deren Lage und Verlauf neben den Geländebeobachtungen weiters sehr detailliert über die Veränderungen der mikrofaziellen Charakteristika in den Barmsteinlagen bestimmen kann (vgl. Taf. 4). Dies konnte im Westteil des Rosenkogels und der Zwerchwand, wo das Haselgebirge auskeilt festgestellt werden. Die äußersten Bereiche die durch die Störung beeinflusst sind, sind charakterisiert durch vermehrtes Auftreten von Kalzitadern und beginnender Brekzienbildung bzw. kataklastischem Gefüge (vgl. Tafel 4, Abb. 1). Bei weiterer Annäherung an die Störungszone kommt es interessanter Weise zur Dolomitisierung der Karbonate. Die Ursache hierfür sehe ich im Aufsteigen und in der Zirkulation von hochsalinaren Fluiden in der Störungszone (vgl. Tafel 4, Abb. 4). Der Ursprung der Fluide dürfte das Haselgebirge sein. Im Randbereich der Störungen erkennt man die beginnende Dolomitisierung anhand von Zufuhrkanälen wo sich im zentralen Teil des Kanals über den Kalzitkern, Dolomitkristalle bilden. In den zentralen Teilen der Störungen ist dann das komplette Karbonat zu Dolomit rekristallisiert und man erkennt nur mehr reliktwiese frühere Strukturen wie Onkoide und größere Biogene. Aber es handelt sich weiterhin um Barmsteinkalke und die Dolomitisierung ist auf eine junge störungsbedingte Ursache zurückzuführen und spiegelt keinen Formationswechsel wider. Die Ergebnisse von MANDL (1984), der in den Dolomiten Steinalmkalk und Gutenstein-Dolomit sah, können nicht bestätigt werden.

## **10 Diskussion der kartierten Schichtfolgen**

### **10.1 Modellwahl**

Die nachfolgende Diskussion der Schichtfolgen wie auch die Schlussfolgerungen basieren auf dem Konzept dass FRISCH & GAWLICK (2003) präsentierten bzw. auf den darauf basierenden Arbeiten zur Entwicklung der Plassen-Karbonatplattform. Gegen das Konzept von MANDL (2000) sprachen die folgenden Überlegungen: Er interpretierte die Ober-Jura Resedimente als

eine Bildung in einem tektonisch ruhigen Intervall dass, wie gezeigt werden wird, für die Barmsteinkalke des Hohen Rosenkogels aber nicht zutreffen kann. Außerdem zeigt die Zwerchwand eine inverse Schichtfolge zu seinem Modell – das heißt das Haselgebirge befindet sich im Hangenden der Hallstätter Kalke – was mit seinem Modell nicht zu erklären ist. Die Entscheidung gegen das Modell von FRANK & SCHLAGER (2006) ist etwas komplizierter. Die bidirektionalen Sedimentationsschema auf die sich dieses Modell beruft kann auch mit FRISCH & GAWLICK (2003) erklärt werden. Was meiner Meinung aber mit dem transpressionalen Konzept nicht zu erklären ist, ist die Sandlingalm-Formation der Zwerchwand. Laut ihrem Modell müsste, gleich wie bei MANDL (2000), das Haselgebirge im Liegenden der Hallstätter Kalke sein was ich aber nicht bestätigen kann. Außerdem erklärten sie in ihrer Arbeit leider nicht wie sie sich die Karbonatplattformentwicklung im Ober-Jura vorstellen; welche jedoch ein Schlüsselpunkt zur Rekonstruktion der Geodynamik darstellt. Sie vergleichen in ihrer Arbeit den Sedimentationsverlauf der Hallstätter Zone schematisch mit der Betischen Kordillere und zeigen ein komplexes Wechselspiel aus Seitenverschiebungen und Überschiebungen. Mir erschloss sich dabei nicht, wie sie die Faziesmuster der Plassen-Karbonatplattform in einem tektonisch dermaßen stark beanspruchten Raum in Einklang bringen wollen. Das Hauptkriterium dieser Problematik sind für mich dabei die Klastenvergesellschaftung in den Barmsteinlagen: Bei dem transpressionalen Modell müsste man sich die auf den vor gelagerten Hochzonen entstehenden Riffe als Atolle vorstellen (vgl. FLÜGEL, 2004) und das wiederum würde eine anderes Komponentenspektrum in den Resedimenten bewirken.

Aus diesen Gründen sind für mich der Ansatzpunkt von FRISCH & GAWLICK (2003) und die darauf basierende Entwicklungsdynamik der Plassen-Karbonatplattform als einzig plausibles Konzept in Frage gekommen.

## **10.2 Interpretation der Schichtfolge des Hohen Rosenkogels**

Die Basis der Schichtfolge am Hohen Rosenkogel mit den Brekzienlagen des Scheck-Members aus dem Pliensbachium/Toracium Grenzbereich, repräsentiert den beginnenden Jurazyklus. Nach dem Massensterbeereignis an der der Trias/Jura Wende herrschte auf den absinkenden Obertriasplattformen Mangelsedimentation vor. Daraus resultieren die kondensierten Rotkalke der unteren Adnet-Formation (inkl. Lienbach-Member). Als Ablagerungsraum werden Hangbereiche (Hangwinkel 10-15°) angegeben (BÖHM et al., 2000). Die Ablagerung der Scheckbrekzie erfolgte an den steilen Hängen einer Horst und

Graben Morphologie, welche sich ab dem Pliensbachium zu entwickeln beginnt. Die Ursache der Brekzienbildung wird in der erhöhten tektonischer Aktivität gesehen und den dadurch ausgelösten Schuttströmen (BÖHM et al., 1995).

Die folgenden Radiolarite der Ruhpoldinger Radiolarit Gruppe des Bajociums bis Unter-Tithonium zeigen den Umschwung zu fast ausschließlich tief mariner Sedimentation und erhöhter Subsidenz. Diese Veränderung der Ablagerungsbedingungen stehen in unmittelbarem Zusammenhang mit der beginnenden Schließung der Neotethys ab der Grenze Bajoc/Oxford und der damit verbundenen Anlage asymmetrischer Becken vor den herannahenden Deckenfronten des Akkretionskeils (GAWLICK & FRISCH, 2003). Ab der Basis Oxfordium kommt es zur Bildung der innertiroloischen Überschiebungsfronten wie zum Beispiel der Trattberg-Schwelle. Auf den sich hebenden Deckenstirnen entwickeln sich die Ober-Jura-Plattformen und progradieren Richtung Süden (GAWLICK et al., 2005). In nördlicher Position werden auf Schwellenzonen ab dem Ober-Tithon kondensierte Rotkalke der Agatha-Formation abgelagert, welche sich in dieser von der Plassen-Karbonatplattform abgeschirmten paläogeographischen Position entwickelten (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2009). Durch den Kollaps der Deckenstirnen im Unter-/Ober-Tithon bilden sich steile Escarpments mit hoher Subsidenz in den nördlichen Teilen der Schwellenzonen (SCHLAGINTWEIT & GAWLICK, 2007). Dieses Ereignis ist in der Abfolge des Hohen Rosenkogels einerseits in der Ausbildung der Spaltenbildung und Füllungen der Agatha-Formation in der Scheckbrekzie dokumentiert, andererseits führt die hohe Subsidenz zum Übergang der Rotkalke in die grau-grüne Agathafazies, welche eine deutlich tiefere Bildungstiefe repräsentiert (MOHTAT-AGHAI, 1999). Zusätzlich wird durch dieses Ereignis der Sedimentationsverlauf des Taugelboden Beckens (nördlich der Trattberg-Schwelle) grundlegend verändert. Der Sedimentationsraum wird durch die hemipelagische karbonatdominierte Oberalm-Formation überlagert, in der die groben Mass-flows der Barmsteinkalke zwischengeschaltet sind. Dieses Zusammenbrechen der Deckenstirnen mit gleichzeitiger Ausbildung von steil stehenden Abschiebungen erklärt auch das unvermittelte Einsetzen der Barmsteinlagen über der Agatha-Formation. Außerdem liefert dieser Umbau der Ober-Jura-Plattform die Erklärung für den Aufbau der Barmsteinlagen. Wie für die tieferen Teile des Profilabschnittes beschrieben wurde, kommen in den Stylobrekzien Klaster aus unterschiedlichen Fazieszonen und Alterstufen unmittelbar nebeneinander vor. An dieser Stelle muss für die Rekonstruktion der Herkunft des Klusterspektrums detaillierter auf die Entstehungsgeschichte der Plassen-Karbonatplattform eingegangen werden. Die initiale Riffbildung erfolgte bereits im Ober-Oxfordium (AUER et al., 2009). In weiterer Folge progradierte die Plattform aus heutiger geographischer Sicht, auf

der sich hebenden Deckenfront, Richtung Süden. Die Konsequenz aus diesem Zusammenspiel von Hebung und Progradation war die Entwicklung einer asymmetrischen Plattform, in der sich die jeweiligen Fazieszone in räumlicher, wie zeitlicher Abfolge ändern. Dies bedeutet dass sich zum Beispiel die geschlossene Lagune erst ab dem tieferen bis höheren Tithon entwickeln konnte da erst durch die Progradation die dafür erforderlichen hydrodynamischen wie räumlichen Voraussetzungen geschaffen werden mussten. Dies bedingt weiters, dass die Sedimente der geschlossenen Lagune im Hangenden von der offenen Lagune bzw. Tidal Flat des mittleren Tithon anzutreffen sind. Durch den beginnenden Umbau der Karbonatplattform im Grenzbereich Unter-/Ober-Tithon (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2007) kann sich in weiterer Folge ein Plattformrand Richtung Norden entwickeln, der seinerseits teilweise auf den Ablagerungen der geschlossenen Lagune entsteht. Für die Zusammensetzung der Stylobrekzien in den tieferen Teilen des Profils bedeutet diese Entwicklung folgendes: Durch das Entstehen steiler Abschiebungen am Nordrand der Deckenfront wird die komplette Abfolge der Plattform angeschnitten und Material unterschiedlicher Fazies und Alters werden mobilisiert und als Schuttstrom beckenwärts abgelagert. Die Turbiditlagen stammen aus dem neu entstanden Riff- bzw. Hangbereich, was auch die häufig vorhanden *Crescentiella morronensis* in den Turbiditen, welche typisch für den Oberen Hang sind (SENOWBARI-DARYAN et. al., 2008), belegen. Gegen das Hangende werden die Turbidite feinkörniger, die Ober-Jura-Flachwasserkomponenten nehmen deutlich ab und es kommt zur Wechsellagerung mit den Biomikriten der Oberalm-Formation. Dieser fining-upward Trend spiegelt das Rückweichen bzw. back-stepping der Plattform wider und damit eine Vergrößerung des Transportweges, was eine Abnahme der Korngröße bedingt. Mit dem final drowning der Plassen-Karbonatplattform im Berriasium (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2006a) kommt die Karbonatproduktion zum Erliegen, was am Top der Rosenkogel-Abfolge mit der pelagischen Oberalm-Formation und der Schrammbach-Formation dokumentiert ist. Diese versiegeln den Sedimentationsraum mit einer Onlap-Struktur und leiten zu einem neuen Sedimentationszyklus in der Kreide über.

### **10.3 Interpretation der Schichtfolge der Zwerchwand**

Die Basis der Schichtfolge im Gebiet der Zwerchwand ist Teil der Hallstatt Mélange, wie sie von FRISCH & GAWLICK (2003) neu definiert wurde. Diese Abfolgen repräsentieren die komplexen geodynamischen Entwicklungen der Radiolaritbecken in den Nördlichen Kalkalpen im Mittel- bis Ober-Jura. Das Sandlingalm Becken (Unter-Callovium – Ober-

Oxfordium) und Lammerbecken (Ober-Callovium bis Mittel-Oxfordium) bildeten sich als die ersten dieser Sedimenttröge (GAWLICK et al., 2007). Charakterisiert sind sie durch die Kieselsedimente der Ruhpolding Radiolarit Gruppe welche die tiefmarinen Ablagerungsbedingungen widerspiegeln. Ab dem tieferen Callovium bzw. tieferen Oxfordium kommt es zum Umschwung der Sedimentation und zur Ablagerung von Mass-flows und dem Eingleiten von bis km-großen Schollen, deren Ursprung der Hallstätter Salzbergfaziesraum ist. Dies zeigt die fortschreitende Einengung bzw. Akkretionierung des Hallstatt Faziesraumes an, der in weiterer Folge erodiert wird und die nördlichen davon gelegen Becken verfüllt. Das bedeutet, dass in den Beckenfüllungen, die Schichtfolgen der Hallstätter Zone in stratigraphisch umgekehrter Reihenfolge zu erwarten ist. Die stratigraphisch jüngsten Einheiten werden dementsprechend als erstes erodiert und kommen in den Becken in den tieferen Bereichen vor. Die Platznahme des Alpen Haselgebirges – als stratigraphisch älteste Einheit – erfolgte im Oxfordium/Kimmeridgium Grenzbereich, und liegt deshalb konsequenterweise auf der Hallstatt Mélange. Auf Basis dieser Entwicklung lässt sich auch die aufgenommene Sichtfolge der Zwerchwand interpretieren mit Hallstattkalken und Radiolariten in Wechsellagerung an der Basis, gefolgt von den Crinoiden-Packstones. Das Top der Abfolge stellt das Haselgebirge mit den geringmächtigen schwarzen Beckensedimenten dar. Auf Grund der faziellen Übereinstimmung wurde die Abfolge der Zwerchwand der Sandlingalm-Formation bzw. dem Sandlingalm Becken zugeordnet (vgl. GAWLICK et al., 2007). Im Unterschied zum Sandling fehlen jedoch die pelagischen Mikrite des Kimmeridgium und es setzen sofort die Mass-flows der Barmsteinkalke ein. Im Vergleich zu den Barmsteinkalken des Hohen Rosenkogels fehlen auf der Zwerchwand die groben Stylobrekzien mit Klasten aus unterschiedlichen Fazieszonen. Zwar kommen auch auf der Zwerchwand Komponenten der geschlossenen Lagune vor, der Hauptteil sind aber Grain- bis Floatstones die dem oberen Hang bzw. Riffbereich des Ober-Tithons bzw. Unter-Berrias zuzuordnen sind. Die weitere Entwicklung am Top der Abfolge deckt sich mit der des Hohen Rosenkogels mit der Wechsellagerung von Biomikriten und gut sortierten Turbiditen die wiederum einen fining-upward Trend zeigen. Die Schrambach- und Roßfeld-Formation leiten zum kretazischen Sedimentationszyklus über. Die Roßfeld-Formation wird als turbiditisch entstandene Flyschsequenz im Rahmen einer Molasseentwicklung interpretiert (GAWLICK et al., 2008).

## 11 Schlussfolgerungen

Der Hohe Rosenkogel zeigt eine Abfolge wie sie typisch für das Taugelboden Becken bzw. dem Nordrand der Trattberg-Schwelle ist (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2009). Die Schichtfolge repräsentiert auf beispielhafte Weise den komplexen Sedimentationszyklus des gesamten Juras in den nördlichen Teilen der NKA. Dies bedeutet dass der Hohe Rosenkogel und seine Unterlagerung zum Tieftirolikum zu stellen ist, und dementsprechend keine Gesteine des akkretionierten Hallstätter Salzbergfaziesraums beinhaltet, was auch durch die Untersuchungen im Kartiergebiet festgestellt werden konnte. Der Hohe Rosenkogel entspricht daher der Fortsetzung des Höherstein-Plateaus (GAWLICK et al. 2007). Die Unterlagerung der Barmsteinkalke der Zwerchwand weist dagegen eine komplett andere Entwicklung auf. Wie beschrieben, zeigt die Hallstatt Melange mit dem auflagernden Alpinen Haselgebirge die Entwicklung des Sandlingalm Beckens des Hochtirolikums, und entspricht damit jenem Sedimentationsraum der durch die Trattberg-Schwelle vom Tieftirolikum getrennt war.

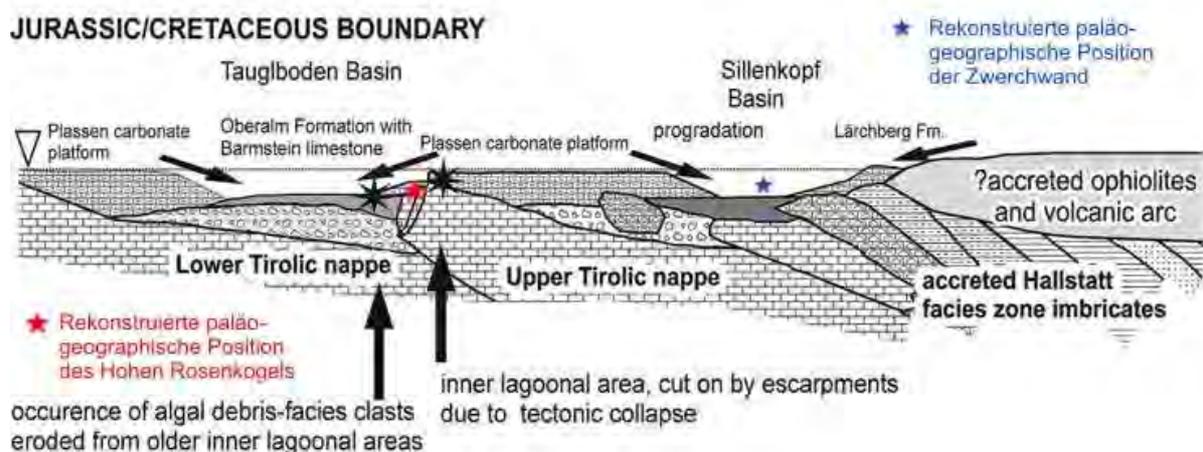


Abb. 11: Paläogeographische Position des Hohen Rosenkogels und der Zwerchwand im Unter-Tithon

Daraus geht hervor dass der Hohe Rosenkogel und die Zwerchwand bis zumindest Ober-Tithon eine gänzlich andere Position voneinander eingenommen haben müssen (siehe Abb. 11). Wie gezeigt wurde ist die Entwicklung des Ober-Juras, genauer gesagt des Ober-Tithons bis Unter-Berrias, der Zwerchwand und des Hohen Rosenkogels ähnlich. Die Unterschiede findet man hauptsächlich in den tieferen Profilabschnitten, wo die Schichtfolge des Rosenkogels durch die Stylobrekzien aus unterschiedlichen Fazieszonen und stratigraphischen Niveaus aufgebaut ist. Diese fehlen jedoch auf der Zwerchwand, wo die

Abfolge mit groben Mass-flows einsetzt, die am Rosenkogel erst in den mittleren Profilabschnitten vertreten sind. Dies bedeutet, dass die initialen Brekzienbildungen, welche durch die Ausbildung der steilen Abschiebungen am Nordrand der Trattberg-Schwelle verursacht wurden, fehlen. Gute Übereinstimmungen der Entwicklungen findet man in den Mass-flow Ablagerungen, die in beiden Profilen der oberen Hang- bzw. Rifffazies des Ober-Tithons/Unter-Berrias zugeordnet werden konnten. Nach der biostratigraphischen Zonierung der Plassen-Karbonatplattform (SCHLAGINTWEIT et al. 2005) entsprechen die Resedimente den Zonen II, II a und III. Die Zone II ist definiert durch die Benthosforaminiferen *Pseudocyclamina sphaeroidalis* und *P. lituus* und reicht vom Mittel-Tithon bis ins späte Ober-Tithon. *Pseudocyclamina lituus* ist dabei auf die höheren Anteile beschränkt, und ist in den Mass-flows häufig vertreten. Die Zone II a ist nur in den basalen Anteilen des Rosenkogels ausgebildet. Sie ist definiert durch das Vorkommen von *Anchispyrocyclus lusitanica* und für das tiefste Ober-Tithon. Die Zone III schlussendlich mit *Crescentiella morronensis* und *Protopenereplis ultragranulata* leitet in das Berrias über. *Protopenereplis ultragranulata* konnte zwar in keinem der Faziesprofile bestimmt werden, dafür spricht *Anisoporella cf. jurassica* und *Coscinophragma aff. cribrosa* eindeutig für die Zuordnung der stratigraphisch höchsten Abfolgen zu dieser Zone. Zusammenfassend können für die Barmsteinkalke im Kartiergebiet folgende Schlussfolgerungen getroffen werden:

- Die Abfolge am Rosenkogel setzt im untersten Ober-Tithon (Zone II a) ein
- Die Resedimente der Zwerchwand beginnen im Ober-Tithon (höhere Anteile von Zone II)
- Die hangenden Bereiche von Zwerchwand und Hoher Rosenkogel sind identisch, mit Riffschuttmaterial der Zone III des oberen Hanges bzw. der Rifffazies des späten Ober-Tithons bis Unter-Berrias in Wechsellagerung mit den Biomikriten der Oberalm-Formation (vgl. Tafel Mikrofossilien S. 64-65). Der festgestellte fining-upward Trend spiegelt den Umbau bzw. das Zurückweichen der Plassen-Karbonatplattform, bedingt durch den Kollaps der Trattberg-Schwelle, wider.

Diese Ergebnisse der mikrofaziellen Analysen der Barmsteinkalke geben nun Aufschluss über die geodynamischen Entwicklungen im Ober-Tithon. Die Schichtfolge des Rosenkogels setzt sich im Ober-Tithon im Rahmen der zerbrechenden Trattberg-Schwelle fort (vgl. Kap. 10.2). Komplizierter ist der festgestellte fining-upward Trend der Zwerchwand zu deuten. Für die rekonstruierte Position des Sandlingalm Beckens an der Grenze Unter-/Ober-Tithon – das

bedeutet südlich der Plassen-Karbonatplattform – kann dieser Trend nicht interpretiert werden. Denn würde der „Sandling-Block“ in dieser Position bleiben, müsste durch die Progradation der Plattform ein coarsening-upward Trend in den Resedimenten ausgebildet sein. Die Barmsteinkalke der Zwerchwand zeigen aber deutlich die Retrogradation der Karbonatplattform. Auf Basis des heutigen Kenntnisstandes lässt das nur eine Schlussfolgerung zu, nämlich die Aufschiebung des Sandlingalm Beckens auf die Trattberg-Schwelle gefolgt von einem Eingleiten, in Zusammenhang mit dem Zerbrechen der Schwelle, in eine Position nördlich der Plattform. Diese Entwicklung muss konsequenterweise bereits im späten Ober-Tithon abgeschlossen worden sein, da ab diesem Zeitpunkt die Entwicklung der Barmsteinkalke von Zwerchwand und Rosenkogel ident sind (vgl. Übersicht der Mikrofossilien im Anhang, S. 60-61). Bereits GAWLICK et al. (2007) stellte fest, dass für die heutige Position des Sandlingalm Beckens großräumige Überschiebungen verantwortlich sein müssen. Diese Schlussfolgerungen basieren einerseits auf der Analyse der Beckenfüllung durch die festgestellt wurde, dass es sich um das südlichste der mitteljurassischen bis Oxfordium Radiolaritbecken handelt, was eine weite Überschiebung erforderlich macht. Andererseits stellt es einen allseitig tektonisch begrenzten Fremdkörper in der heutigen Umgebung dar. Die genaue Dynamik dieser komplexen Vorgänge kann im Rahmen dieser Diplomarbeit nicht gelöst werden, muss aber in weiterer Folge überprüft und verifiziert werden. Festzuhalten ist jedoch dass Zwerchwand und Rosenkogel bereits im Ober-Tithon in sehr naher Position zueinander gelegen haben müssen, und demzufolge die Hauptüberschiebung bereits im frühen Ober-Tithon erfolgt sein muss.

Die weitere Entwicklung, gekennzeichnet durch die Molasse Sedimente der Rossfeld-Formation (GAWLICK et al., 2008), zeigt wieder ein tektonisch eher ruhiges Intervall in der Unterkreide an. Maßgebliche Seitenverschiebungen im Arbeitsgebiet dürften erst wieder im Zusammenhang mit der Anlage der Gosaubecken in der Ober-Kreide (Ober-Turonium bis Unter-Campanium) erfolgt sein (WAGREICH & DECKER, 2001). Die Autoren zeigen in dieser Arbeit dass die Anlage des Gosaubeckens der Typlokalität westlich des Arbeitsgebietes nicht in einem transpressionalen Regime stattfand, sondern die Hauptfaktoren, die zur Beckenbildung führten NW-SE gerichtete dextrale Seitenverschiebungen waren. Diese vermittelten zwischen SE-gerichteten synsedimentären Abschiebungen – das heißt in einem extensionalen Regime.

Als letzte Bewegung ist die miozäne laterale Extrusion zu nennen (RATSCHBACHER et al. 1991). Dabei verläuft, durch die Ergebnisse dieser Faziesanalyse fixiert, die Aussee-

Störungszone genau zwischen Zwerchwand und Hohem Rosenkogel, für die ein dextraler Versatz von 8 km angegeben wird, die schlussendlich zur heutigen Position führt.

Diese Ergebnisse zeigen, dass die bisherige Vorstellung von einer zusammenhängenden Jura-Entwicklung für die Zwerchwand und den Hohen Rosenkogel (MANDL, 1984, 2000) nicht zutreffend ist. Vielmehr entwickelten sich die beiden Formationen in weit von einander entfernten Positionen und kamen erst in der Spätphase ihrer Entwicklung nebeneinander zu liegen.

Daher sind folgende Ergebnisse zu definieren:

- Die Abfolge des Hohen Rosenkogels entwickelt sich im Tieftirolikum bzw. der zerbrechenden nördlichen Trattberg-Schwelle. Es treten keine Gesteine des Hallstätter Salzbergfaziesraums auf (vgl. Querprofil S. 67).
- Die Schichtfolge der Zwerchwand repräsentiert die komplexe Wildflyschenentwicklung des Sandlingalm Beckens (GAWLICK et al., 2007) und dessen Überlagerung. Sie entspricht dem Hochtirolikum bzw. der Trattberg-Schwelle die an der Grenze Unter-/Ober-Tithon zerbrach.
- Eine zusammenhängende Jura-Entwicklung für Zwerchwand und Hohen Rosenkogel kann nicht bestätigt werden.
- Der heutige Bauplan wird maßgeblich von der miozänen lateralen Extrusion bestimmt, charakterisiert durch die NW-SE gerichtet Seitenverschiebung die bis heute aktiv ist.

## 12 Ökonomische Bedeutung

Welche Auswirkungen haben nun diese Ergebnisse auf die angewandten Fragestellungen? Warum der Hohe Rosenkogel keine Anzeichen eines Felssturzes aufweist lässt sich jetzt auf Grund der neu aufgestellten Schichtfolge des Rosenkogels, da kein Haselgebirge auftritt, leicht erklären. Komplizierter erscheint aber die Auswirkung auf die Massenbewegung der Zwerchwand. Wie Eingangs angesprochen wurde hallten die von ROHN (1991) aufgelisteten Gründe, welche zur Entstehung des Felssturzes führen sollen, den Vergleich mit anderen Lokalisationen mit ähnlicher Schichtfolge nicht stand. Erstens wäre hier der Salzbergbau von Bad Dürrenberg zu nennen (GAWLICK et al., 1999 c). Auch bei intensiven bergbaulichen

Tätigkeiten kommt es bei vergleichbarer Schichtfolge zu keinen Massenbewegungen aufgrund von Setzungserscheinungen. Es ist nicht zwingend notwendig dass durch den Salzbergbau Setzungen auftreten. Es kann sogar den gegenteiligen Effekt hervorrufen, also eine Volumenzunahme ausgelöst durch die Veränderung der Scher- und Normalspannungen im Stollen (HUNSCHE & HAMPL, 1999). Auch die Zufuhr von Luftfeuchtigkeit in die Lagerstätte über das Bergbaugebilde kann zum Kriechen bzw. „Aufquellen“ der Salze führen (SCHAUBERGER, 1986) Beide Phänomene hängen fundamental mit den Strukturparametern des Salztyps zusammen. Bevor solche Analysen für die Stollen unterhalb der Zwerchwand nicht vorliegen, sollte man vorerst Abstand nehmen von Pauschalaussagen über die Beeinflussung des Bergbaues.

Zweitens ist die Schneiderwaldantiklinale, wie sie PLÖCHINGER (1975) vom Steinbruch Leube bei Gartenau beschreibt, zu erwähnen. Den Kern dieser Faltenstruktur wird vom Alpen Haselgebirge aufgebaut gefolgt von der Oberalm-Formation und Barmsteinlagen. Die Faltenschenkel, dieser mehr als 100 HM morphologischen Erhebung, fallen mit ca. 60 Grad ein. Es kommt aber auch hier zu keiner Massenbewegung obwohl laut ROHN et. al (2004) hier alle Voraussetzungen dafür gegeben wären. In dieser Arbeit wird das Phänomen des „large scale lateral spreading“ am Beispiel des Raschberges und Sandlings unmittelbar östlich des Arbeitsgebietes beschrieben. Die Ursachen der Massenbewegungen werden als die Überlagerung von kompetenten Lagen über inkompetenten Lagen gedeutet die in Zusammenhang mit der steilen Morphologie das Ausgleiten von Felsblöcken bewirkt. Eine tektonische Aktivität als Ursache wird jedoch ausgeschlossen.

Demzufolge müssen für die Zwerchwand andere ursächliche Mechanismen in Betracht gezogen werden. Die Geländebeobachtungen zeigten dass das Haselgebirge vielmehr aufsteigt und keine Setzungen aufweist. XIANG (1997) zeigt, dass die Tonminerale des ausgelaugten Haselgebirges im Arbeitsgebiet keine Quellfähigkeit besitzen, das bedeutet, dass ein Aufquellen der Tonhülle ausgeschlossen werden kann. Aus dem Amalia-Stollen beschreibt MEDWENITSCH (1957) ein Eindringen des Haselgebirges in die „Klüfte und Sprünge des Tressensteinkalkes“ am vermeidlich sedimentären Übergang zum Rosenkogel. Gleichzeitig beschreibt er den Übergangsbereich als bedeutenden Wasserleithorizont in einer Mylonitzone. Führt man diese Beschreibungen mit meinen Untersuchungen zusammen ist für mich klar dass das Haselgebirge, bedingt durch die junge (miozäne) extensionale Seitenverschiebung, diapirartig aufsteigt (siehe Abb. 12). Die Zerlegung des Gesteinsverbandes der Zwerchwand sehe ich nicht aufgrund der Bergbautätigkeit sondern führe ich auf die aktive Störungszone zurück. Das heißt der Felssturz der Zwerchwand ist auf

das Aufsteigen des Haselgebirges und auf die Zerlegung des Gesteinsverbandes – beides in Zusammenhang mit der aktiven Störungszone – zu sehen. Die Mechanismen die schlussendlich zum Ausgleiten der Felstürme führen sind die Selben wie von ROHN (1991) beschrieben, die Ursachen jedoch grundsätzlich verschieden.

Konsequenterweise müssen auch die Ursachen der Massenbewegungen des Raschbergs und des Sandlings überdacht werden, da sie nun genetisch als Einheit betrachtet werden können und eine tektonisch induzierte Massenbewegung nicht auszuschließen ist.

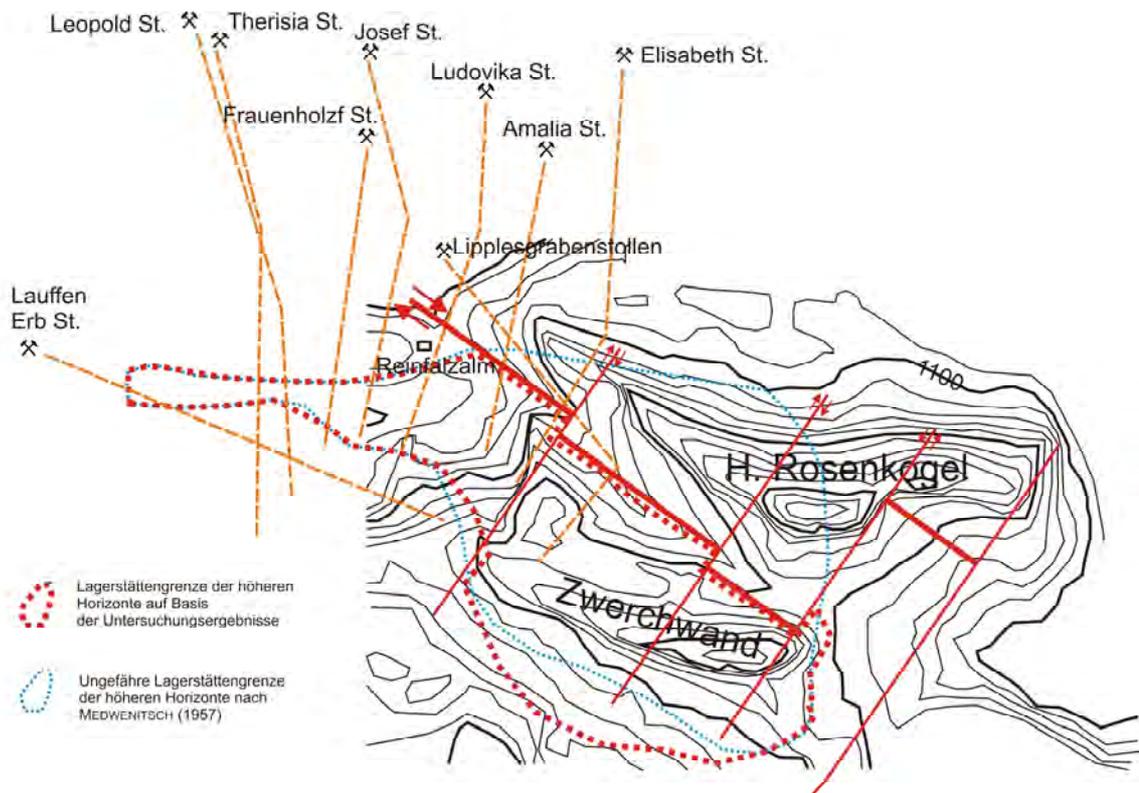


Abb. 12: Rekonstruierte Lagerstättengrenze auf Basis der eigenen Ergebnisse. Stollenverlauf nach MEDWENITSCH (1957)

Im Vergleich zur Bergzerreißung des Plassens, genauer gesagt des Roten Kögele und Steinbergkogel, ergeben sich durch diese Ergebnisse Parallelen die bisher nicht beachtet wurden. Erstens basieren die geotechnischen Bearbeitungen auf fehlerhaften geologischen Grundmodellen der Hallstätter-Zone (vgl. HIEBL, 2009), das bedeutet dass die Ursachen bis jetzt noch nicht richtig verstanden sind. Zweitens treten die gleichen Hauptzerlegungsrichtungen (NNE-SSW, und senkrecht dazu) wie bei der Zwerchwand auf. Daher liegt der Schluss nahe, dass auch im Gebiet des Plassen mit vergleichbaren Entwicklungen in Bezug auf die tektonischen Ereignisse in der Ober-Kriede wie auch der miozäne laterale Extrusion zu rechnen ist. Demzufolge ist eine Detailkartierung des Gebietes,

unter Berücksichtigung der neuesten wissenschaftlichen Erkenntnisse und Methoden, unumgänglich um akkurate Vorhersagen treffen zu können.

In Hinblick auf die Lagerstätte der Salinen von Bad Ischl sind die Ergebnisse in zweifacher Weise von Bedeutung: Erstens lassen sich die Vorhersagen über die Lagerstättengrenzen bzw. den zu erwartenden Vorräten deutlich verbessern. Wie aus Abb. 12 deutlich hervorgeht folgt die Lagerstätte den tektonischen Lineamenten bzw. wird von diesen begrenzt. Zweitens wird durch die Identifizierung der Störungszone klar, dass die Hauptentwässerung über steil stehende Seitenverschiebungen erfolgt, da der Amalia-Stollen als Hauptwasserbezug für die Solegewinnung genutzt wurde MEDWENITSCH (1957). Daher können durch die genauere Vorhersage der Störungszonen sicherheitstechnische Fragestellungen akkurater beantwortet werden, denn Wassereinbrüche stellen im Salzbergbau eine ständige und ernstzunehmende Gefahr dar.

### **13 Ausblick**

Wie gezeigt wurde basiert die Neuinterpretation der Schichtfolgen im Kartiergebiet größtenteils auf Ergebnissen und Modellvorstellungen die in vergangenen 10 bis 15 Jahren entwickelt wurden. Allen voran sei hier die Neukonzipierung des Deckenstapels der NKA (FRISCH & GAWLICK, 2003) genannt, welche die Entwicklungen der Mittel-Jura-Radiolaritbecken und Oberjura-Karbonatplattformen in einen geodynamischen Kontext bringen. Ein weiterer großer Fortschritt ist in diesem Sinne die Neubearbeitung der Oberjura-Flachwasserkarbonat Entwicklung mit einer gesicherten biostratigraphischen wie faziellen Zonierung (SCHLAGINTWEIT et. al 2003/2005), welche die Neubearbeitung der Resedimente erst ermöglichte. Von diesem Standpunkt aus sind die bisherigen Untersuchungen im zentralen Bereich der NKA, welche die neuesten Ergebnisse noch nicht beinhalten oder außer Acht lassen nur bedingt brauchbar. Wie sich auch im Untersuchungsgebiet gezeigt hat ist etwa die Unterscheidung der kondensierten Rotkalke (Agatha-Formation und Hallstätter Kalke) im Gelände nicht möglich, und man kommt ohne mikrofazieller Analyse und Einbeziehung der geodynamischen Entwicklung unweigerlich zu einer falschen Schlussfolgerung. Dies hat wissenschaftliche Fehlinterpretationen zur Folge weshalb auch die bisherige Bearbeitung von Massenbewegungen im zentralen Salzkammergut hinterfragt werden muss. Bislang wurde fälschlicherweise angenommen, dass auch der Rosenkogel vom Haselgebirge unterlagert wird und dementsprechend den gleichen Mechanismen der

Bergzerreißung unterliegt, wie die Zwerchwand. Konsequenterweise wurde daher auch der Hohe Rosenkogel bei angenommener gleicher Schichtfolge und steiler Südwandmorphologie, als ein potentiell durch Massenbewegung gefährdeter Bereich ausgeschieden. Dieses Beispiel macht deutlich, dass die vorhin besprochenen Arbeiten die Mechanismen, nicht aber die Ursachen der Massenbewegungen herausarbeiten. Als Grundlage für die Vorhersage von Gefährdungsgebieten sind diese Arbeiten, da sie sich auf fehlerhafte geologische Grundmodelle stützen, nicht geeignet. Für eine sichere Bestimmung von gefährdeten Gebieten im zentralen Salzkammergut muss daher eine fundierte Kenntnis der Schichtfolge auf Basis der neusten wissenschaftlichen Erkenntnisse gegeben sein und dementsprechend eine Neubearbeitung, unter Miteinbeziehung mikrofazieller Analysen, sowie den heutigen geodynamischen Modellen, dringend angedacht werden sollte.

## 14. Literaturverzeichnis

- AUER, M., GAWLICK, H.-J., HISASHI, S., SCHLAGINTWEIT, F. (2009): Spatial and temporal development of siliceous basin and shallow-water carbonate sedimentation in Oxfordian Northern Calcareous Alps. - *Facies* **55**: 63-87. Berlin.
- BLAU, J. (1987 a): Neue Foraminiferen aus dem Lias der Lienzer Dolomiten. Teil I: Die Foraminiferenfauna einer roten Spaltenfüllung in Oberrhätalkalken. - *Jb. Geol. B.-A.*, **129**: 494-523, 2 Figs., 7 Pis., Wien.
- BLAU, J. (1987 b): Neue Foraminiferen aus dem Lias der Lienzer Dolomiten. Teil II: Foraminiferen (Involutinina, Spirillinina) aus der Lavanter Breccie (Lienzer Dolomiten) und den Nördlichen Kalkalpen. - *Jb. Geol. B.-A.*, **130**: 5-23, 1 Fig., 5 Pls., Wien.
- BLAU, J. & GRÜN, B. (1997): Late Jurassic/Early Cretaceous revised calpionellid zonal and subzonal division and correlation with ammonite and absolute time scales.- *Mineralia Slovaca*, **29**: 297-300, 2 figs.; Bratislava.
- BÖHM, F., DOMMERGUES, J.-L. & MEISTER, C. (1995): Breccias of the Adnet Formation: indicators of a Mid-Liassic tectonic event in the Northern Calcareous Alps (Salzburg/Austria). - *Geol. Rundsch.*, **84**: 272-286, Berlin.
- BÖHM, F., EBELI, O., KRISTYN, L., LOBITZER, H., RAKUS, M., SIBLIK, M. (2000): Fauna, Stratigraphy and Depositional Environment of the Hettangian-Sinemurian (Early Jurassic) of Adnet (Salzburg, Austria) - *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **56/2**: 143-271, 53 Abb., 4 Tab., 30 Taf., Wien.
- BOOROVA, D.; LOBITZER, H.; SKUPIEN, P.; VASICEK, Z. (2000): Biostratigraphy and Facies of Upper Jurassic-Cretaceous Pelagic Carbonate Sediments (Oberalm-, Schrambach- and Roßfeld-Formation) in the Northern Calcareous Alps, South of Salzburg - *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **56/2**: 273-318, 4 Abb., 3 Tab., 14 Taf., Wien.
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. - *Geotekt. Forsch.* **58**: 1-217, Stuttgart.
- FAUPL, P., TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. - *Geol. Rundsch.*, **68**: 93-120, Stuttgart.
- FENNINGER, A. (1967): Riffentwicklung im oberostalpinen Malm. - *Geol. Rundsch.*, **56**: 171-185, 8 Abb., Stuttgart.
- FLÜGEL, H. & FENNINGER, A. (1966): Die Lithogenese der Oberalmer Schichten und der mikritischen Plassenkalke (Tithonium, Nördliche Kalkalpen). - *Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Abh.*, **123**: 249-280, 10 Abb., 2 Tab., 1 Beil., Taf., 28-31, Stuttgart.
- FLÜGEL E. (2004): *Microfacies of Carbonate rocks: analysis, interpretation and application.* - Springer: S. 976 Heidelberg.
- FRANK, W., SCHLAGER, W. (2006): Jurassic strike slip versus subduction in the Eastern Alps. - *International Journal of Earth Sciences*, **95**: 431-450, Berlin.
- FRISCH, W., GAWLICK, H.-J. (2003): The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion - a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. - *International Journal of Earth Sciences*, **92**: 712-727, Berlin.
- GAWLICK, H.-J. (1996): Die früh-oberjurassischen Brekzien der Stubbergschichten im Lammertal - Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **39/40**: 119-186, Wien.
- GAWLICK H.-J., FRISCH W., VECSEI A., STEIGER T., BÖHM F. (1999 a): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. - *Geol. Rundsch.* **87**: 644-657, Stuttgart.

- GAWLICK, H.-J., KRYSZYN, I., LEIN, R., MANDL, G. (1999 b): Tectonostratigraphic concept for the Juvavic Domain. - *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Series A*, Vol. **52**: 95-104, Tübingen.
- GAWLICK, H.-J., LEIN, R.; PIROS, O.; PYTEL, C. (1999 c): Zur Stratigraphie und Tektonik des Hallein-Bad-Dürrenberger-Salzberges: Neuergebnisse auf der Basis von stratigraphischen und faziellen Daten (Nördliche Kalkalpen, Salzburg) - *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **56/2**: 69-90, 14 Abb., 10 Tab., Wien.
- GAWLICK H.-J, SUZUKI H. (1999): Zur stratigraphischen Stellung der Strubbergsschichten in den Nördlichen Kalkalpen (Callovium-Oxfordium). - *Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Abh.* **211**: 233-262, Stuttgart.
- GAWLICK H.-J., FRISCH W. (2003) The Middle to Late Jurassic carbonate clastic radiolaritic flysch sediments in the Northern Calcareous Alps: Sedimentology, basin evolution and tectonics: an overview. - *Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Abh.*, **230**: 163-213, Stuttgart.
- GAWLICK H.-J., SCHLAGINTWEIT F., MISSONI S. (2005): Die Barmsteinkalke der Typlokalität nordwestlich Hallein (hohes Tithonium bis tieferes Berriasium; Salzburger Kalkalpen) - *Sedimentologie, Mikrofazies, Stratigraphie und Mikropaläontologie: neue Aspekte zur Interpretation der Entwicklungsgeschichte der Ober-Jura-Karbonatplattform und der tektonischen Interpretation der Hallstätter Zone von Hallein – Bad Dürrenberg*. - *Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Abh.*, **236**: 351-421, Stuttgart.
- GAWLICK H.-J., SCHLAGINTWEIT, F., MISSONI, S. (2007): Das Ober-Jura Seichtwasser-Karbonat Vorkommen der Drei Brüder am Wolfgangsee (Österreich): das westlichste Vorkommen der Wolfgangsee-Karbonatplattform südlich der Brunnwinkel-Schwelle am Nordrand des Tauglboden-Beckens. - *Journal of Alpine Geology*, **48**: 83-100, Wien.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., HOXHA, L., DUMITRICA, P., KRYSZYN, L., LEIN, R., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F. (2008): Mirdita Zone ophiolites and associated sediments in Albania reveal Neotethys Ocean origin. - *Geol. Rundsch.*, **97**: 865-881, Stuttgart.
- GAWLICK H.-J., SCHLAGINTWEIT F., SUZUKI H. (2007): Die Ober-Jura bis Unter-Kreide Schichtfolge des Gebietes Sandling-Höherstein (Salzkammergut, Österreich) - Implikationen zur Rekonstruktion des Block-Puzzles der zentralen Nördlichen Kalkalpen, der Gliederung der karbonatklastischen Radiolarit Flyschbecken und der Entwicklung der Plassen-Karbonatplattform. - *Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Abh.*, **243**: 1-70, Stuttgart.
- GAWLICK H.-J., SCHLAGINTWEIT F. (2006): Berriasian drowning of the Plassen carbonate platform at the type-locality and its bearing on the early Eoalpine orogenic dynamics in the Northern Calcareous Alps (Austria). - *International Journal of Earth Sciences*, **95**: 451-462, Berlin.
- GAWLICK H.-J., SCHLAGINTWEIT F. (2009): Revision des Tressensteinkalkes: Neuinterpretation der späten Ober-Jura- bis ?Unter-Kreide-Entwicklung des Plattform-Becken-Überganges der Plassen-Karbonatplattform (Österreich, Nördliche Kalkalpen). - *Journal of Alpine Geology*, **51**: 1-30, Wien.
- HIEBL, R. (2009): Geotechnische Betrachtungen von Großhangbewegungen im Raum Salzkammergut, im toten Gebirge und im Bereich der Wurzeralm (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Bakkalaureatsarbeit*, S. 46, Leoben.
- HORNUNG, T. (2007): The 'Carnian Crisis' in the Tethys realm - multistratigraphic studies and palaeoclimate constraints. - *PhD-Thesis*, 233 S., Universität Innsbruck.
- HUNSCHKE, U., HAMPL, A., (1999): Rock salt - the mechanical properties of the host rock material for a radioactive waste repository. - *Engin. Geol.* **52**: 271-291.
- HUSEN, D., VAN (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal - *Jb. Geol. B.-A*, **120/1**: 1-130, 69 Abb., 5 Taf., Wien
- HUSINEC, A. & SOKAČ, B. (2006): Early Cretaceous benthic associations (foraminifera and calcareous algae) of a shallow tropical-water platform environment (Mljet Island, southern Croatia). - *Cretac. Res.*, **27/3**: 418-441, Zagreb.

- KOBER, L. (1912): Über Bau und Entstehung der Ostalpen. - Mitt. Geol. Ges. **5**: 368-481, Wien
- KRYSTYN L., LEIN, R. (1996): Triassische Becken- und Plattformsedimente der östlichen Kalkalpen. - Ber. Geol. Bundesanst. **33**: 1-23, Wien.
- LEIN, R. (1985): Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. - Arch Lagerstätterforsch Geol B-A **6**: 117-128, Wien
- LEIN, R. (1987): Evolution of the Northern Calcareous Alps during Triassic times. - In: Flügel HW, Faupl P (eds) Geodynamics of the Eastern Alps. Deuticke, S.: 85-102, Wien.
- LUKENEDER, A. (2005): Taphonomy and stratigraphy of Early Cretaceous ammonoid mass occurrences (Late Valanginian; Northern Calcareous Alps; Upper Austria) - Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft **98**: 34-51, Wien.
- MANDL, G. (1982): Jurassische Gleittektonik im Bereich der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischl und Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **28**: 55-76, 6 Abb., 2 Taf., Beil. 2, Wien.
- MANDL, G. (1984 a): Zur Trias des Hallstätter Faziesraumes - ein Modell am Beispiel Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. **30**: 44 S., 5 Abb., 5 Taf., 8 Beil, Wien.
- MANDL, G. (1984 b): Zur Tektonik der westlichen Dachsteindecke und ihres Hallstätter Rahmens (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **77** (1984), 1-31, Wien.
- MANDL, G. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf - Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. - Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **92**: 61-77, Wien.
- MEDWENITSCH, W., (1949): Die Geologie der Hallstätterzone von Ischl-Aussee. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **1**: 1-27. Wien.
- MEDWENITSCH, W., (1958): Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Alt-Aussee (Salzkammergut). - Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **50**: 133-200, 4 Taf., Wien.
- MOHTAT-AGHAI, P. (1999): Zur Geologie des Gebietes um Schwendt und zur Foraminiferenführung der Unterkreide zwischen Thiersee und Lofer (Nördliche Kalkalpen, Tirol). - Jb. Geol. B.-A, **141/4**: 449-471, 16 Abb., 1 Taf., Wien.
- MOJSISOVICS Ev., (1903): Übersicht über die geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. In: Diener C (Hrsg) Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. Tempsky & Freytag, S 383-391, Wien.
- PISTOTNIK, U. (1975): Fazies und Tektonik der Hallstätter Zone von Bad Ischl - Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich). - Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **66-67**: 143-158, 2 Abb., Taf. 1-3, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1974): Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg), mit einem Beitrag von I. DRAXLER. - Verh. Geol. B.-A., 71-88, Wien.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.G., MERLE, O. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: structural analysis. - Tectonics **10**: 257-271, New York.
- ROHN, J., (1991): Geotechnische Untersuchungen an einer Großhangbewegung in Bad Goisern (Oberösterreich). - Schriftenreihe Angewandte Geologie Karlsruhe, **14**: S 193. Karlsruhe.

- ROHN, J., RESCH, M., SCHNEIDER, H., FERNANDEZ-STEEGER, T. & CZURDA, K. (2004): Large scale lateral spreading and related mass movements in the Northern Calcareous Alps, *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*; Springer, **63**: 71-75, Heidelberg.
- SCHÄFFER, G. (1976): Bericht 1972 über Aufnahmen auf Blatt 96 (Bad Ischl). - Verh. Geol. B.-A., 1973, Einführung zur Geologischen Karte der Republik Österreich. Blatt 96, Bad Ischl. - [In:] T. GATTINGER et al.: Arbeitstagung Geol. Bundesanst. Salzkammergut 1976, **6-26**: Abb. 4-24, Wien.
- SCHÄFFER, G. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 95 Bad Ischl. - Geol. B.-A., Wien.
- SCHAUBERGER, O. (1986): Bau und Bildung der Salzlagerstätten des ostalpinen Salinars - Arch Lagerstättenforsch. Geol B-A, **7**: 217-254, Wien.
- SCHLAGER, W. (1967): Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. - Verh. Geol. B.-A.: 50-70, 3 Taf., Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F., GAWLICK, H.-J., LEIN, R. (2003): Die Plassen-Formation der Typlokalität (Salzkammergut, Österreich): neue Daten zur Fazies, Sedimentologie und Stratigraphie. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. **46**: 1-34, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F., GAWLICK, H.-J., LEIN, R. (2005): Mikropaläontologie und Biostratigraphie der Plassen-Karbonatplattform der Typlokalität (Ober-Jura bis Unter-Kreide, Salzkammergut, Österreich). - *Journal of Alpine Geology*, **47**: 11-102, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F., GAWLICK, H.-J. (2007): Analysis of Late Jurassic to Early Cretaceous algal debris-facies of the Plassen carbonate platform in the Northern Calcareous Alps (Germany, Austria) and in the Kurbnesh area of the Mirdita zone (Albania): a tool to reconstruct tectonics and palaeogeography of eroded platforms. - *Facies* **53**: 209-227, Berlin.
- SCHÖLLNBERGER, W. (1973): Zur Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* **22**: 95-153, Wien.
- SENOWBARI-DARYAN, B., BUCUR, I.I., SCHLAGINTWEIT, F., SĂSĂRAN, E., MATYSZKIEWICZ, J. (2008): *Crescentiella*, a new name for *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, 1969: an enigmatic Jurassic-Cretaceous microfossil. - *Geologia Croatica* ; vol. **61**: 185-214, Zagreb.
- SPENGLER, E. (1919): Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. - *Jahrb. Geol. Reichsanst.* **68**: 285-474, Wien.
- STEIGER, T. (1981): Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmstein Kalke, Salzburg, Österreich). - *Facies*, **4**: 215-348, Erlangen.
- TOLLMANN, A. (1976): Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil II. - X+556 S., Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1981): Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. - *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft Ges.*, **74/75**: 167-195, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): *Geologie von Österreich, Band 2*. - 710 S.: Deuticke, Wien.
- VOZAROVA, A.; VOZAR, J.; MAYR, M. (1999): High-Pressure Metamorphism of Basalts in the Evaporite Sequence of the Haselgebirge: An Evidence from Bad Ischl (Austria) *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **56/1**: 325-330, Wien
- WAGREICH, M., DECKER, K. (2001): Sedimentary tectonics and subsidence modelling of the type Upper Cretaceous Gosau basin (Northern Calcareous Alps, Austria). - *International Journal of Earth Sciences*, **90**: 714-726, Berlin.

WILSON, A.J., PETLEY, D.N., MURPHY, W. (2003): Down-slope variation in geotechnical parameters and pore fluid control on a large-scale Alpine landslide. - *Geomorphology*; **54**: 49-62, Amsterdam.

XIANG, W., (1997): Der Einfluss der Kationenbelegung auf die bodenmechanischen und rheologischen Eigenschaften von Tonen am Beispiel einer ostalpinen Großhangbewegung. - *Schriftenreihe Angewandte Geologie Karlsruhe*, **48**: S 190, Karlsruhe.

# Anhang

# Mikrofossilien der Barmsteinkalke des Hohen Rosenkogels

## Benthosforaminiferen

*Andersenolina alpina*  
*Andersenolina elongata*  
*Mohlerina basiliensis*  
*Pseudocyclamina lituus*  
*Troglotella incrustans*  
*Nautiloculina oolithica*  
*Redmondoides cf. lugeoni*  
*Trocholoina cf. involuta*  
*Anchispirocyclina lusitanica*

## Dasycladales

*Anisoporella jurassica*  
*Clypeina sulcata*  
*Salpingoporella pygmaea*  
*Salpingoporella annulata*  
*Neoteutoporella socialis*

## Mikroproblematika

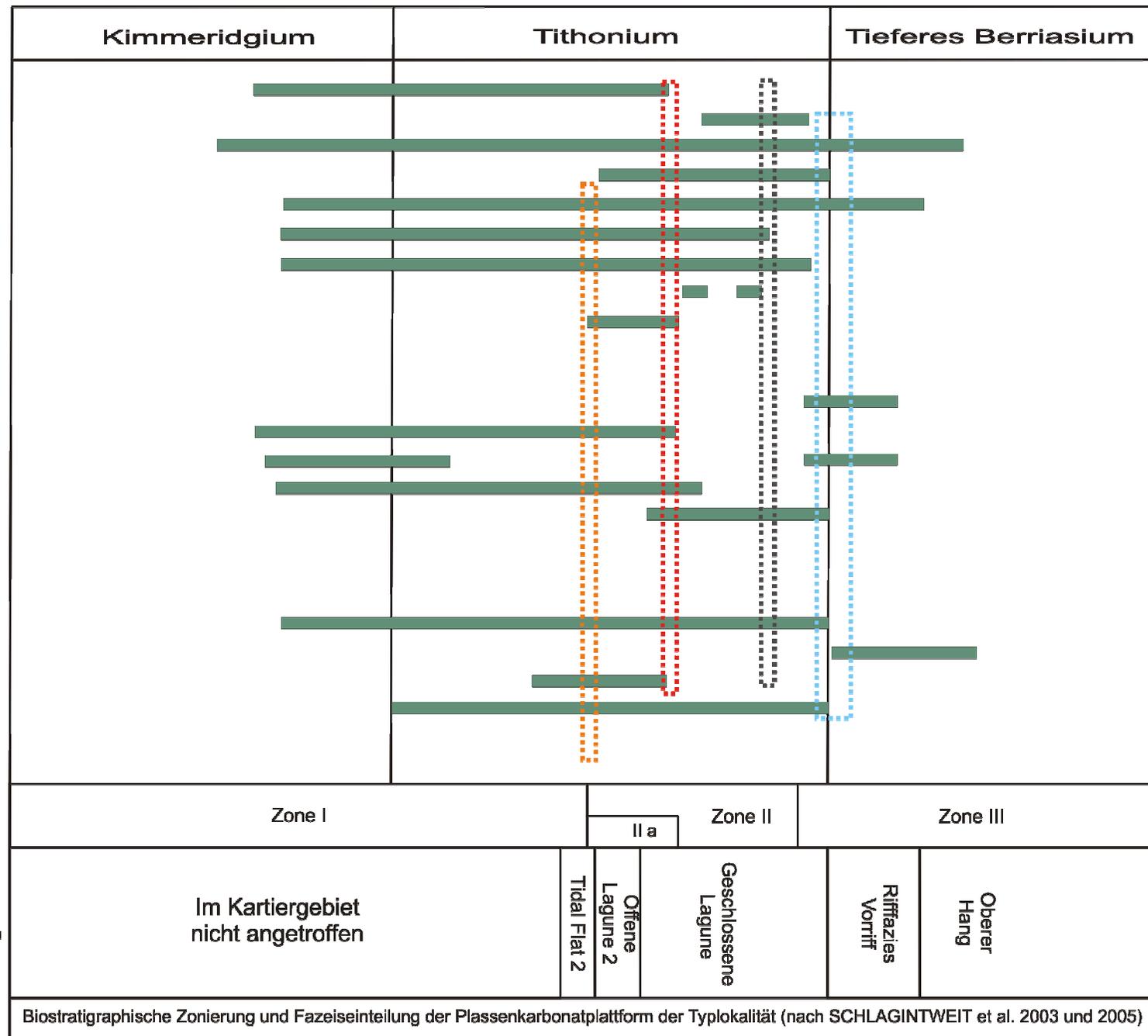
*Bacinella irregularis*  
*Crescentiella morronensis*  
*Lithocodium aggregatum*  
*Thaumatoporella parvovesiculifera*

 Klastentyp 1

 Klastentyp 2

 Klastentyp 3

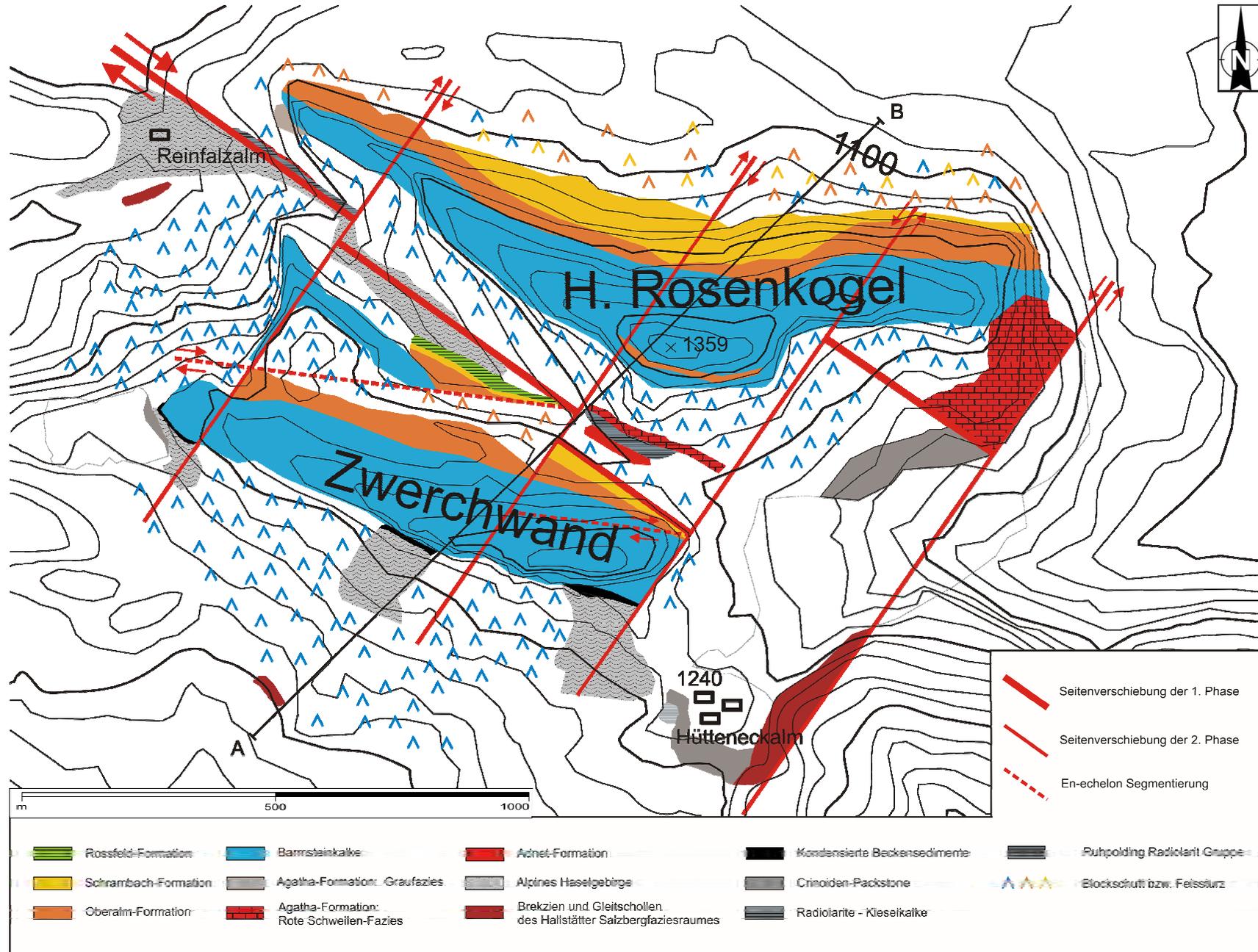
 Identische Mikrofossilvergesellschaftung von Zwerchwand und Rosenkogel in den Barmsteinkalk-Turbiditen der Oberalm-Formation



Biostratigraphische Zonierung und Fazeseinteilung der Plassenkarbonatplattform der Typlokalität (nach SCHLAGINTWEIT et al. 2003 und 2005)



# Geologische Karte



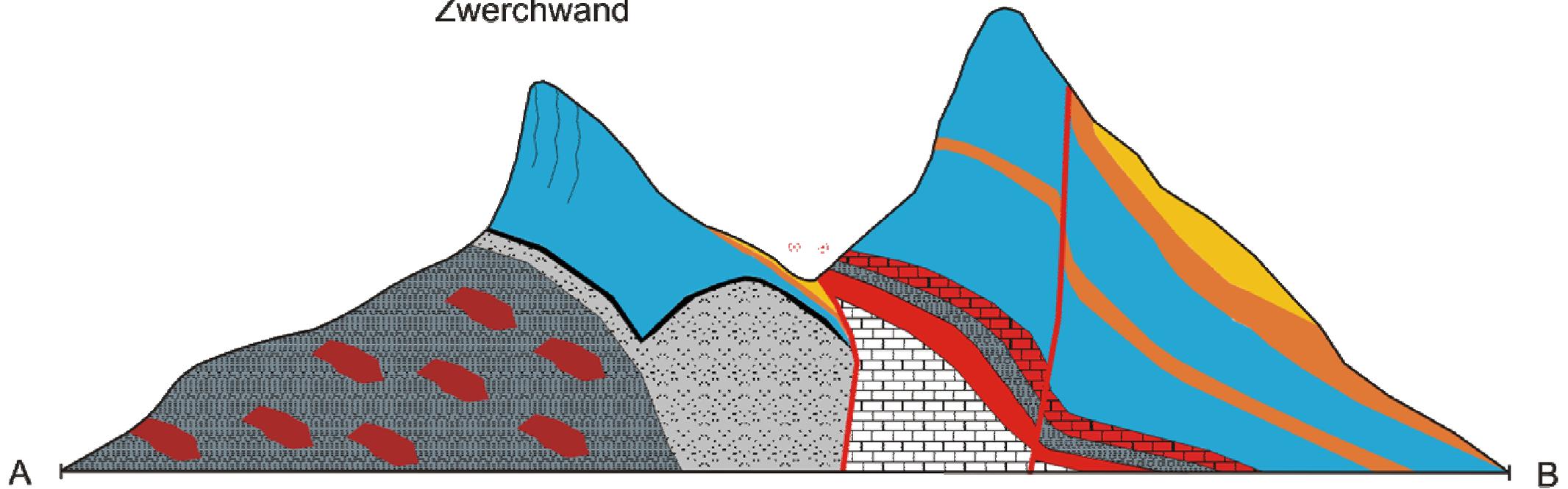
# Querprofil

SW

NE

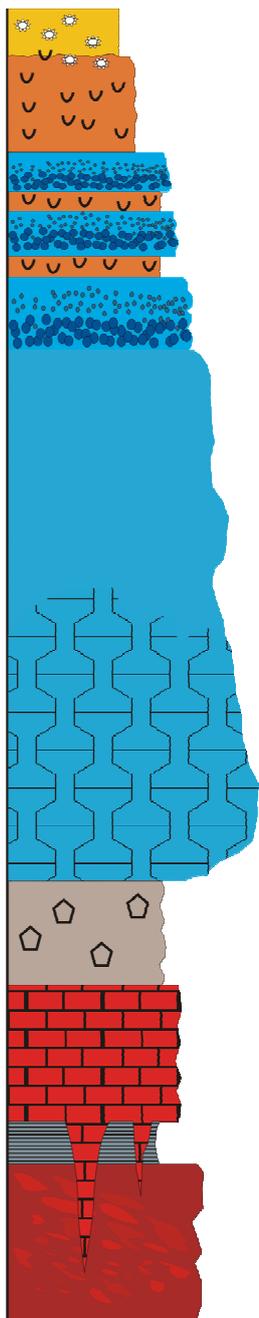
## Hohe Rosenkogel

Zwerchwand



- |   |  |  |  |  |
|---|--|--|--|--|
|  Schrambach-Formation |  Barmsteinkalke                             |  Adnet-Formation      |  Kondensierte Beckensedimente |  Brekzien und Gleitschollen<br>des Hallstätter Salzbergfaziesraumes |
|  Oberalm-Formation    |  Agatha-Formation:<br>Rote Schwellen-Fazies |  Alpines Haselgebirge |  Ruhpolding Radiolarit Gruppe |  Dachsteinkalk  |

# Rekonstruiertes Profil der Schichtfolge des Hohen Rosenkogels



Fining-upward Trend



## Legende

### Ober-Berrias

 Schrambach-Formation

### Ober-Tithon - Unter-Berrias

 Oberalm-Formation

 Barmsteinlagen

 Stylobrekzie

 Sytlobrekzie mit älteren Plassenkalk-Komponenten

### Kimmeridgium - Unter-Tithon

 Agatha-Formation: Graufazies

 Agatha-Formation: Rote Schwellenfazies

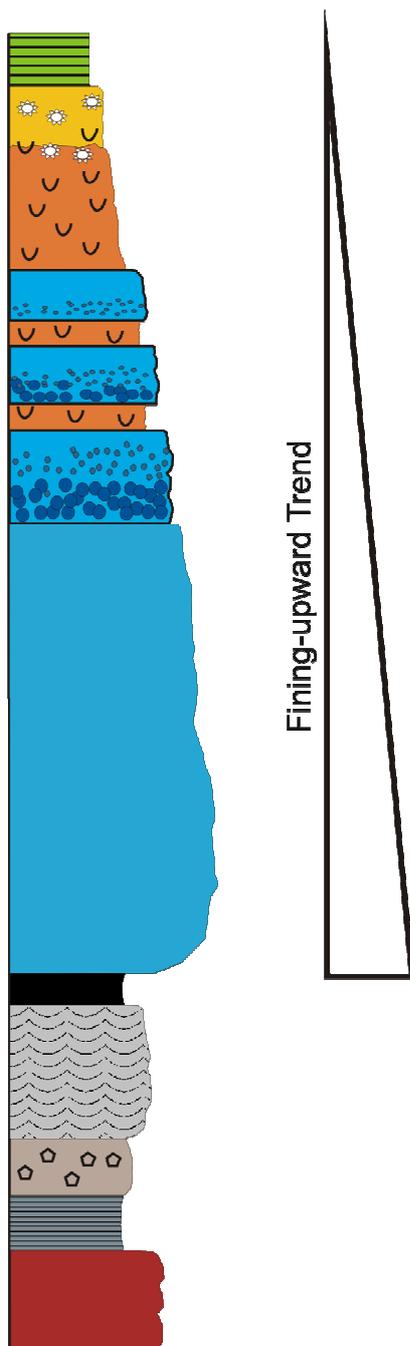
### Callovium - Oxfordium

 Ruhpolding Radiolarit Gruppe

### Pliensbachium - Toracium

 Adnet-Formation - Scheckbrekzie

# Rekonstruiertes Profil der Schichtfolge der Zwerchwand



## Legende

### Hauterivium

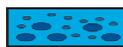
 Rossfeld - Formation

### Ober-Berrias - Valanginium

 Schrambach-Formation

### Ober-Tithon - Unter-Berrias

 Oberalm-Formation

 Barmsteinlagen

 Stylobrekzie

### Oxfordium - Kimmeridgium

 Kondensierte Beckensedimente

 Platznahme des alpinen Haselgebirge

### Callovium - Oxfordium

#### Sandlingalm-Formation

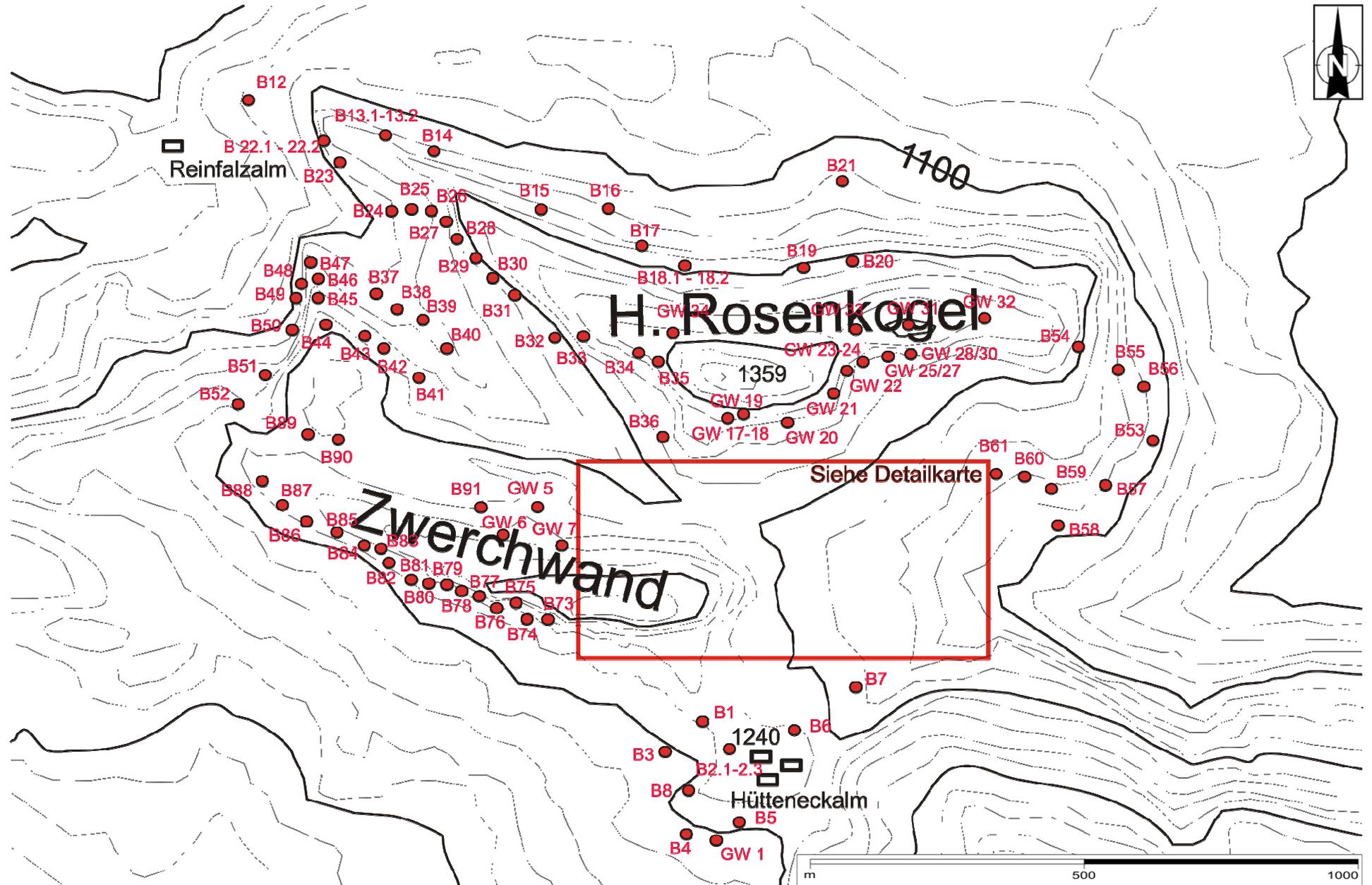
 Crinoiden-Packstone

 Radiolarite - Kieselkalke

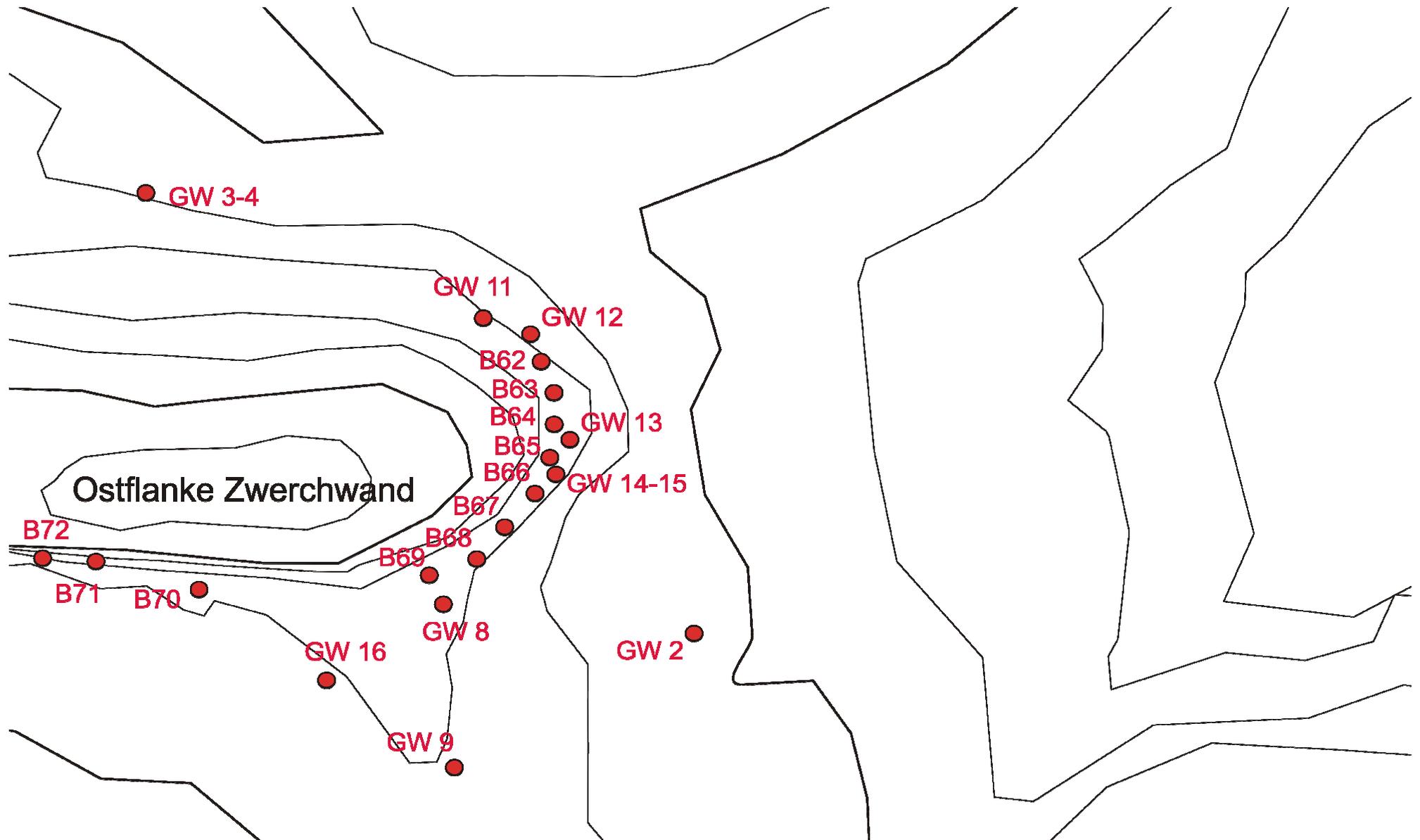
 Brekzien und Gleitschollen des Hallstätter Salzbergfaziesraumes

Hallstatt-Mélange

# Übersichtskarte der Probenpunkte



# Detailkarte der Probenpunkte



Tafel 1

Abb.1: Probe B 14: Mikrofazies der Oberalm-Formation – Wackestone mit Calpionellen und Radiolarien

Abb. 2: Probe B 15: Mikrofazies der Oberalm-Formation: Wackestone – vereinzelt mit Radiolarien

Abb. 3: Probe B 18.2: Mikrofazies der Oberalm-Formation: Calpionellen-Wackestone

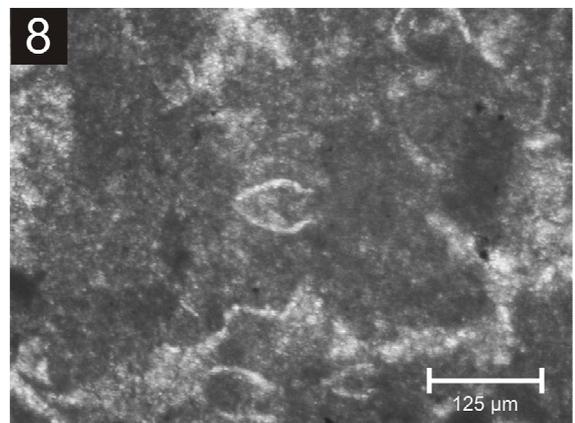
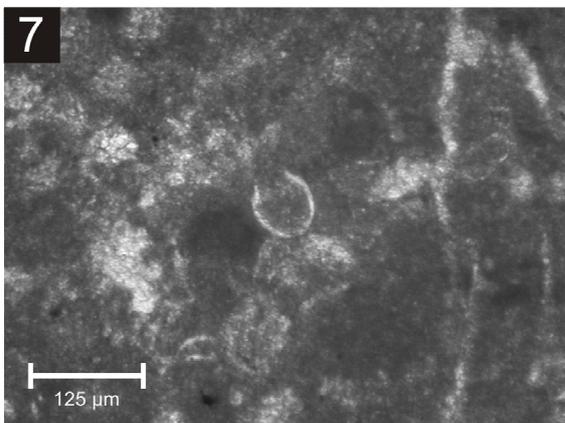
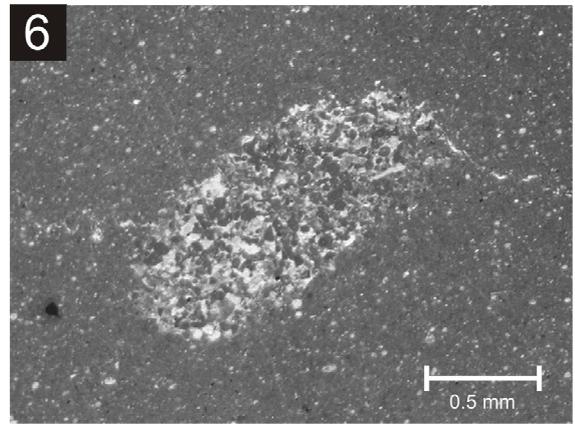
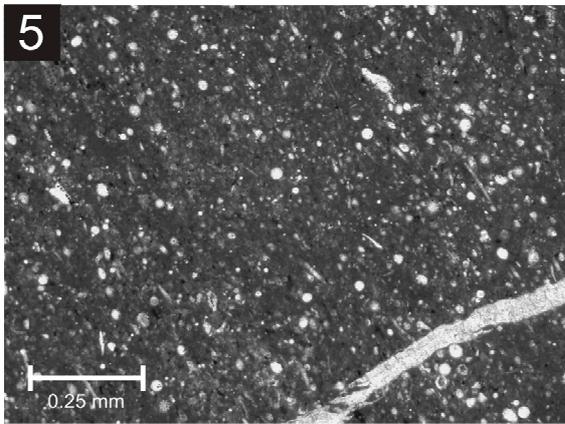
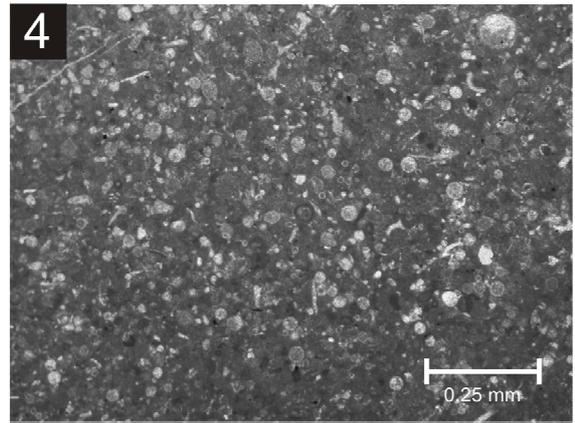
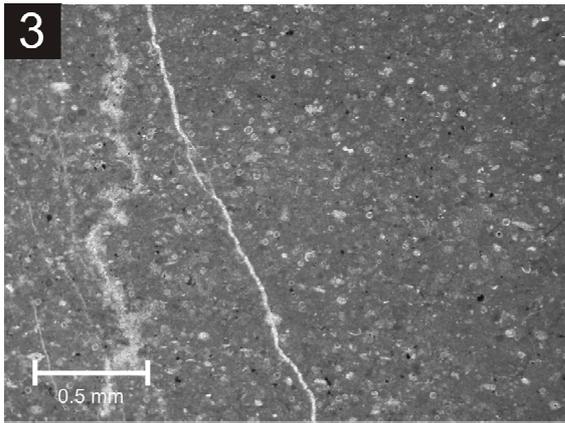
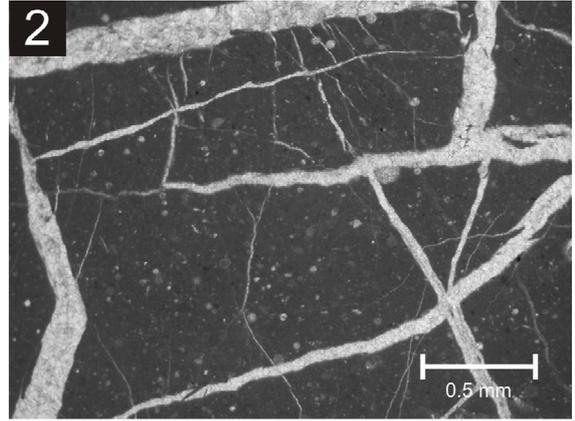
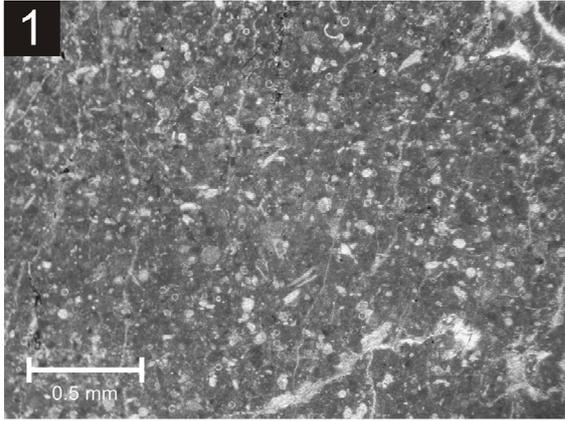
Abb. 4: Probe B 18.2: Mikrofazies der Oberalm-Formation im Übergang zur Schrambach-Formation: Wackestone mit Calpionellen und Radiolarien

Abb. 5: Probe B 20: Mikrofazies der Schrambach-Formation: Radiolarien-Wackestone

Abb. 6: Probe GW 17: Mikrofazies der Oberalm-Formation: Wackestone – mit Wühlgang

Abb. 7: Probe B 14: *Calpionella alpina*.

Abb. 8: Probe B 15: *Calpionella alpina*.



## Tafel 2

Abb.1: Probe B 46: Stark beanspruchte Brekzie mit *Bacinella irregularis* Klasten und Klasten der geschlossenen Lagune und Benthosforaminiferen.

Abb. 2: Probe B 31.1: Boundstone mit *Neoteutloporella socialis*.

Abb. 3: Probe B 31.2: Onkoid mit Korallenbruchstück als Kern und *Bacinella irregularis* Umkrustung.

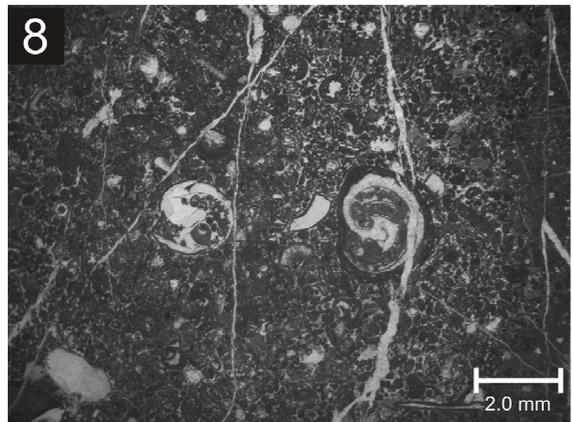
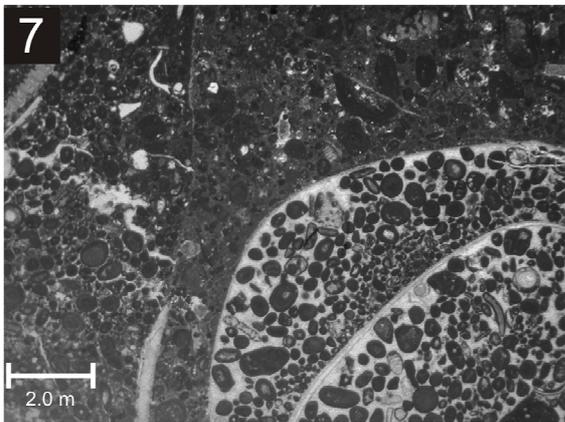
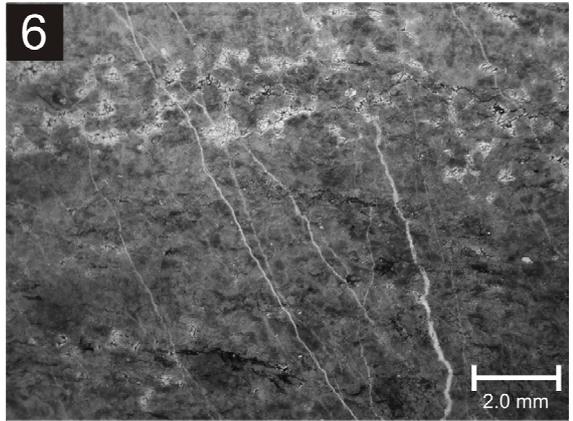
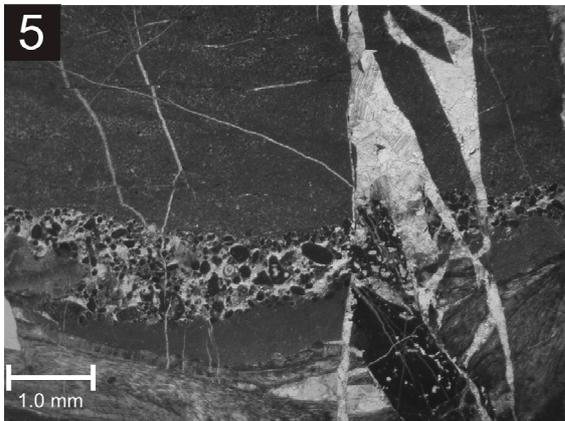
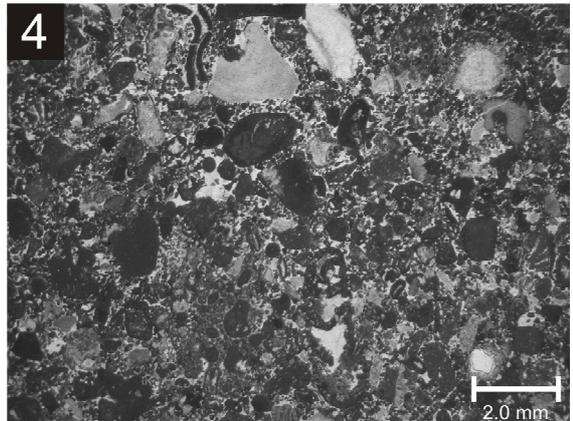
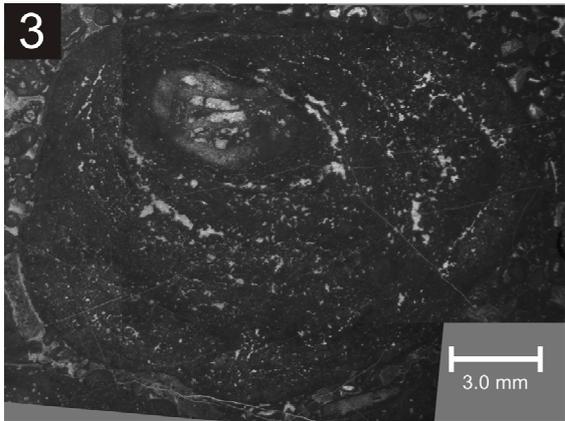
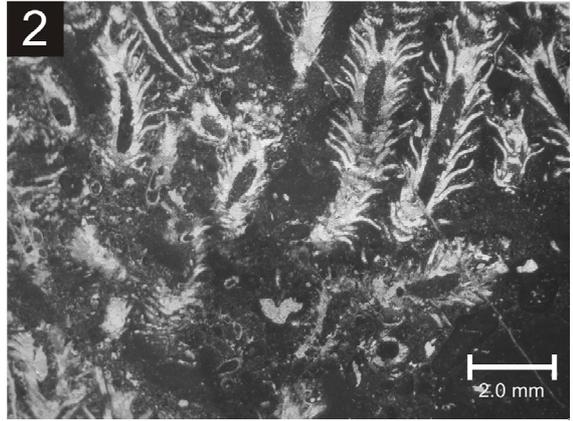
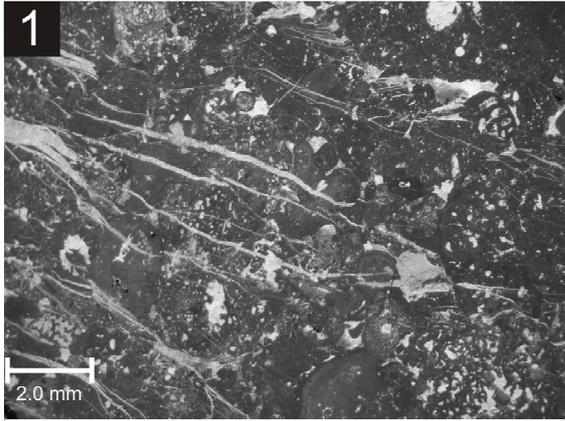
Abb. 4: Probe GW 18: Grainstone mit Peloiden und *Pseudocyclamina lituus*.

Abb. 5: Probe B 35.2: Klast der Lagune mit Tempestitlage

Abb. 6: Probe GW 16: Rekristallisiertes Beckensediment mit fibrösen Zementfüllungen

Abb. 7: Probe B 64: Brekzie mit gerundetem Grainstone-Klast und Packstone-Klasten

Abb. 8: Probe B 76: Grainstone bis Floatstone mit Gastropoden, Benthosforaminiferen und diversen Dasycladales.



### Tafel 3

Abb.1: Probe B 13.1: Gut sortierter Grainstone - Peloiden und *Crescentiella morronensis* (C).

Abb. 2: Probe B 18.1: Packstone mit Benthosforaminiferen.

Abb. 3: Probe B 23.1: Floatstone mit *Clypeina sulcata* und Klasten der geschlossenen Lagune.

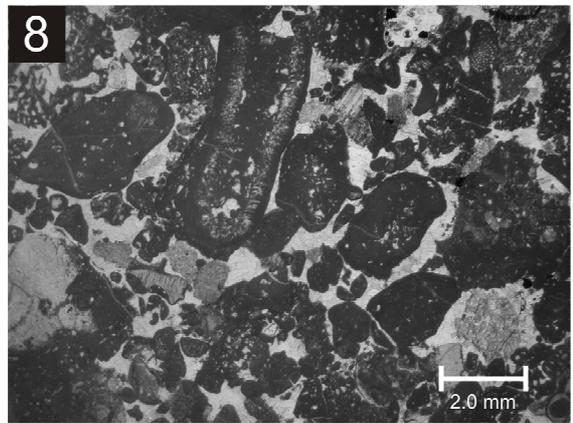
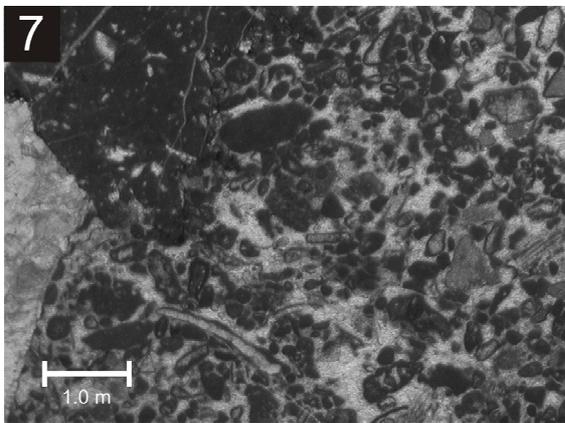
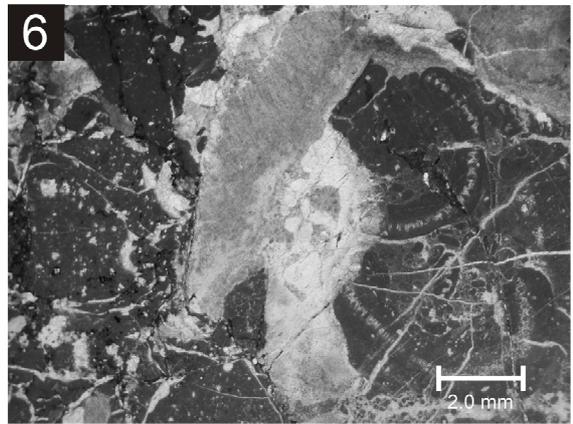
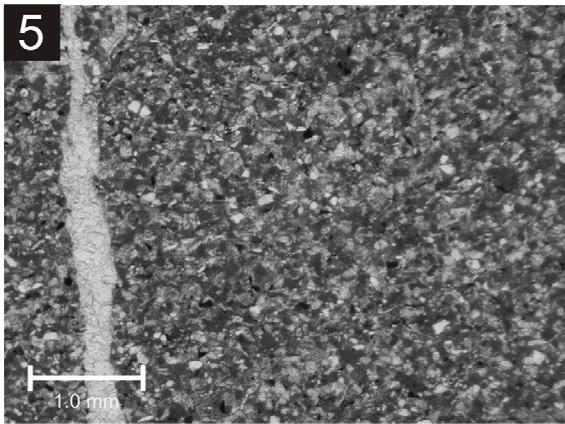
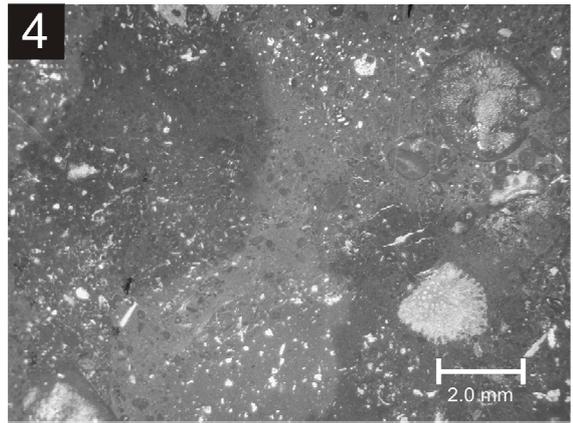
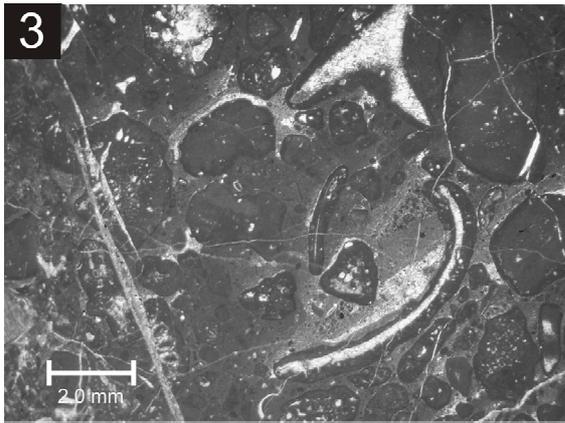
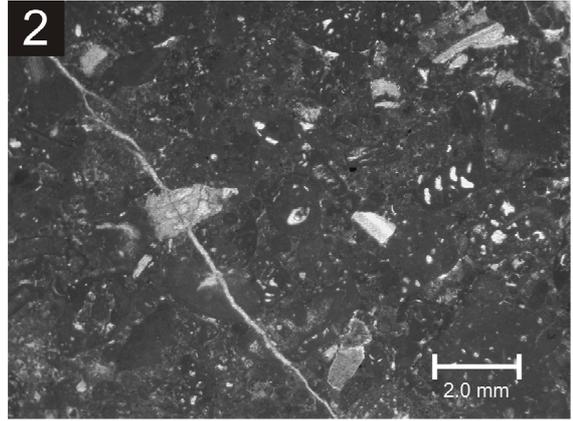
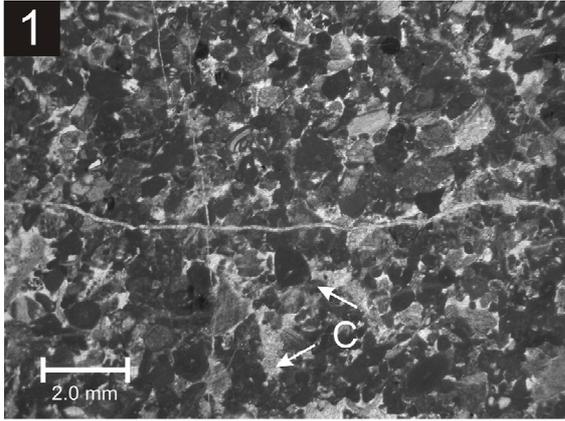
Abb. 4: Probe B 35.1: Brekzie mit Klasten der geschlossenen Lagune und *Rivulariceen*-Onkoid.

Abb. 5: Probe B 40: Karbonatsandstein der Roßfeld-Formation.

Abb. 6: Probe 41: Stylobrekzie mit Klasten der geschlossenen Lagune, Floatstone Klasten mit *Anisoporella cf. jurassica*.

Abb. 7: Probe B 44: Stylobrekzie mit Grainstone-Klast und Komponente der geschlossenen Lagune.

Abb. 8: Probe B 45: Brekzie mit Klasten aus der geschlossenen Lagune, Peloiden und Dasycladalen-Rest mit *Bacinella irregularis* Umkrustung.



#### Tafel 4

Abb.1: Probe B 25: Stark beanspruchte Brekzie – man erkennt noch Klaster der geschlossenen Lagune.

Abb. 2: Probe B 25: Tektonisierte Brekzie mit ausgeprägten Stylolit in der Bildmitte.

Abb. 3: Probe B 27: Brekzie mit Zufuhrkanäle der salinaren Lösungen.

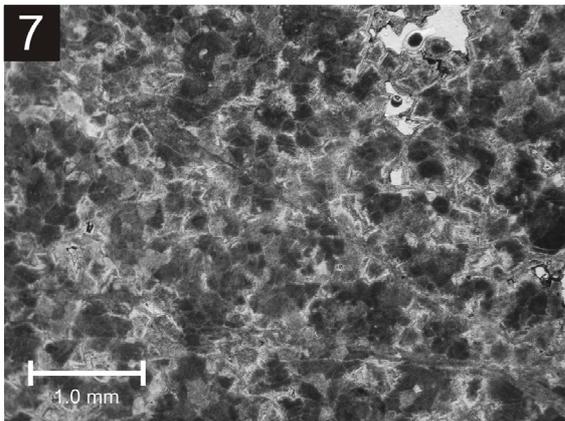
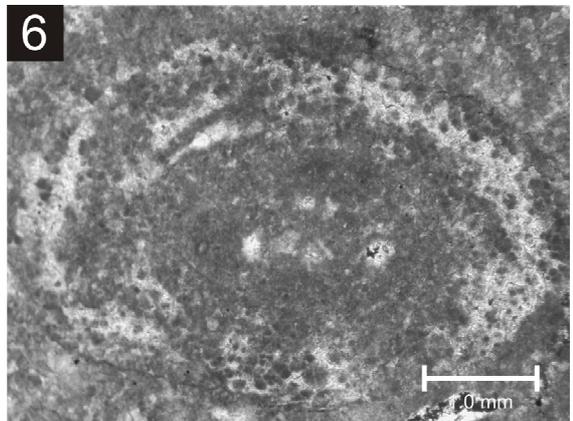
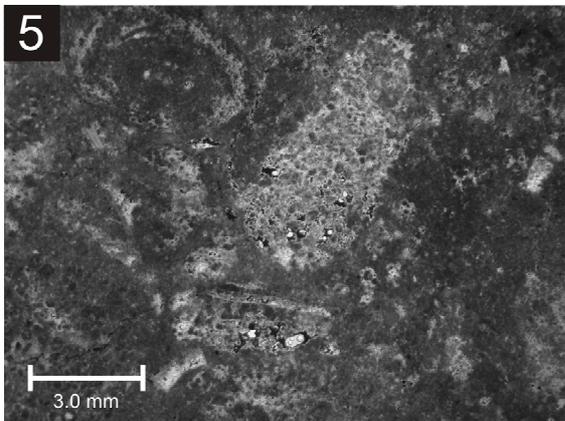
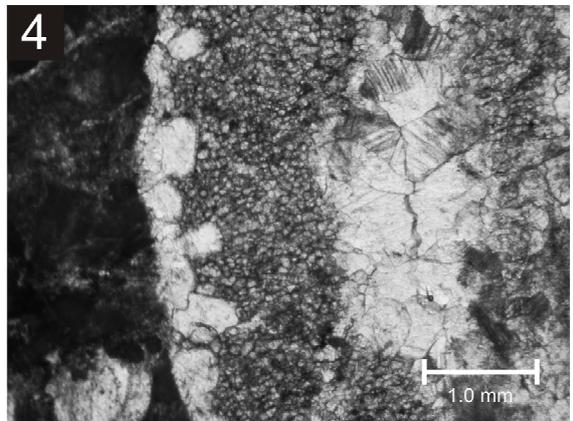
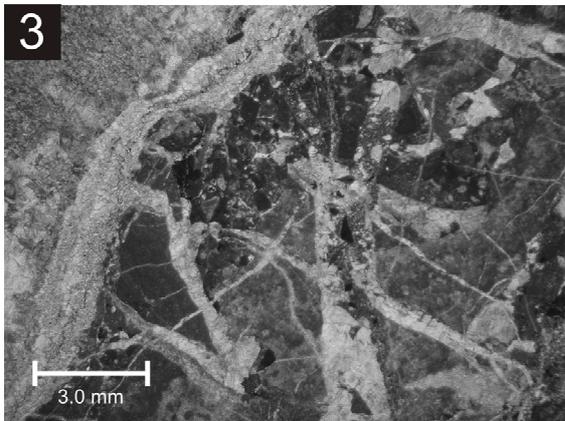
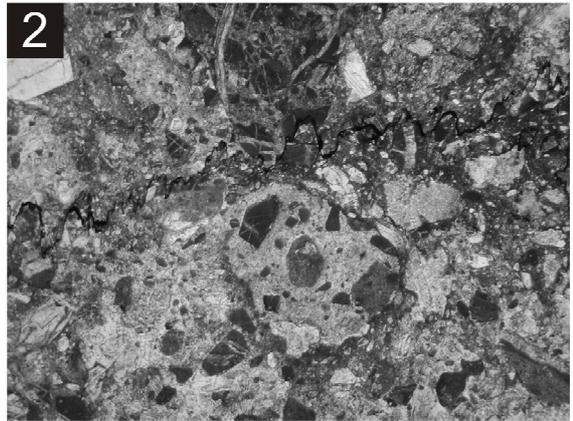
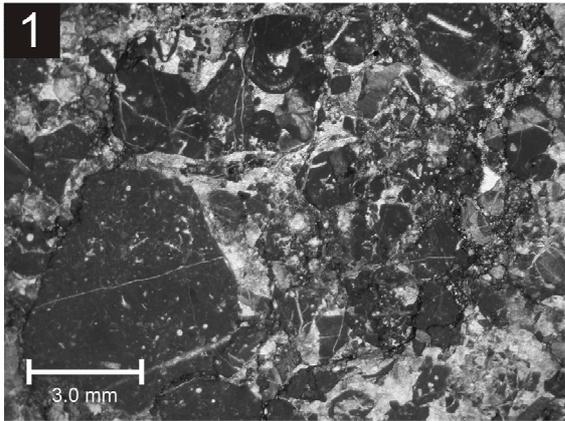
Abb. 4: Probe B 27: Detailausschnitt eines Zufuhrkanals mit Dolomitkristallen.

Abb. 5: Probe B 32: Dolomitisch rekristallisierte Brekzie.

Abb. 6: Probe B 32: Detailausschnitt aus Abb. 5; Rekristallisiertes Onkoid.

Abb. 7: Probe B 33: Dolomit – rekristallisiert.

Abb. 8: Probe B 46: Korallenbruchstück mit *Redmondoides lugeoni*.



Tafel 5:

Abb.1: Probe B 35.1: *Rivularia lissaviensis*.

Abb.2: Probe B 28.2: *Salpingoporella pygmaea*.

Abb.3: Probe B 50.1: *Andersenolina elongata*.

Abb.4: Probe B 31.1: Längsschnitt durch *Neoteutloporella socialis*.

Abb.5: Probe B 41: *Mohlerina basiliensis*..

Abb.6: Probe B 31.1: Querschnitt durch *Neoteutloporella socialis* – *Trocholina cf. involuta*.

Abb.7: Probe B 50.1: *Andersenolina elongata*.

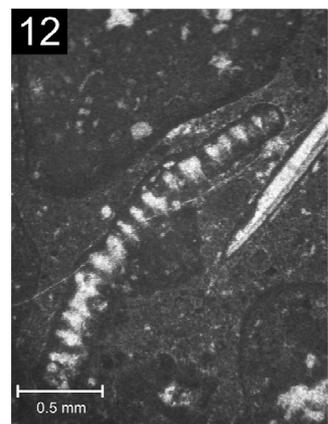
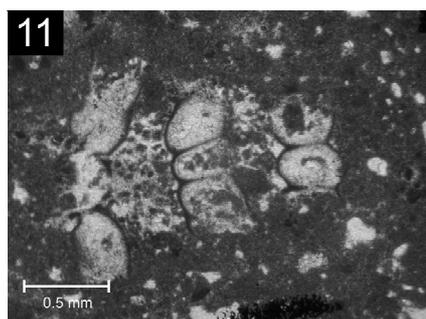
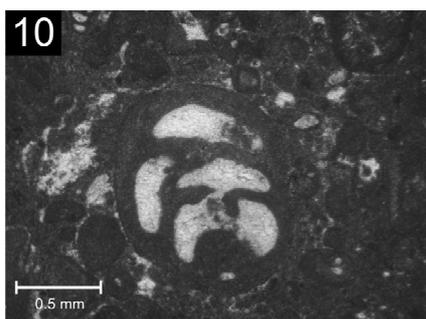
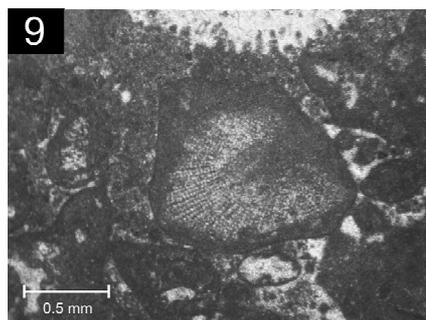
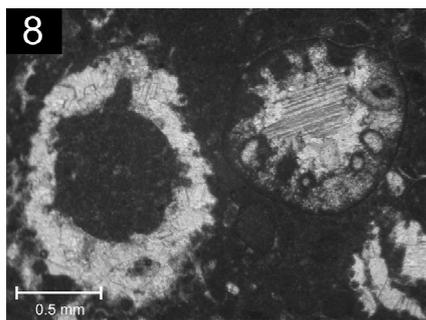
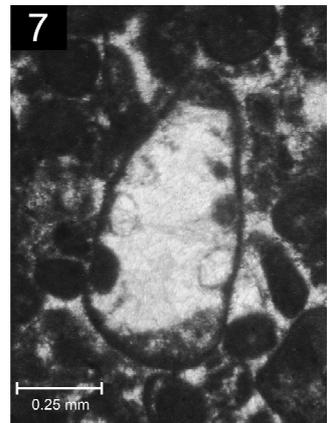
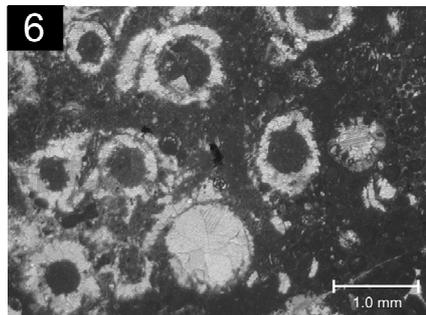
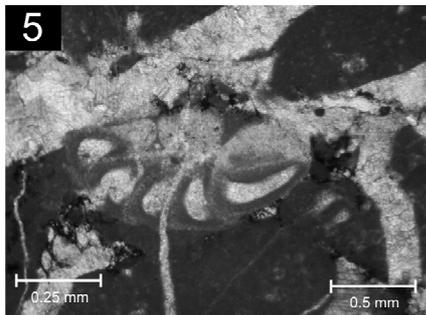
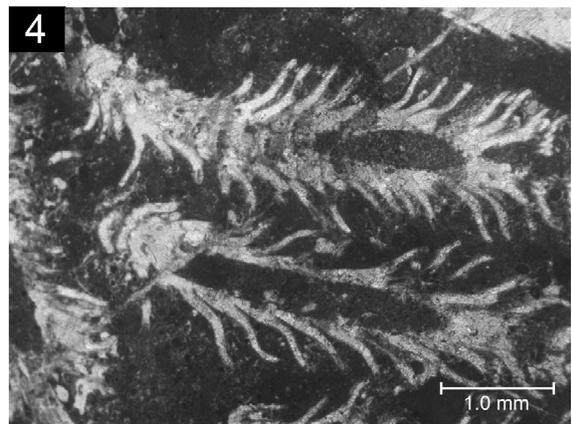
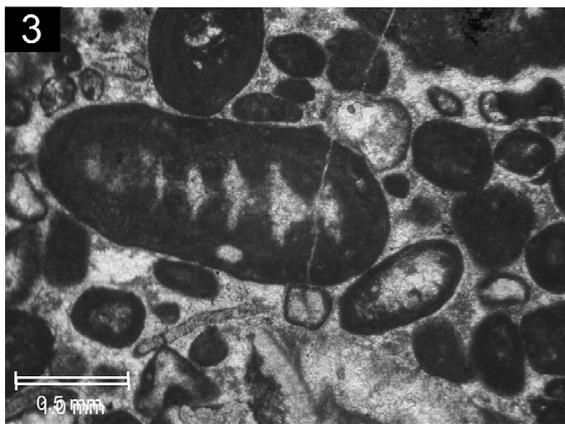
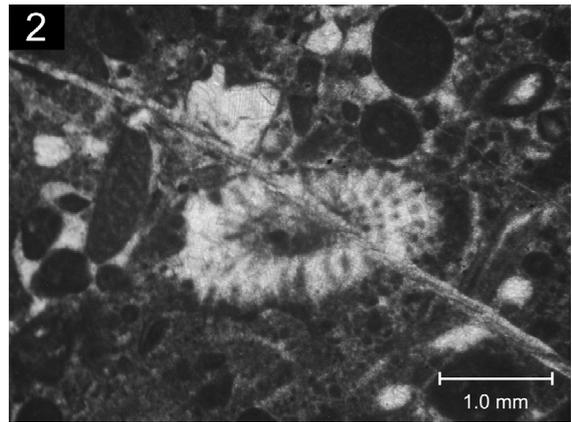
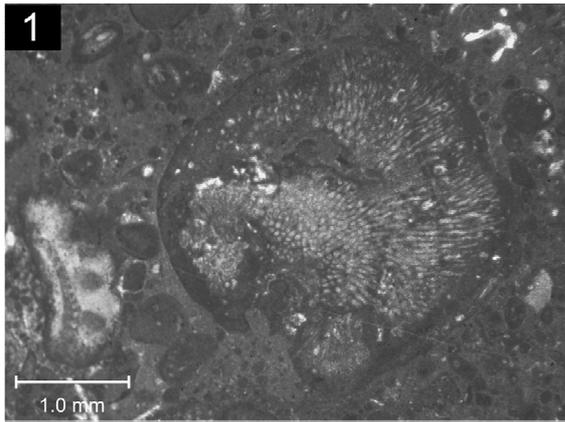
Abb.8: Probe B 31.1: Detailausschnitt: Querschnitt durch *Neoteutloporella socialis* –  
*Trocholina cf. involuta*.

Abb.9: Probe B 31.2: *Rivularia Lissaviensis* Bruchstück.

Abb.10: Probe B 31.2: Querschnitt *Redmondoides lugeoni*.

Abb.11: Probe B 31.2: Onkoid mit *Clypeina sulcata* im Kern.

Abb.12: Probe B 31.2: *Anisoporella cf. jurassica*.



Tafel 6:

Abb.1: Probe B 68: *Clypeina sulcata* Querschnitt; *Andersenolina alpina* und *Andersenolina elongata*.

Abb.2: Probe B 62: *Humiella catenaeformis* (RADOICIC).

Abb.3: Probe B 68: *Andersenolina elongata*.

Abb.4: Probe B 64: *Troglotella incrustans*.

Abb.5: Probe B 68: *Andersenolina alpina*.

Abb.6: Probe B 64: *Trocholina cf. involuta* und *Andersenolina elongata*.

Abb.7: Probe B 68: *Mohlerina basiliensis*

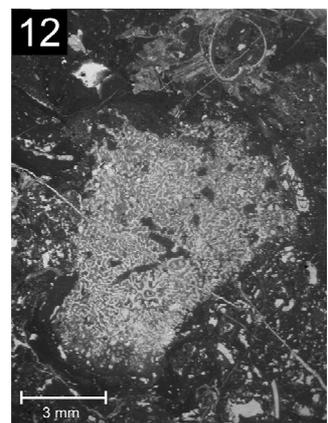
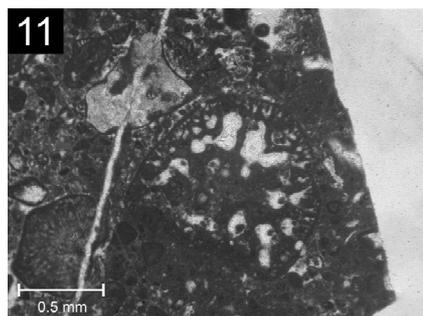
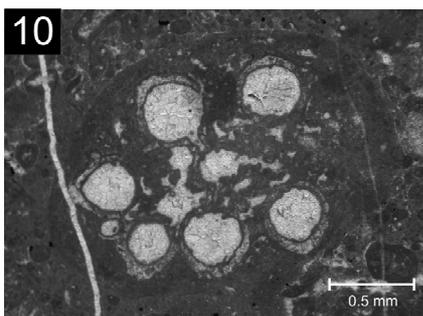
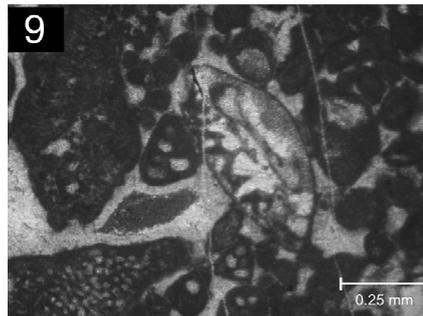
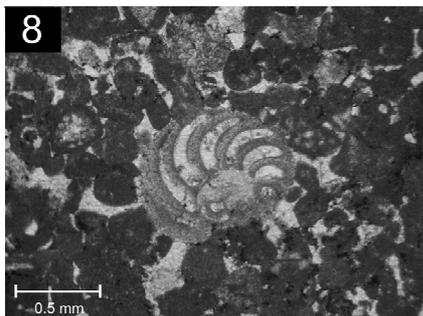
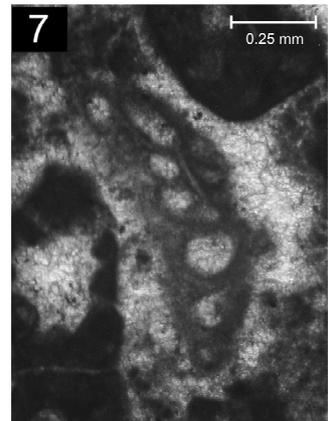
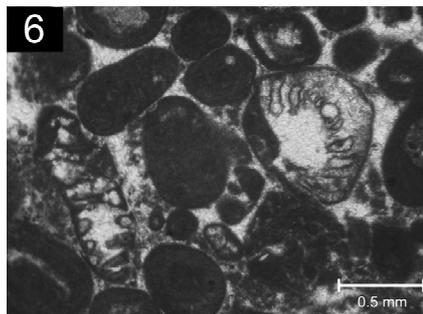
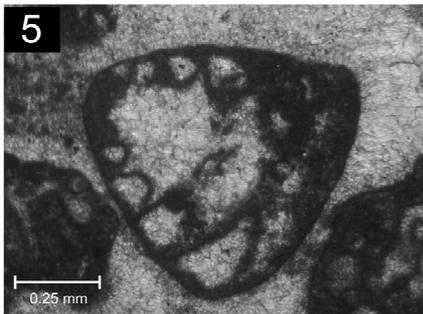
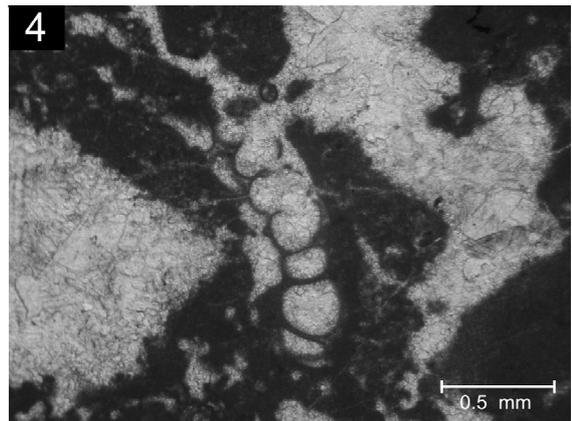
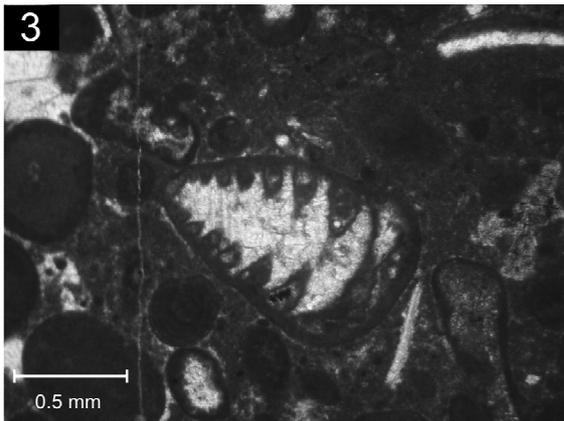
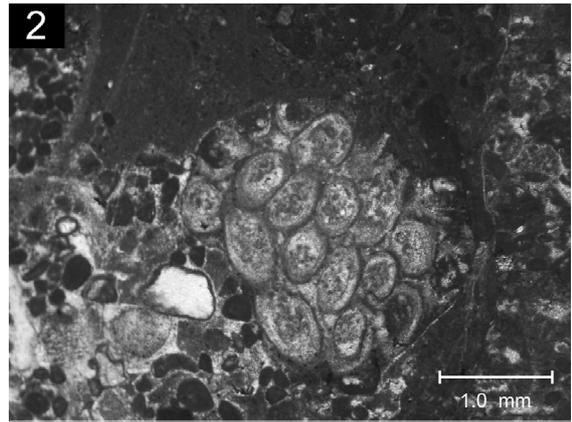
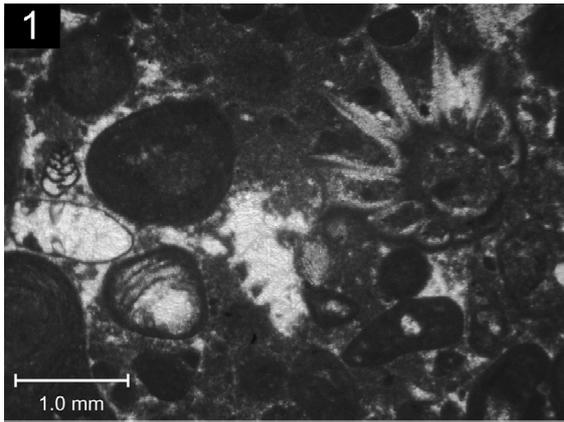
Abb.8: Probe B 48: *Mohlerina basiliensis*, Transversalschnitt.

Abb.9: Probe B 48: *Andersenolina sp.*

Abb.10: Probe B 82: *Humiella catenaeformis* (RADOICIC).

Abb.11: Probe B 87: *Coscinophragma aff. criborosa*.

Abb. 12: Probe B 87: Stromatoporide mit Umkrustung von *Lithocodium aggregatum* und *Troglotella incrustans*.



Tafel 7:

Abb.1: Probe Probe B 18.1: *Pseudocyclammina lituus*.

Abb.2: Probe B 22: *Crescentiella morronensis* (M), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (K),  
*Trocholina* (T).

Abb.3: Probe B 18.1: *Lituolidae* *indet.*

Abb.4: Probe B 18.1: *Rivularia lissaviensis* Bruchstück.

Abb.5: Probe B 13.1: Dasycladale *Clypeina sulcata*.

Abb.6: Probe B 22: *Thaumatoporella parvovesiculifera*.

Abb.7: Probe B 23.1: *Anchispirocyclina lusitanica* und Echinodermenrest.

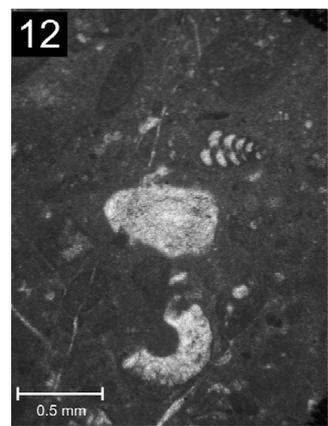
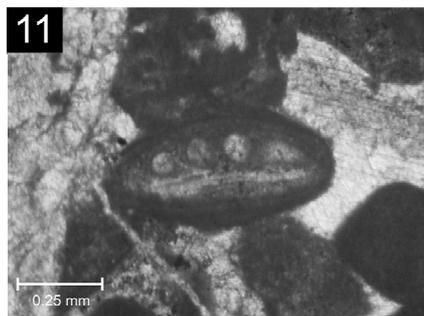
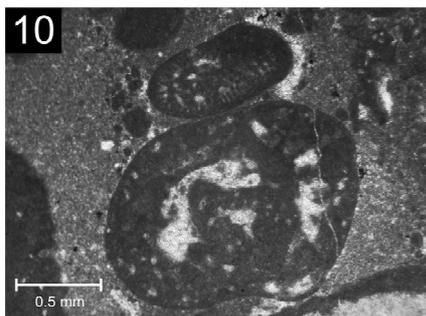
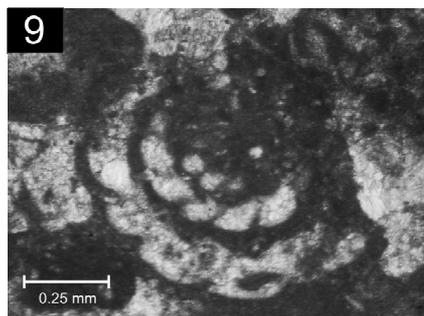
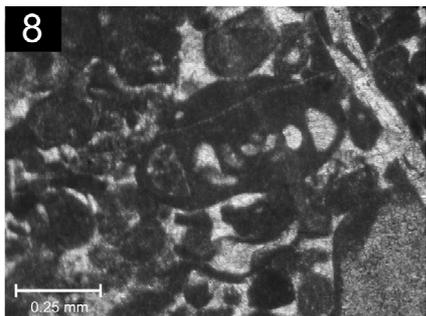
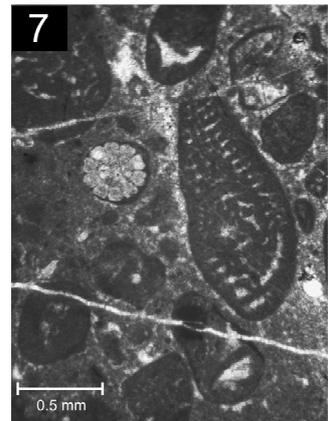
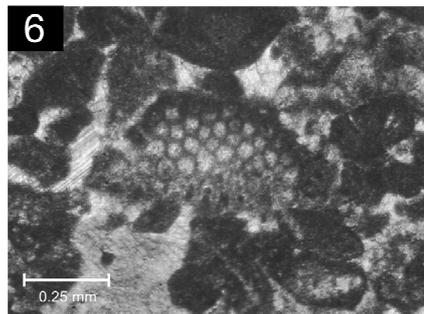
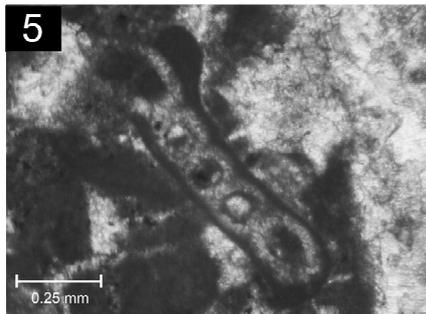
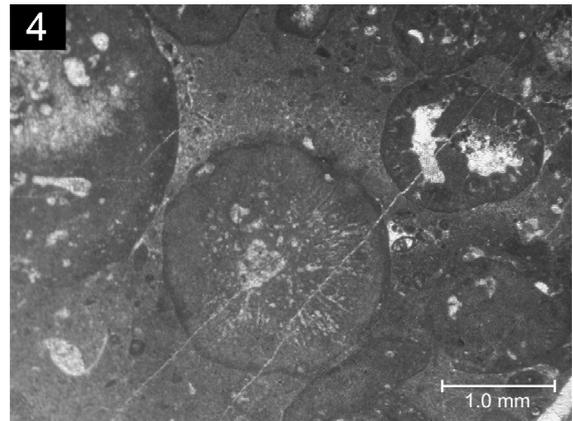
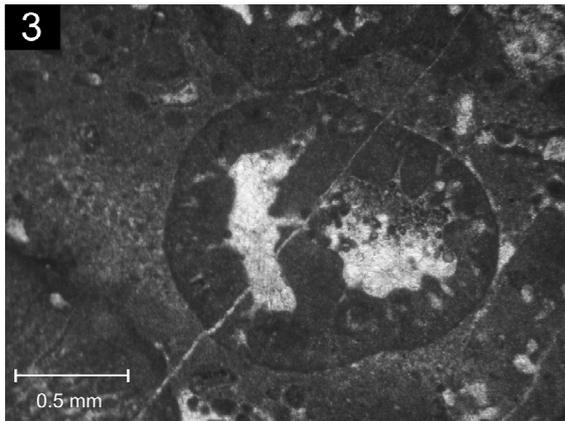
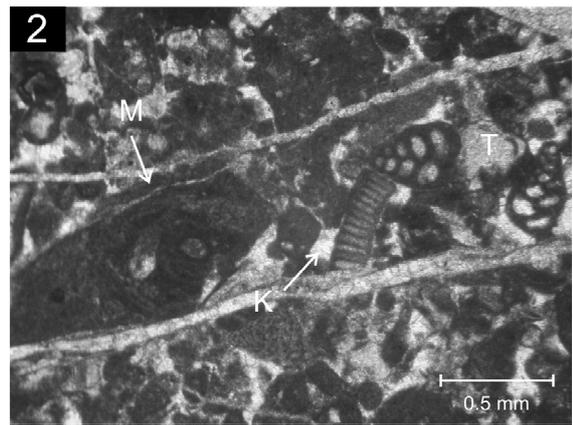
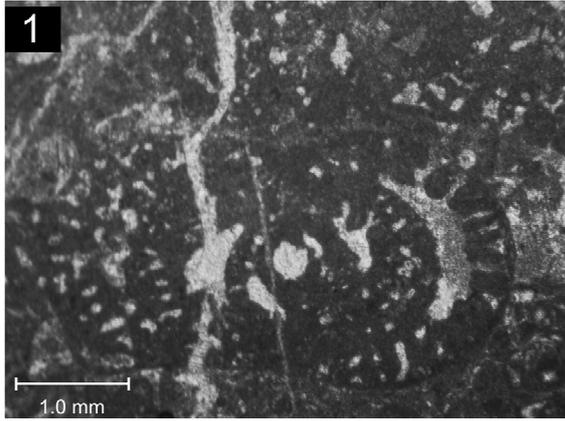
Abb.8: Probe B 22: Axialschnitt durch *Nautiloculina oolithica*.

Abb.9: Probe B 13.1: Äquatorialschnitt durch *Nautiloculina oolithica*.

Abb.10: Probe B 23.1: *Pseudocyclammina* sp. mit *Anchispirocyclina lusitanica*.

Abb.11: Probe B 13.2: Bruchstück von *Mohlerina basiliensis*.

Abb.12: Probe B 23.1: Dasycladale *Salpingoporella annulata* und Textularidae.



## Tafel 8

Abb.1: Probe B 21: Agatha-Formation; Rotkalk – Wackestone mit Filamenten

Abb. 2: Probe B 56: Agatha-Formation; Crinoidenpackstone bis Grainstone mit syntaxialem Zement

Abb. 3: Probe B 22: Agatha-Formation; Graue Fazies – Wackestone mit Filamenten, Radiolarien und Crinoidenresten

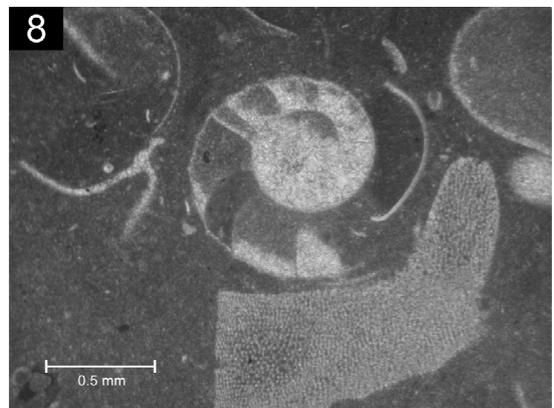
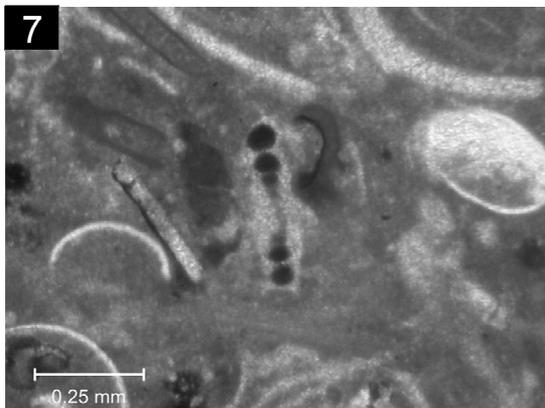
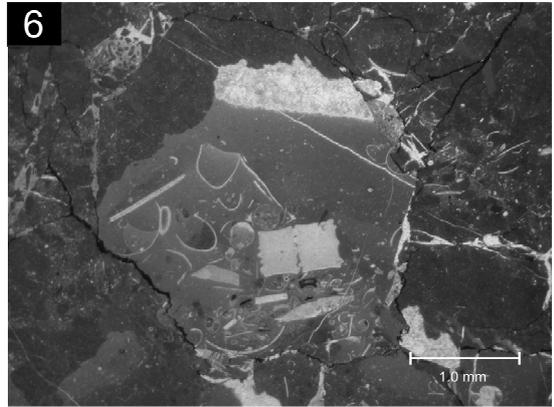
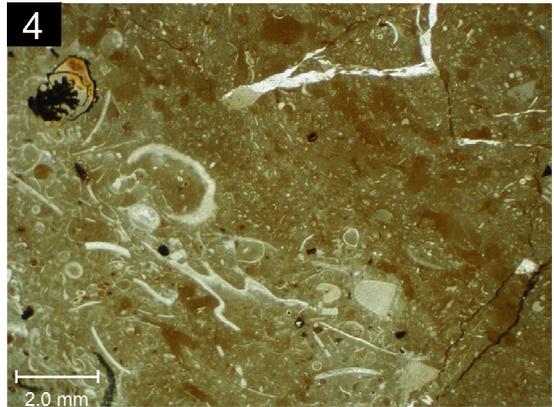
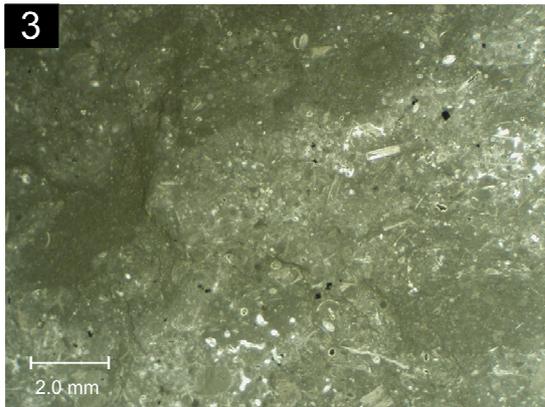
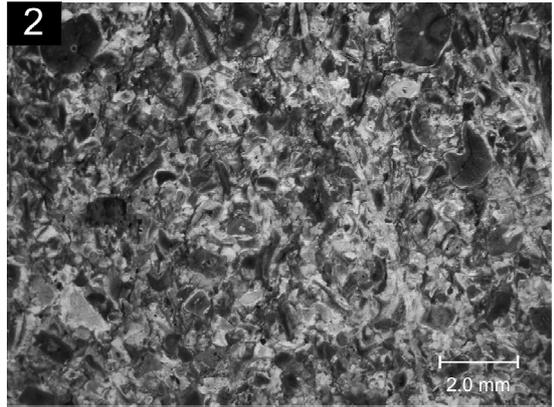
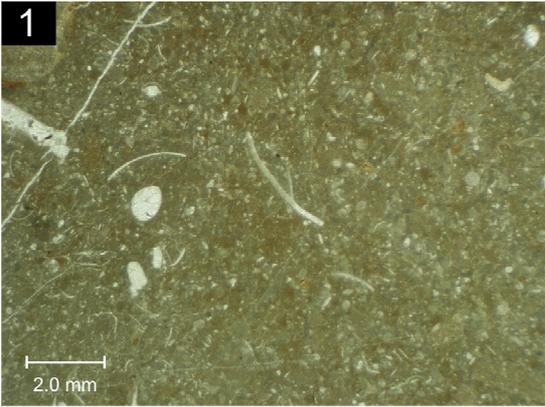
Abb. 4: Probe 36: Adnet-Formation; Scheck-Brekzie mit packstone-Klasten; Gastropoden, Muschelresten, Crinoidenresten und Ammoniten.

Abb. 5: Probe B 55: *Nodosaria* sp. mit roter mikritischer Füllung der Kammern.

Abb. 6: Probe B 36: Klast der Agatha-Formation in der Scheck-Brekzie - Spaltenfüllung

Abb. 7: Probe B 36: *Involutina liassica* und Bivalven.

Abb. 8: Probe B 36: Ammonitenrest



# Aufschlussübersicht

Aufschlussnr.	Höhe über NN	Geländebeschreibung	Mikrofazies	Bezeichnung
B 1	1220	Grünlich-violetter toniger Verwitterungshorizont mit Radiolaritkomponenten	Radiolarien-Wackestone mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln und teilweise mit Filamenten	Radiolarit
B 2.1	1220	Stark verwitterter schwarzer Radiolarit	Radiolarien-Wackestones mit Crinoidenresten, Muschelschalen und Echinodermenresten	Radiolarit
B 2.2	1220	Im Hangenden von B 2.1 - dunkelgraue bis schwarze ca. 5 cm mächtige Tonlage	-	Tonstein
B 2.3	1220	Beiges ockerfarbenes Karbonat - stark verwittert	Crinoiden-Packstone mit brauner bis hellbrauner mikritischer Matrix. Syntaxiale Zementaufwachsungen um die Crinoiden - Foraminiferenbruchstücke, Gastropoden . Echinodermenreste	Crinoidenpackstone
B 3	1195	Ausgelaugtes Alpines Haselgebirge - Dunkle tonige Grundmatrix in der rötliche Klasten schwimmen	-	Haselgebirge

Aufschlussnr.	Höhe über NN	Geländebeschreibung	Mikrofazies	Bezeichnung
B 4	1190	Findling südwestlich der Hütteneckalm - helles beiges Karbonat - feinkörnig - im frischen Bruch kann man nichts erkennen	Wackestone mit Fenstergefüge - Radiolarien und Filamente	Biomikrit
B 5	1205	Stark verwittertes beiges Karbonat mit grünen und roten Zwischenlagen	Crinoiden-Packstone mit mikritischer Matrix. Syntaxialer Zementaufwachsungen, Ecinodermerenresten, Gastropodenschalen, Lenticulinen, Muschelresten	Crinoidenpackstone
B 6	1220	Findling nordöstlich der Hütteneckalm - helles beiges Karbonat - feinkörnig - im frischen Bruch kann man nichts erkennen	Wackestone mit Fenstergefüge - Radiolarien und Filamente	Biomikrit
B 7	1185	Dunkelgraues Karbonat im Hangschutt - feinkörnig - schwarze Schlieren die eine Einregelung bzw. Schichtung andeuten	Wackestone mit grünlich bis brauner-ockerfarbener Matrix mit Muschelschalen, Radiolarien - fein verteilte Pyritlagen	Biomikrit
B 8	1210	Dunkelgraues Karbonat im Hangschutt - feinkörnig	Wackestone mit grünlich - brauner Matrix mit Muschelschalen, Radiolarien Crinoidenreste	Biomikrit

Aufschlussnr.	Höhe über NN	Geländebeschreibung	Mikrofazies	Bezeichnung
B 9	1135	Beiges Karbonat mit vielen Kalzitadern - Probe aus dem Hangschutt	Karbonatbrekzie mit Wacke- und Mudstoneklasten.	Stylobrekzie
B 10	1190	Beiges Karbonat mit vielen Kalzitadern	Karbonatbrekzie mit Wacke- und Mudstoneklasten. Die Wackestoneklasten sind reich an Filamenten und Muschelschalen	Stylobrekzie
B 11	1195	Dunkelgraues Karbonat mit Hornsteinknollen in der Matrix die herauswittern	Wackestone mit Filamenten, Radiolarien, Schwammnadeln, fein verteilter Pyrit	Biomikrit
B 12	1065	Helle beige Karbonatbrekzie - stark zerlegt, viele Kalzitadern	Stark beanspruchte Brekzie mit Packstone und Wackestone Klasten der offenen und geschlossenen Lagune	Karbonat-Stylobrekzie
B 13.1	1140	Hell beiges Karbonat mit vereinzelt Hornsteinlagen	Packstone bis Grainstone mit Stylolite und feinen Kalzitadern - diagentische Verkieselung	Karbonat

Aufschlussnr.	Höhe über NN	Geländebeschreibung	Mikrofazies	Bezeichnung
B 13.2	1142	Massige Karbonatbrekzie - keine Verkieselung mehr - erosiver Basiskontakt zu B 13.1	Stylobrekzie mit Komponenten der offenen /geschlossenen Lagune und Onkoiden	Stylobrekzie
B 14	1120	Dunkelgraues bis braunes lagiges bis plattiges Karbonat - Wechsellagerung mit Hornsteinlagen	Calpionellen-Wackestone mit Fenstergefüge	Biomikrit
B 15	1170	Dunkelgraues bis braunes lagiges bis plattiges Karbonat	Wackestone mit Calpionellen, Radiolarien, Ostracodenschalen und Filamenten	Biomikrit
B 16	1140	Braunes plattiges bis geschiefertes Karbonat	Calpionellen-Wackestone	Biomikrit
B 17	1170	Dunkelgraues bis braunes lagiges bis plattiges Karbonat	Wackestone mit Calpionellen, Radiolarien, Ostracodenschalen, Filamenten und Benthosforaminiferen	Biomikrit

Aufschlussnr.	Höhe über NN	Geländebeschreibung	Mikrofazies	Bezeichnung
B 18.1	1190	Beiges helles Karbonat	Gut sortierter Grainstone bis Packstone	Karbonatturbidit
B 18.2	1185	Dunkelgraues bis braunes lagiges bis plattiges Karbonat	Calpionellen-Wackestone	Biomikrit
B 19	1210	Dunkelgraues bis braunes lagiges bis plattiges Karbonat	Calpionellen-Wackestone	Biomikrit
B 20	1210	Braunes lagiges bis plattiges Karbonat	Wackestone mit Calpionellen, Radiolarien und Schwammnadeln - zwischengelagerte Flachwasserschüttungen	Biomikrit
B 21	1125	Kondensierter Rotkalk aus dem Hangschutt	Wackestone mit rötlich grauer Matrix - Benthosforaminiferen, Gastropodenresten, Bivalven	Kondensierter Rotkalk

Aufschlussnr.	Höhe über NN	Geländebeschreibung	Mikrofazies	Bezeichnung
B 22.1	1130	Dunkelgrau bis dunkelbrauner massiger Kalk	Wackestone mitgrauer Matrix - Schüttungsstrukturen mit Crinoiden, Radiolarien, Schwammnadeln und Ostracoden	Biomikrit
B 22.2	1130	Massige Karbonatbrekzie	Stylobrekzie mit Komponenten der offenen /geschlossenen Lagune und Onkoiden	Stylobrekzie
B 23	1130	Karbonatbrekzie	Stylobrekzie mit Komponenten der offenen /geschlossenen Lagune und Onkoiden	Stylobrekzie
B 24	1115	Stark beanspruchte Brekzie mit vielen Kalzitadern	Stylobrekzie mit Komponenten der offenen /geschlossenen Lagune - stark tektonisiert	Stylobrekzie
B 25	1130	Stark beanspruchte Brekzie mit vielen Kalzitadern, graue Farbe mit glatt polierten Flächen - Nahbereich einer Störung	Stylobrekzie mit Komponenten der offenen /geschlossenen Lagune - stark tektonisiert - vereinzelt Dolomitkristalle	Stylobrekzie

Aufschlussnr.	Höhe über NN	Geländebeschreibung	Mikrofazies	Bezeichnung
B 26	1140	Stark beanspruchte Brekzie mit vielen Kalzitadern, graue Farbe	Stylobrekzie mit Komponenten der offenen /geschlossenen Lagune - stark tektonisiert - sekundäre Dolomitisierung	Stylobrekzie
B 27	1150	Stark beanspruchte Brekzie mit vielen Kalzitadern, graue Farbe	Stylobrekzie mit Komponenten der offenen /geschlossenen Lagune - stark tektonisiert - sekundäre Dolomitisierung - Zufuhrkanäle der salinaren Lösungen	Dolomitisierte Stylobrekzie
B 28	1180	Stark beanspruchte Brekzie	Dolomit mit mir Resten von Gastropoden und Muschelschalen	Dolomit
B 29	1190	Beiges - rosafarbenes gut sortiertes Karbonat	Gut sortierter Grainstone bis Packstone mit Peloiden, Benthosforaminiferen und Muschelresten	Karbonatturbidit
B 30	1200	Beiges - rosafarbenes gut sortiertes Karbonat	Gut sortierter Grainstone bis Packstone mit Peloiden, Benthosforaminiferen und Muschelresten	Karbonatturbidit

Aufschlussnr.	Höhe über NN	Geländebeschreibung	Mikrofazies	Bezeichnung
B 31	1190	Beiges - rosafarbenes Karbonat - teilweise sind größere Komponenten/Klasten im frischen Bruch erkennbar	Grainstone bis Packstone mit Onkoiden und Massenvorkommen von <i>Neoteutloporella socialis</i>	Proximaler Turbidit - Riffschutt
B 32	1190	Grau bis graubrauner Dolomit	Dolomit mit mir Resten mit rekrystallisierten Onkoiden und Riffbildnern	Dolomit
B 33	1245	Grau bis graublauer Dolomit	Dolomit mit mir Resten mit rekrystallisierten Onkoiden und Riffbildnern	Dolomit
B 34	1260	Beiges - rosafarbenes Karbonat - teilweise sind größere Komponenten/Klasten im frischen Bruch erkennbar	-	Karbonatturbidit
B 35	1265	Stark beanspruchte grobe Brekzie mit vielen Kalzitadern, Nahbereich einer Störung	Stylobrekzie mit Komponenten der offenen/geschlossenen Lagune	Stylobrekzie

Aufschlussnr.	Höhe über NN	Geländebeschreibung	Mikrofazies	Bezeichnung
B 36	1220	Kondensierter Rotkalk aus dem Hangschutt	Brekzie mit kondensierten Rotkalkkomponenten - Gastropoden, Benthosforaminiferen, Ammoniten - Spaltenfüllungen mit Klasten der Agatha - Formation	Karbonatbrekzie
B 37	1125	Stark beanspruchte grobe Brekzie mit vielen Kalzitadern, Nahbereich einer Störung	Stylobrekzie mit Wackestone und Mudstoneklasten - stark tektonisiert - eisenreiche Lösungen zwischen den Klasten	Stylobrekzie
B 38	1140	Sandstein - deutliche Schichtung bzw. Bankung ausgebildet	Karbonatsandstein mit Schwermineralen wie Chromspinelle und Pyrit	Sandstein
B 39	1150	Sandstein - deutliche Schichtung bzw. Bankung ausgebildet - Wechsellagerung von Sand- und Siltsteinen	Karbonatsandstein mit Schwermineralen wie Chromspinelle und Pyrit - Turbiditische Lagen	Sandstein
B 40	1150	Sandstein - deutliche Schichtung bzw. Bankung ausgebildet	Karbonatsandstein mit Schwermineralen wie Chromspinelle und Pyrit	Sandstein

Aufschlussnr.	Höhe über NN	Geländebeschreibung	Mikrofazies	Bezeichnung
B 41	1170	Stark beanspruchte grobe Brekzie mit vielen Kalzitadern, Nahbereich einer Störung	Stylobrekzie mit Wackestone und Mudstoneklasten - stark tektonisiert - Resedimentierte Klasten von Komp. der geschlossenen Lagune die im Riffbereich aufgearbeitet wurden.	Stylobrekzie
B 42	1170	Stark beanspruchte grobe Brekzie mit vielen Kalzitadern, Nahbereich einer Störung	Stylobrekzie mit Wackestone und Mudstoneklasten - stark tektonisiert - Resedimentierte Klasten von Komp. der offenen/geschlossenen Lagune die im Riffbereich aufgearbeitet wurden.	Stylobrekzie
B 43	1170	Massiges Karbonat	Gut sortierter Grain bis Packstone mit einer Faunenvergesellschaftung des oberen Hanges bzw. Riffes	Karbonaturbidit
B 44	1190	Stark beanspruchte grobe Brekzie mit vielen Kalzitadern, Nahbereich einer Störung	Stylobrekzie mit Wackestone und Mudstoneklasten - stark tektonisiert - Resedimentierte Klasten von Komp. der offenen/geschlossenen Lagune die im Riffbereich aufgearbeitet wurden.	Stylobrekzie
B 45	1170	Massiges Karbonat	Grain- bis Packstone mit Bacinella-Klasten und Onkoiden	Karbonaturbidit

Aufschlussnr.	Höhe über NN	Geländebeschreibung	Mikrofazies	Bezeichnung
B 46	1150	Massiges Karbonat	Grain bis Packstone mit Bacinella-Klasten und Onkoiden	Karbonatturbidit
B 47	1140	Massiges Karbonat	-	Karbonat
B 48	1140	Feinkörniges helles beiges Karbonat mit dunkelbraunen "Wolkenstrukturen"	Grainstone mit Peloiden und Benthosforaminifern - Eisenreiche Lösungen (Pyrit) im Zwickelraum - im Nahbereich einer Störung	Karbonatturbidit
B 49	1140	Stark beanspruchte grobe Brekzie mit vielen Kalzitadern, Nahbereich einer Störung	Stylobrekzie mit Wackestone und Mudstoneklasten - stark tektonisiert - Resedimentierte Klasten von Komp. der offenen/geschlossenen Lagune die im Riffbereich aufgearbeitet wurden.	Stylobrekzie
B 50	1150	Grobe Brekzie mit zum Teil starker Verkarstung	Stylobrekzie mit Wacke- und Packstoneklasten des oberen Hanges bzw. Riffbereiches	Stylobrekzie

Aufschlussnr.	Höhe über NN	Geländebeschreibung	Mikrofazies	Bezeichnung
B 51	1160	Stark beanspruchte grobe Brekzie mit vielen Kalzitadern, Nahbereich einer Störung	Stylobrekzie mit Wackestone und Mudstoneklasten - stark tektonisiert - Resedimentierte Klasten von Komp. der offenen/geschlossenen Lagune die im Riffbereich aufgearbeitet wurden.	Stylobrekzie
B 52	1170	Plattiges dunkelgraues bis dunkelbraunes Karbonat mit Zwischenlagerungen von Hornsteinlagen	Calpionellen-Wackestone mit Radiolarien, Schwammnadeln und Echinodermenreste	Biomikrit
B 53	1105	Plattiges dunkelgraues bis dunkelbraunes Karbonat	-	Karbonat
B 54	1210	Helles beiges homogenes Karbonat	Gut sortierter Grainstone mit Faunenvergesellschaft des oberen Hanges bzw. Riffes	Karbonat turbidit
B 55	1140	Dunkelroter bis grüner, harter Crinoidenpackstone	Crinoidenpackstone der fast ausschließlich aus Crinoiden und untergeordnet aus Echinodermenresten besteht - syntaxialer Zement	Crinoidenpackstone

Aufschlussnr.	Höhe über NN	Geländebeschreibung	Mikrofazies	Bezeichnung
B 56	1120	Dunkelgraue bis grüner, harter Crinoidenpackstone	Crinoidenpackstone der fast ausschließlich aus Crinoiden und untergeordnet aus Echinodermenresten und Benthosforaminiferen besteht - syntaxialer Zement	Crinoidenpackstone
B 57	1115	Stark verwitterter Radiolarit bis	Radiolarien-Wackestone mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln und teilweise mit Calpionellen	Biomikrit
B 58	1105	Hell beiges stark verwittertes, entfestigtes Karbonat	Crinoiden-Packstone mit mikritischer Matrix. Syntaxialer Zementaufwachsungen, Echinodermenresten, Gastropodenschalen, Lenticulinen, Muschelresten	Crinoidenpackstone
B 59	1130	Dunkles verwittertes Karbonat	Radiolarien-Wackestone	Biomikrit
B 60	1135	Dunkelgraue bis grüner, harter Crinoidenpackstone	Crinoidenpackstone der fast ausschließlich aus Crinoiden und untergeordnet aus Echinodermenresten und Benthosforaminiferen besteht - syntaxialer Zement	Crinoidenpackstone

Aufschlussnr.	Höhe über NN	Geländebeschreibung	Mikrofazies	Bezeichnung
B 61	1145	Dunkles verwittertes Karbonat	Radiolarien-Wackestone	Biomikrit
B 62	1240	Massiges helles beiges Karbonat - teilweise stark verkarstet	Gut sortierter Grainstone bis Packstone mit Peloiden, Onkoiden und Benthosforaminiferen des Hanges und Riffbereiches	Karbonatturbidit
B 63	1230	Massiges helles beiges Karbonat	Gut sortierter Grainstone bis Packstone mit Peloiden, Onkoiden und Benthosforaminiferen des Hanges und Riffbereiches	Karbonatturbidit
B 64	1230	Massiges helles beiges Karbonat	Gut sortierter Grainstone bis Packstone mit Peloiden und Benthosforaminiferen des Hanges und Riffbereiches	Karbonatturbidit
B 65	1230	Massiges helles beiges Karbonat	Gut sortierter Grainstone bis Packstone mit Peloiden und Benthosforaminiferen des Hanges und Riffbereiches	Karbonatturbidit

Aufschlussnr.	Höhe über NN	Geländebeschreibung	Mikrofazies	Bezeichnung
B 66	1230	Massiges helles beiges Karbonat	Packstone bis Grainstone mit teilweiser sparitischer Matrix - Pelloide, Onkoide	Karbonatturbidit
B 67	1230	Massiges helles beiges Karbonat	Packstone bis Grainstone mit teilweiser sparitischer Matrix - Pelloide, Onkoide, Gastropodenresten - Wackestonekalsten der geschlossenen Lagune	Karbonatturbidit - bis Brekzie
B 68	1230	Massiges helles beiges Karbonat	Packstone bis Grainstone mit teilweiser sparitischer Matrix - Pelloide, Onkoide, Gastropodenresten	Karbonatturbidit
B 69	1230	Graue - im frischen Bruch beige Brekzie	Stylobrekzie mit Wackestone und Bachinella-Bindstone-Klasten, Onkoiden	Karbonatbrekzie
B 70	1230	Graue - im frischen Bruch beige Brekzie	Brekzie mit Wackestone und Bachinella-Bindstone-Klasten, Onkoiden	Karbonatbrekzie

Aufschlussnr.	Höhe über NN	Geländebeschreibung	Mikrofazies	Bezeichnung
B 71	1250	Graue - im frischen Bruch beige Brekzie	Brekzie mit Wackestone und Bachinella-Bindstone-Klasten, Onkoiden	Karbonatbrekzie
B 72	1240	Graue - im frischen Bruch beige Brekzie	Brekzie mit Wackestone und Bachinella-Bindstone-Klasten, Onkoiden	Karbonatbrekzie
B 73	1260	Massiges graues bis beiges Karbonat	Packstone bis Grainstone mit teilweiser sparitischer Matrix - Pelloide, Onkoide	Karbonatturbidit
B 74	1235	Dunkelgraue bis grüne, harte Brekzie	Crinoidenpackstone mit Radiolaritklasten	Crinoidenpackstone
B 75	1260	Graue - im frischen Bruch beige Brekzie	Stylobrekzie mit Wackestone und Bachinella-Bindstone-Klasten, Onkoiden	Karbonatbrekzie

Aufschlussnr.	Höhe über NN	Geländebeschreibung	Mikrofazies	Bezeichnung
B 76	1240	Massiges graues bis beiges Karbonat	Packstone bis Grainstone mit - Peloide, Onkoide	Karbonatturbidit
B 77	1250	Graue - im frischen Bruch beige Brekzie	Brekzie mit Wackestone und Bacinella- Bindstone-Klasten, Onkoiden	Karbonatbrekzie
B 78	1240	Massiges graues bis beiges Karbonat	Grainstone bis Floatstone - Peloide, Onkoide	Karbonatturbidit
B 79	1240	Massiges graues bis beiges Karbonat	Floatstone mit Wackestoneklasten - Peloide, Onkoide	Karbonatturbidit
B 80	1240	Graue - im frischen Bruch beige Brekzie	Brekzie mit Wackestone und Grainstone-Klasten, Onkoiden, Peloiden	Karbonatbrekzie

Aufschlussnr.	Höhe über NN	Geländebeschreibung	Mikrofazies	Bezeichnung
B 81	1220	Massiges graues bis beiges Karbonat mit dunklen Extraklasten	Floatstone mit Wackestoneklasten - Peloide, Onkoide	Karbonatturbidit
B 82	1230	Massiges graues bis beiges Karbonat	Brekzie mit Wackestone, Grainstone- bis Floatstone -Klasten, Onkoiden, Peloiden	Karbonatbrekzie
B 83	1240	Graue - im frischen Bruch beige Brekzie	Brekzie mit Wackestone und Bacinella- Bindstone-Klasten, Onkoiden	Karbonatbrekzie
B 84	1230	Grobe Brekzie mit zum Teil starker Verkarstung	Stylobrekzie mit Wacke- und Packstone- bis Grainstone-Klasten des oberen Hanges bzw. Riffbereiches	Stylobrekzie
B 85	1230	Grobe Brekzie mit zum Teil starker Verkarstung	Stylobrekzie mit Wacke- und Packstone-Klasten des oberen Hanges bzw. Riffbereiches	Stylobrekzie

Aufschlussnr.	Höhe über NN	Geländebeschreibung	Mikrofazies	Bezeichnung
B 86	1230	Grobe Brekzie mit zum Teil starker Verkarstung	Stylobrekzie mit Wacke- und Packstone-Klasten des oberen Hanges bzw. Riffbereiches	Stylobrekzie
B 87	1230	Massiges graues bis beiges Karbonat	Packstone bis Grainstone mit -Peloide, Onkoide	Karbonatturbidit
B 88	1230	Massiges graues bis beiges Karbonat	Gut sortierter Packstone bis Grainstone mit Peloiden, Onkoiden und Milioliden	Karbonatturbidit
B 89	1215	Massiges graues bis beiges Karbonat	Packstone bis Grainstone mit -Peloide, Onkoide	Karbonatturbidit
B 90	1215	Dunkelgraues bis braunes lagiges bis plattiges Karbonat	Calpionellen-Wackestone mit Fenstergefüge mit <i>Calpionella alpina</i>	Biomikrit

Aufschlussnr.	Höhe über NN	Geländebeschreibung	Mikrofazies	Bezeichnung
B 91	1220	Braunes lagiges bis plattiges Karbonat - Wechsellagerung mit Hornsteinlagen	Calpionellen-Wackestone mit <i>Calpionella alpina</i>	Biomikrit
GW 1	1195	Schwarzer bis dunkelblauer Radiolarit aus dem Hagschutt	Radiolarien-Wackestone	Radiolarit
GW 2	1205	Helles beiges Karbonat	Crinoiden-Packstone mit vereinzelt Benthosforaminiferen, Echinoderemenresten - syntaxialen Zementaufwachsungen	Crinoiden-Packstone
GW 3	1220	Braunes lagiges bis plattiges Karbonat-	Calpionellen-Wackestone mit <i>Calpionella alpina</i>	Biomikrit
GW 4	1220	Braunes lagiges bis plattiges Karbonat - Wechsellagerung mit Hornsteinlagen	Wackestone mit <i>Calpionella alpina</i> und Radiolarien	Biomikrit

Aufschlussnr.	Höhe über NN	Geländebeschreibung	Mikrofazies	Bezeichnung
GW 5	1230	Braunes lagiges bis plattiges Karbonat - Wechsellagerung mit Hornsteinlagen	Wackestone mit <i>Calpionella alpina</i> und Radiolarien	Biomikrit
GW 6	1255	Massiges graues bis beiges Karbonat	Packstone bis Grainstone mit - Pelloide, Onkoide	Karbonatturbidit
GW 7	1260	Massiges graues bis beiges Karbonat	Grainstones Floatstone mit - Pelloide, Onkoide und Klasten der Oberalm-Formation	Karbonatturbidit
GW 8	1225	Graue - im frischen Bruch beige Brekzie	Brekzie mit Wackestone und Bacinella-Bindstone-Klasten, Onkoiden	Karbonatbrekzie
GW 9	1215	Gips-Ton-Brekzie, Gips-Klast mit deutlicher Schichtung in einer richtungslosen Tonmatrix	-	Haselgebirge

Aufschlussnr.	Höhe über NN	Geländebeschreibung	Mikrofazies	Bezeichnung
GW 11	1240	Massiges helles beiges Karbonat	Packstone bis Grainstone mit teilweiser sparitischer Matrix - Pelloide, Onkoide, Gastropodenresten - Wackestonekalsten der geschlossenen Lagune	Karbonaturbidit - bis Brekzie
GW 12	1235	Massiges graues bis beiges Karbonat	Floatstone mit Wackestoneklasten - Pelloide, Onkoide	Karbonaturbidit
GW 13	1235	Massiges helles beiges Karbonat	Gut sortierter Grainstone bis Packstone mit Peloiden und Benthosforaminiferen des Hanges und Riffbereiches	Karbonaturbidit
GW 14	1235	Massiges helles beiges Karbonat	Gut sortierter Grainstone bis Packstone mit Peloiden und Benthosforaminiferen des Hanges und Riffbereiches	Karbonaturbidit
GW 15	1235	Massiges helles beiges Karbonat	Packstone bis Grainstone mit teilweiser sparitischer Matrix - Pelloide, Onkoide	Karbonaturbidit

Aufschlussnr.	Höhe über NN	Geländebeschreibung	Mikrofazies	Bezeichnung
GW 16	1220	Dunkelgraues bis schwarzes, hartes Karbonat	Rekristallisierte Beckensedimente mit fibrösen Zement - keine Fossilien	Mikrit
GW 17	1280	Helles feinkörniges Karbonat	Calpionellen-Wackestone mit Fenstergefüge mit <i>Calpionella alpina</i>	Biomikrit
GW 18	1280	Massiges helles beiges Karbonat	Gut sortierter Grainstone bis Packstone mit Peloiden, Onkoiden und Benthosforaminiferen des Hanges und Riffbereiches	Karbonatturbidit
GW 19	1290	Massiges graues bis beiges Karbonat	Packstone bis Grainstone mit - Peloide, Onkoide	Karbonatturbidit
GW 20	1260	Helles feinkörniges Karbonat	Calpionellen-Wackestone mit Fenstergefüge mit <i>Calpionella alpina</i>	Biomikrit

Aufschlussnr.	Höhe über NN	Geländebeschreibung	Mikrofazies	Bezeichnung
GW 21	1280	Massiges graues bis beiges Karbonat	Packstone bis Grainstone mit - Peloide, Onkoide	Karbonatturbidit
GW 22	1260	Massiges helles beiges Karbonat	Gut sortierter Grainstone bis Packstone mit Peloiden, Onkoiden und Benthosforaminiferen des Hanges und Riffbereiches	Karbonatturbidit
GW 23	1240	Massiges helles beiges Karbonat	Gut sortierter Grainstone mit Peloiden, Onkoiden und Benthosforaminiferen des Hanges und Riffbereiches	Karbonatturbidit
GW 24	1240	Massiges helles beiges Karbonat	Gut sortierter Grainstone bis Packstone mit Benthosforaminiferen des Hanges und Riffbereiches	Karbonatturbidit
GW 25	1240	Helles feinkörniges Karbonat	Calpionellen-Wackestone mit <i>Calpionella alpina</i>	Biomikrit
GW 27	1240	Helles feinkörniges Karbonat	Calpionellen-Wackestone mit Fenstergefüge mit <i>Calpionella alpina</i>	Biomikrit

Aufschlussnr.	Höhe über NN	Geländebeschreibung	Mikrofazies	Bezeichnung
GW 28	1240	Dunkles verwittertes Karbonat	Wackestone mit <i>Calpionella alpina</i> und Radiolarien	Biomikrit
GW 30	1240	Massiges helles beiges Karbonat	Gut sortierter Grainstone bis Packstone mit Peloiden, Onkoiden und Benthosforaminiferen des Hanges und Riffbereiches	Karbonatturbidit
GW 31	1310	Massiges helles beiges Karbonat	Gut sortierter Grainstone bis Packstone mit Peloiden, Onkoiden und Benthosforaminiferen des Hanges und Riffbereiches	Karbonatturbidit
GW 32	1270	Helles feinkörniges Karbonat	Calpionellen-Wackestone mit Fenstergefüge mit <i>Calpionella alpina</i>	Biomikrit
GW 33	1290	Massiges helles beiges Karbonat	Gut sortierter Grainstone bis Packstone mit Peloiden, Onkoiden und Benthosforaminiferen des Hanges und Riffbereiches	Karbonatturbidit
GW 34	1285	Massiges helles beiges Karbonat	Gut sortierter Grainstone bis Packstone mit Peloiden, Onkoiden und Benthosforaminiferen des Hanges und Riffbereiches	Karbonatturbidit