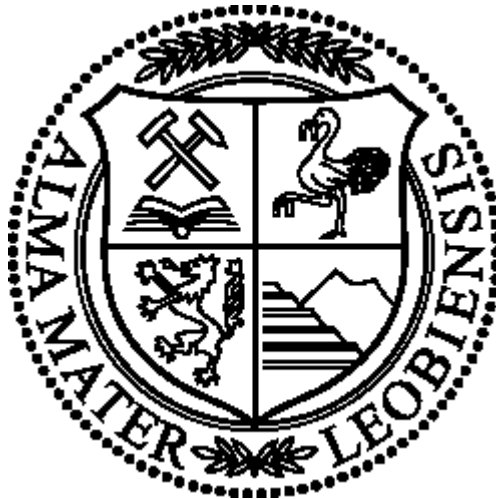


# Masterarbeit

Mikrofazies, Stratigraphie und Bewertung von Massenbewegungen der Mittel – bis  
Ober – Jura – Sedimente im Gebiet Wurzerkampl – Rote Wand – Mitterberg  
(Oberösterreich, Österreich)



Zur Erlangung des akademischen Grades eines Diplomingenieurs,  
Eingereicht am Department für Angewandte Geowissenschaften und Geophysik,  
Lehrstuhl für Angewandte Sedimentologie und Prospektion,  
Montanuniversität Leoben

Vorgelegt von  
**Reinhold Hiebl, BSc.**

Leoben, Sommersemester 2011

# Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung und Problemstellung .....	1
1.1	Lage des Arbeitsgebietes.....	2
1.2	Arbeitsmethodik.....	3
1.3	Geologie.....	6
1.3.1	Überblick über die Geologie der Nördlichen Kalkalpen .....	6
1.3.2	Sedimentäre Entwicklung.....	8
1.3.2.1	Perm-Trias .....	8
1.3.2.2	Jura .....	9
1.3.3	Konzepte für die Nördlichen Kalkalpen im Laufe der Zeit.....	10
1.4	Geologischer Rahmen des Untersuchungsgebietes .....	16
1.5	Stand der Forschung und bisherige geologische Arbeiten .....	18
2	Beschreibung der Schichtfolge am Wurzerkampl.....	20
2.1	Lagunärer Dachsteinkalk .....	22
2.2	Basale Sandlingalm-Formation .....	22
2.3	Radiolaritsequenz .....	25
2.3.1	Lithologie .....	25
2.3.2	Stratigraphie .....	28
2.3.3	Lagerungsverhältnisse .....	32
2.4	Alpines Haselgebirge .....	33
2.5	Werfener Schichten .....	34
2.6	<i>Saccocoma</i> – Kalke .....	34
2.6.1	Lithologie .....	35
2.6.2	Stratigraphie .....	36
2.6.3	Lagerungsverhältnisse .....	40
2.7	Agatha-Formation .....	41
3	Beschreibung der Schichtfolge auf der Roten Wand und am Mitterberg.....	42
3.1	Dachsteinkalk .....	43
3.2	Alpines Haselgebirge und Werfener Schichten.....	43
3.3	Adnet-Formation.....	43
3.3.1	Hierlatzkalk-Subformation .....	43
3.3.2	Schwellenfazies – Rotkalk.....	44
3.4	Plassen-Formation (sensu lato) .....	44
3.4.1	Faziestypen auf der Roten Wand und am Mitterberg.....	46
3.4.1.1	Basale Breccie .....	46
3.4.1.2	Slope .....	46

3.4.1.3	Zentrales Riff.....	47
3.4.1.4	Sandbarren-Rückriff .....	47
3.4.1.5	Rückriff – Lagune .....	47
3.4.2	Stratigraphie .....	57
3.4.3	Lagerungsverhältnisse .....	58
4	Diskussion der kartierten Schichtfolge .....	61
4.1	Wurzerkampl .....	64
4.2	Rote Wand und Mitterberg .....	64
5	Geotechnische Bedeutung .....	66
5.1	Geotechnische Bearbeitungen .....	66
5.2	Lagerstätten .....	67
5.3	Massenbewegungen .....	68
5.4	Hydrogeologische Aspekte .....	72
5.5	Rohstoffgeologische Aspekte.....	73
6	Schlussfolgerungen.....	73
7	Ausblick .....	75
8	Literaturverzeichnis .....	77
	Dünnschliffbeschreibung .....	82

## Zusammenfassung

Trotz der langen Erforschungsgeschichte, die bis ins 19. Jahrhundert zurückreicht, ist das Gebiet nördlich des Phyrnpasses (Österreich, Oberösterreich) mit einer Ausnahme (OTTNER 1990) bis heute nicht modern untersucht worden.

In dieser Arbeit wurde das Gebiet am Wurzerkampl, das Gebiet der Roten Wand und jenes des Mitterberges neu aufgenommen und mikrofaziell untersucht. Die Untersuchung ergibt eine Neudeutung von einzelnen Teilbereichen. Es konnte nachgewiesen werden, dass im Gebiet des Wurzerkampls der lagunäre Dachsteinkalk von einer allochthonen Einheit überlagert wird. Der Liegendanteil dieser Einheit wird durch eine Radiolaritsequenz repräsentiert, in das Gesteine der Hallstätter Zone eingegliedert sind im Zeitraum Callovium bis Oxfordium. Diese bilden zusammen mit den aufgelagerten Evaporiten des gipsdominierten Alpen Haselgebirges und Siliziklastika den Teil einer Mélangezone (Hallstatt Mélange). Dieser Abschnitt ist von rohstoffgeologischer Bedeutung. Der Gips wird seit 1978 mit einigen Unterbrechungen abgebaut und der Baustoffindustrie zugeführt. Über dem Gips folgt die hemipelagische *Saccocoma*-Formation. Diese ist auf Kimmeridgium bis Tithonium beschränkt und ist an der gesamten Ostflanke des Wurzerkampls aufgeschlossen. Die ganze Abfolge am Wurzerkampl kann somit dem Sandlingalm-Becken zugerechnet werden. Sie hat einen entsprechend weiten Transport in die heutige Position vollzogen.

Die Sedimente der Roten Wand und am Mitterberg sind Teil der Plassen-Karbonatplattform (sensu lato) und reichen vom Kimmeridgium bis ins Tithonium. Sie unterscheiden sich aber sedimentologisch von der Typlokalität am Plassen. Es fehlen ihnen im Vergleich im Vergleich zum Plassen sowohl das initiale Stadium der Herauentwicklung aus Beckensedimenten sowie die Sequenz des Ertrinkens, welches am Plassen im Berriasium nachgewiesen wurde. Ihre Basis ist tektonisch amputiert. Der Block ist gleich wie jener am Wurzerkampl allochthon. Er wurde auf die Adnet-Formation, den Dachsteinkalk und mit großer Wahrscheinlichkeit auch auf die Hallstätter Mélange aufgeschoben. Die ursprüngliche paläogeographische Lage entspricht dem südlichen Teil der Plassen-Karbonatplattform (sensu stricto) oder vielleicht sogar der Lärchberg-Karbonatplattform.

Die Sedimente am Wurzerkampl und auf der Roten Wand stehen nicht im Zusammenhang. Dafür sprechen der Komponentenbestand in den Beckensedimenten und die unterschiedlichen Schichtfolgen des höheren Ober-Jura.

Massenbewegungen stehen am Wurzerkampl im Zusammenhang mit der Steilstellung der Schichtung durch den Diapirismus der Evaporite. Anders geartet sind die Massenbewegungen auf der Roten Wand. Sie beruhen auf der Anlage von präexistente Störungen gepaart mit einer steilen Morphologie parallel zum generellen Einfallen. Es kommt in Kammnähe zur Doppelgratbildung und Ablösung von großen Blöcken, die jedoch in näherer Zukunft wahrscheinlich kein Gefährdungspotential darstellen.

Aus hydrogeologischer Sicht sind vor allem die Siliziklastika der Werfener Schichten zu beachten. Sie repräsentieren sowohl unterhalb des Hochmoores der Filzen als auch südlich der Roten Wand einen Wasserstauer, der auch zur Bildung von Quellen am Wandfuß führt. Die unterirdische Entwässerung im Gebiet richtet sich oberhalb dieses Stauers der generellen Schichtneigung aus. Entlang der großen Störungen am Mitterberg kommt es zu Karsterscheinungen.

## **Abstract**

Despite a long examination history which can be traced back into the 19. Century the area north to Pyhrnpass (Upper Austria, Austria) was not studied modern except for one work made in 1990 (OTTNER 1990).

The area between Mount Wurzerkampl and Mount Rote Wand was mapped once again and the microfacies were analyzed. Some parts of the area had to be interpreted totally new. It was proved that the lagoonal Dachstein limestone is overlaid by an allochthonous unit. The footwall of this unit is represented by a part of a radiolaritic basin of Callovian to Oxfordian age. With the evaporites and siliciclastic sediments on top they were part of the Hallstatt Mélange. This unit is overlaid by gypsum-dominated evaporites which have relevance as raw material. It was mined since 1978. The evaporites are overlaid by the hemipelagic Kimmeridgian to Tithonian *Saccocoma*-Formation. The succession on Mount Wurzerkampl can be related to the Sandlingalm-Basin. This fact reveals a long-distance-transport of the whole succession.

The sediments on Mount Rote Wand and Mount Mitterberg are part of the Plassen-Carbonate-Platform (sensu lato) of Kimmeridgian to Tithonian times. From a sedimentological point of view they are different to the sediments in the type locality because they miss the initial phase of a carbonate platform and the drowning which was dated on Mount Plassen as Berrias. The block is allochthonous. It overthrusts the lagoonal Dachstein Limestone, the Adnet-Formation and maybe parts of the Hallstatt Mélange. The palaeogeographic position was in the south of the Plassen-Carbonate-Platform (sensu stricto) or the perhaps Lärchberg Carbonate Platform.

The shallow-water sediments on Mount Rote Wand are not related to the sediments on Mount Wurzerkampl. This can be proved by the different components in the sediments and the distinct sediment successions late Late Jurassic.

Mass movements can be related to a high angle dipping because of diapirs on Mount Wurzerkampl. This type of massmovements is called rocksplitting. Mass movements are activated by other mechanisms on Mount Rote Wand. They are based on preexistent fault zones combined with a steep morphology and a slope parallel bedding. Big blocks are relieved at the ridges which have a low hazard potential.

From a hydrogeological point of view the siliciclastic sediments on top of the Hallstatt Mélange have big relevance in this area. They represent the sealing unit under the raised bog and result in the formation of fountains on the southern slope of Mount Rote Wand. The subsurface drainage is orientated along the general dipping of the layers. Young carstification takes place in the area near to the fault zone on Mount Mitterberg.

## 1 Einleitung und Problemstellung

Diese Arbeit ist eine Neubearbeitung des Gebietes Rote Wand, Mitterberg und Wurzerkampl. Dieser Teil und seine nähere Umgebung der östlichen Nördlichen Kalkalpen stellen einen komplexen Abschnitt dar, der eine Erforschungsgeschichte aufweist, die bis ins späte 19. Jahrhundert zurückreicht. Trotz dieser langen Erforschungsgeschichte wurden einige Fragen bis heute nicht zufriedenstellend gelöst.

So wurde eine fazielle Untersuchung der Flachwasserkarbonate im Untersuchungsgebiet nur in sehr begrenztem Maß vorgenommen. Zuerst werden diese Flachwasserkarbonate von MOJŠISOVIČ (1903) einem triassischen Riffkomplex zugerechnet. Am Beginn des 20. Jahrhunderts erkennt man, dass es sich um jurassische Karbonate des Typus Plassenkalk handelt, der dem Ober-Jura zugeordnet wird (GEYER 1913). Dieser wird von crinoidenreichen Kalken der Adnet-Formation, Breccien und schließlich Radiolariten unterlagert (GEYER 1913).

Ein konträres Bild ergibt sich südlich der Filzen (Abb. 1). Am Wurzerkampl, einem nord-südgerichteten Kamm, findet man ausschließlich Beckensedimente vor, die nicht mit den Sedimenten nördlich der Filzen in Zusammenhang zu stehen scheinen. Die Schichtfolge ist eine andere. Sie wird von verschiedenen Autoren (z. B. PLÖCHINGER 1964, TOLMMANN 1976, OTTNER 1990) als Überlagerung der Oberalm-Formation über dem Alpenen Haselgebirge beschrieben. In der Unterlagerung befindet sich eine Radiolaritsequenz. Die Radiolarite werden zusammen mit den Evaporiten als allochthoner Gleitblock angesehen, während die Oberalm-Formation als neoautochthon beschrieben wird (z. B. PLÖCHINGER & PREY 1968, OTTNER 1990). TRAUTH (1937) zählt hingegen die Radiolaritsequenz, das Alpine Haselgebirge und die Oberalm-Formation zu einer einzigen allochthonen Gleitscholle.

Zwischen Roter Wand und Wurzerkampl treten Werfener Schichten und Alpines Haselgebirge auf, die vermutlich die neogenen Ablagerungen (Hochmoor, Moränen im Bereich der Filzen) unterlagern. Die permo-skythischen Einheiten treten auch südöstlich des Wurzerkampls auf und wurden in verschiedenen Arbeiten (z. B. OTTNER 1990, TRAUTH 1937) beschrieben und tektonisch von ihrer Unterlagerung getrennt.

Die Basis aller angeführten Formationen stellt der triassische Dachsteinkalk dar, der teilweise auch von den anderen Gesteinen durch Störungen abgegrenzt wird.

Die Konstellation von unterschiedlichen Faziesräumen in einem kleinen Gebiet lässt auf tektonisch gestörte Lagerungsverhältnisse schließen. Man darf sogar eine Deckengrenze zwischen Wurzerkampl und Roter Wand vermuten, die bisher nicht beschrieben wurde. Diese Arbeit dient dem Versuch, diese offenen Fragen in Einklang mit der sedimentären und tektonischen Entwicklung in diesem Gebiet zu bringen.

In den letzten 100 Jahren wurde eine ganze Reihe von Konzepten entwickelt, die die Entstehung der Ostalpengologie erklären sollten. Die verschiedenen Modelle der Trias bilden den Ausgangspunkt für eine Entwicklung im Jura. Für die Juraentwicklung stehen ebenfalls verschiedene Konzepte zur Verfügung. Ein Teil der Aufgabenstellung ist es, mit verschiedenen Modellen Vergleiche zu ziehen und ihre Plausibilität in Bezug auf das Arbeitsgebiet zu überprüfen.

Jede Interpretation hat eine direkte Auswirkung auf die angewandten Aspekte. Auf die Problemstellungen der Massenbewegungen, der Hydrogeologie und auf die Rohstoffgewinnung soll in

dieser Arbeit eingegangen werden. Dem Alpenen Haselgebirge, welches häufig eine inkompetente Unterlage für relativ steife Flachwasserkarbonate darstellt, kommt dabei eine Schlüsselrolle zu. Es wird in vielen Fällen, so auch an der Typlokalität des Plassen im zentralen Salzkammergut, als Gleitfläche und somit als Ursache für Bergzereissungen angesehen. Es gibt eine große Menge an Literatur (z. B. ROHN 1991, LOTTER 2001), die sich mit solchen Massenbewegungen in den Nördlichen Kalkalpen befasst. Dabei werden fast immer nur die Schichtfolge und das Trennflächengefüge untersucht, um die Ursachen von Massenbewegungen zu erforschen. Es werden geodynamische Vorgänge vernachlässigt, die lange vor dem Auftreten eines einfach ersichtlichen Gefährdungspotentials wirksam werden.

Ein zweiter angewandter Bereich ist die Hydrogeologie. Quellen und Vernässungszonen geben nicht nur Hinweise auf Wasserstauer und die tektonische Strukturen sondern sind auch hinsichtlich der Wasserernutzung und der Laugung des Haselgebirges von Bedeutung. Die Herkunft, die Wegsamkeiten und das Zutagetreten von Grund- und Quellwasser sind mit der sedimentären Entwicklung und tektonischen Strukturen im Untersuchungsgebiet in Einklang zu bringen, um mögliche geotechnische Nutzungen möglich zu machen beziehungsweise ihre Ursachen zu erklären.

## **1.1 Lage des Arbeitsgebietes**

Das bearbeitete Gebiet liegt 10 km nordöstlich von Liezen und 4 km westlich von Spital am Phyrn im Bundesland Oberösterreich (Österreich). Es ist in Abbildung 1 eingegrenzt. Es umfasst die Rote Wand, den Mitterberg und den Wurzerkampl, die nördlich und südlich der Wurzeralm und der Filzen gelegen sind.

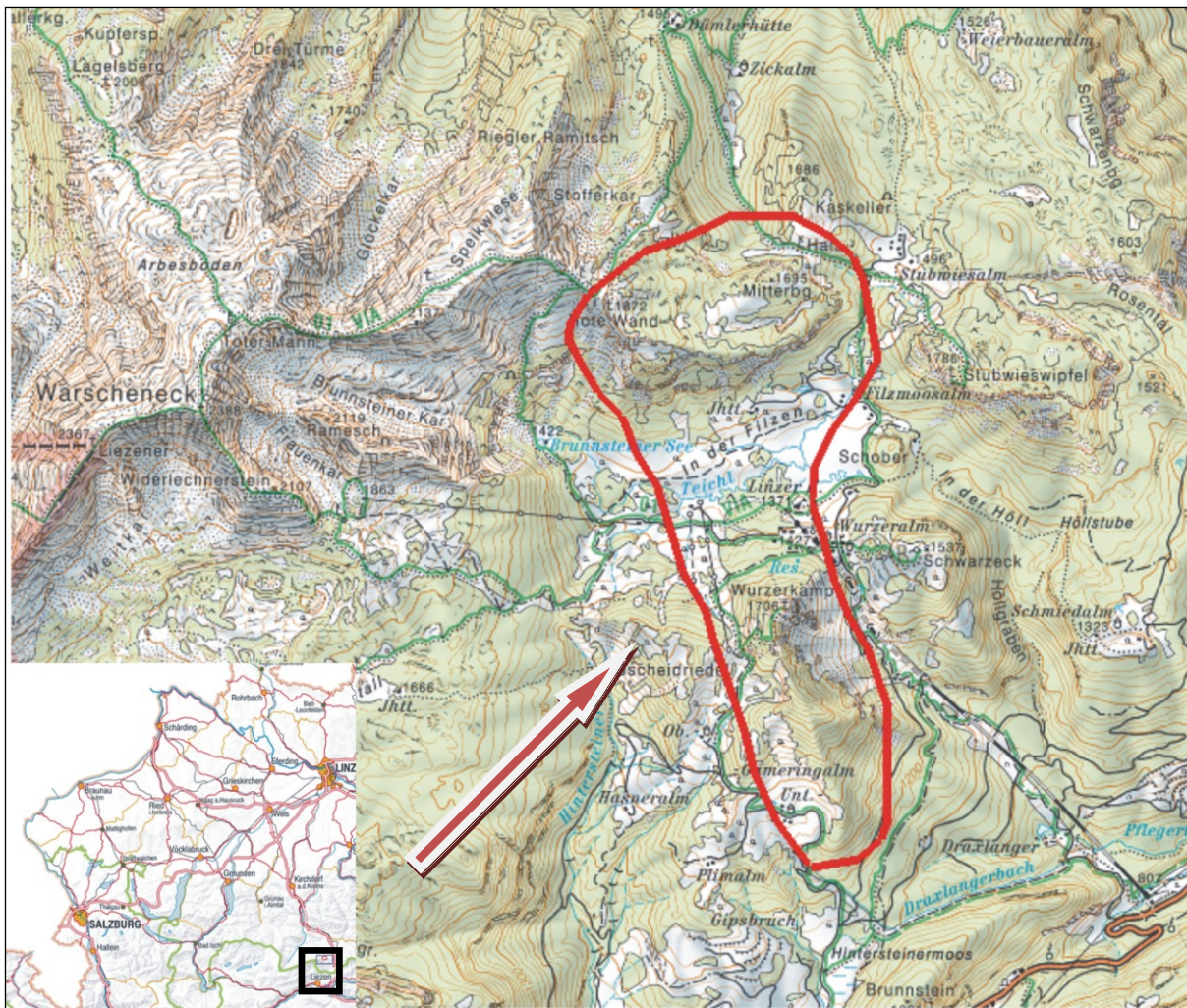


Abb. 1: Lage des bearbeiteten Gebietes

## 1.2 Arbeitsmethodik

Bei der Geländearbeit wurden im Bereich der Roten Wand und des Wurzerkamps an 88 Positionen (Abb. 2a/b) Proben entnommen. Die Probenpunkte richteten sich aufgrund der steilen Topographie vor allem im Gebiet der Roten Wand an der Zugänglichkeit. Außerdem wurde vor allem auf die Flachwasserkarbonate Rücksicht genommen.

Aus allen Proben wurden Dünnschliffe zur Bestimmung der Mikrofazies angefertigt. Die Proben wurden zu diesem Zweck mittels Diamantsäge geteilt, poliert und auf quadratische Glasobjektträger mit einer Kantenlänge von 5 cm geklebt. Danach wurden die Proben auf eine Dicke von 0,1 mm gefräst und anschließend händisch bis zu einer Stärke von 30 µm mit Siliziumkarbidpulver poliert. Da es sich bei einigen Proben um Breccien handelt, wurden von diesen Proben mehrere Schliffe angefertigt. Dadurch ergab sich Anzahl von 130 Dünnschliffen, die ausgewertet wurden.

Einige Radiolaritproben wurden im Backenbrecher zerkleinert. Die zerkleinerten Proben wurden bei einem hohen Karbonatanteil zunächst in 95% Essigsäure aufgelöst. Danach wurde der Rückstand in Flusssäure aufgelöst. Der Rückstand des Flusssäurebades wurde in zwei Korngrößenfraktionen mit 63 µm bis 125 µm und größer als 125 µm mittels Sieben getrennt. Nach der Trocknung wurden die Radiolarien mit Hilfe eines Binokulars ausgelesen. Danach wurden mit einem



Rasterelektronenmikroskop Aufnahmen der einzelnen Radiolarien gemacht. Aufgrund der Rekristallisierung einiger Proben konnten nicht alle ausgelesenen Radiolarien bestimmt werden.

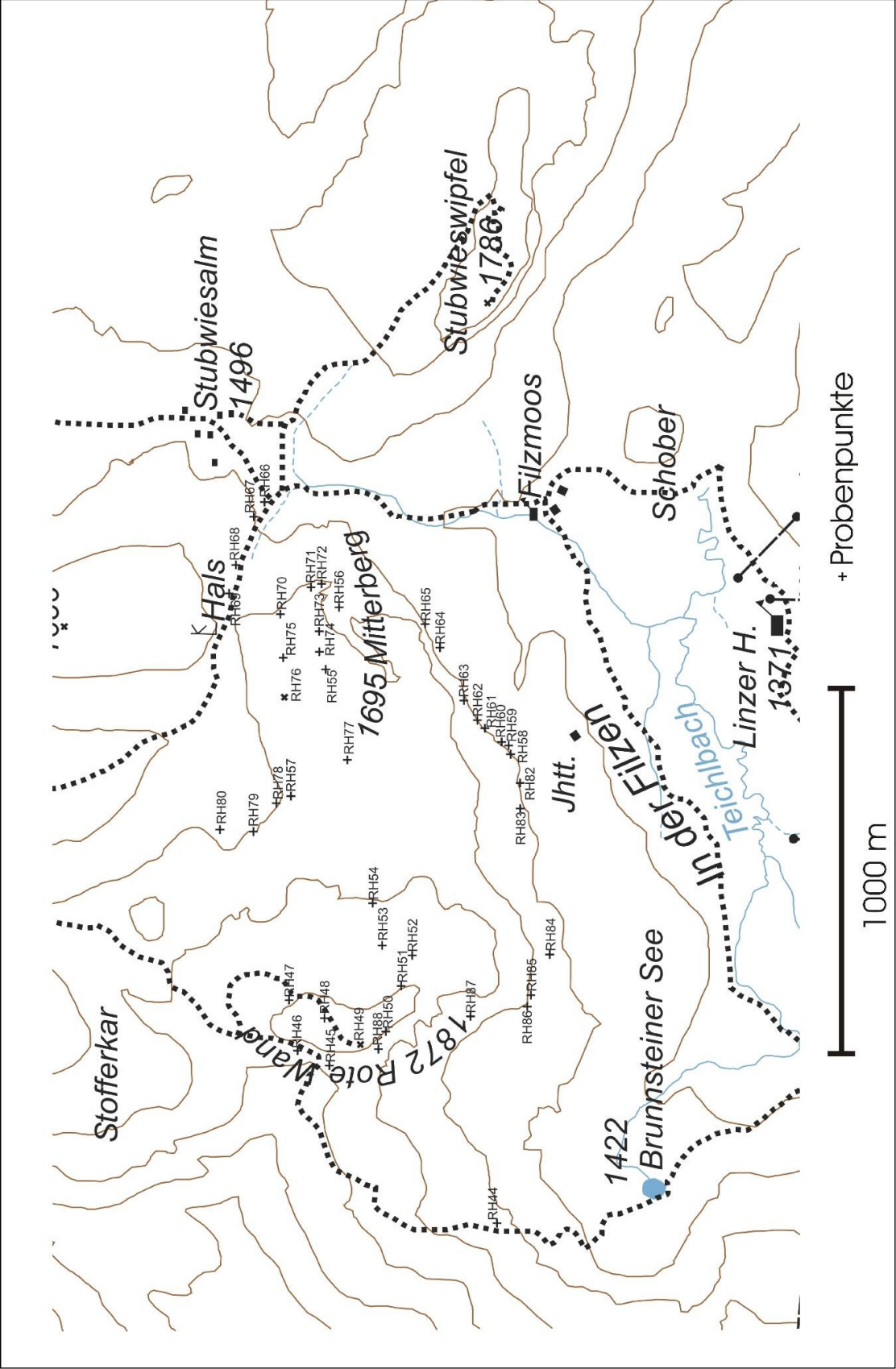


Abb. 2a: Verteilung der Probenpunkte

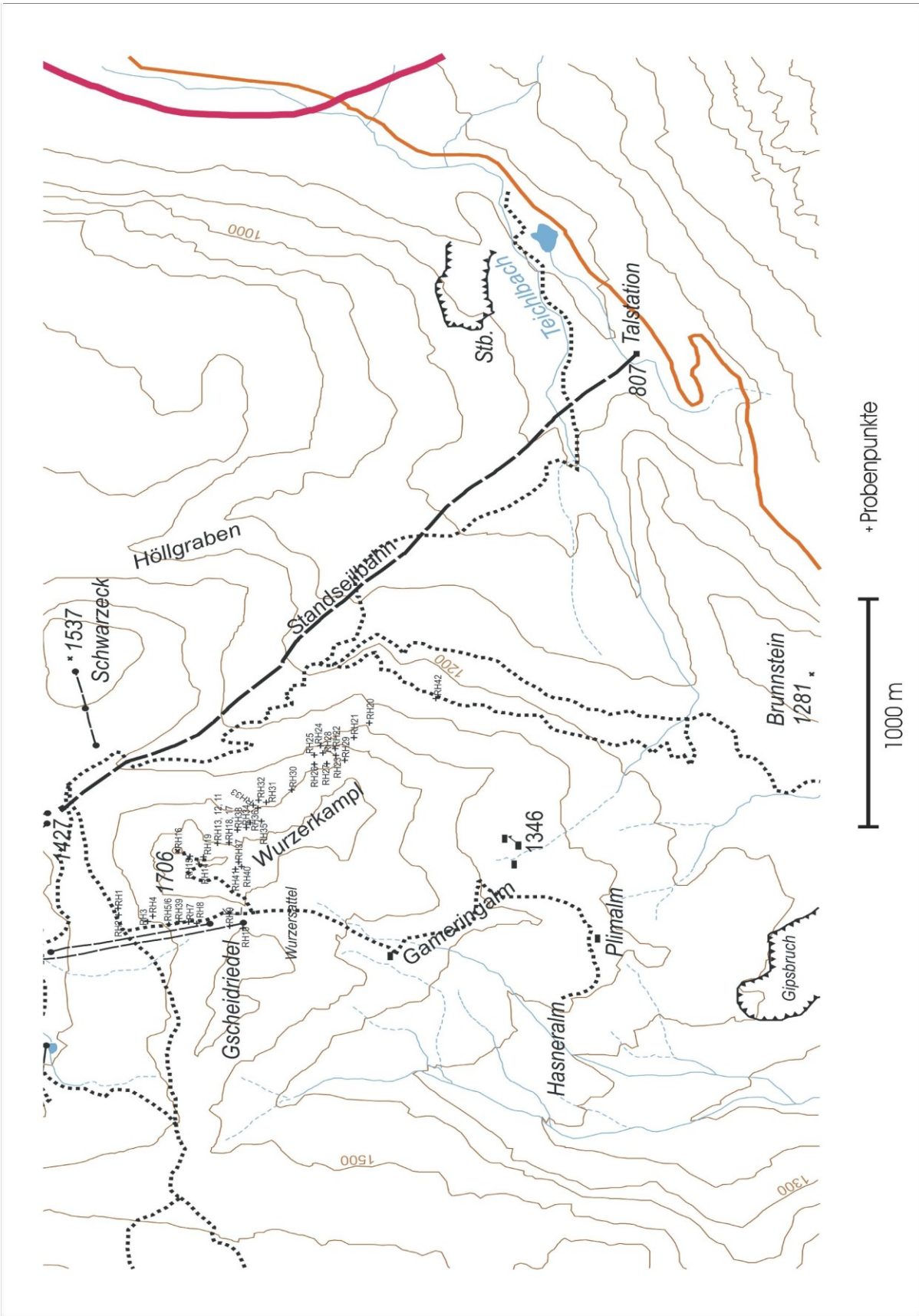


Abb. 2b: Verteilung der Probenpunkte

### **1.3 Geologie**

In den folgenden Kapiteln werden grundsätzliche geologische Gegebenheiten in den Nördlichen Kalkalpen erleutert und in weiterer Folge verschiedene Entstehungskonzepte vorgestellt. Ein weiterer Teil befasst sich mit dem Stand der Forschung und dem geologischen Rahmen im Untersuchungsgebiet.

#### **1.3.1 Überblick über die Geologie der Nördlichen Kalkalpen**

Die Nördlichen Kalkalpen sind die am weitesten nach Norden über den Flysch geschobenen Einheiten des Ostalpins und sind in mehrere Einheiten gegliedert (TOLLMANN 1976b). Ihre Überschiebungsweite beträgt etwa 40 km. Im Süden sollten sie im sedimentären Verband der Grauwackenzone aufliegen (TOLLMANN 1973, TOLLMANN 1976a, TOLLMANN 1976b, TOLLMANN 1985, PLÖCHINGER 1980a).

Die Schichtentwicklung der Nördlichen Kalkalpen setzt im Oberperm mit einer bis in den Lias andauernden Rift- und Driftphase mit der Sedimentation von klastischen und evaporitischen Gesteinen ein. Die Schichtfolgen sind an ihrer Basis häufig tektonisch reduziert beziehungsweise abgeschert. Sie werden lokal durch Rauhwacken repräsentiert (KRYSTYN & LEIN 1996). Die evaporitischen brecciösen Gesteine, bestehend aus Gips, Anhydrit und Steinsalz, werden als Alpines Haselgebirge bezeichnet. Sie wurden als Oberperm datiert (KLAUS 1953).

Mit dem basalen Anis setzt im Gesamtbereich der Nördlichen Kalkalpen die Karbonatproduktion ein. Durch das Einsetzen unterschiedlich rascher Subsidenz bilden sich verschiedene Faziesbereiche. Flachwasserkarbonate, Plattformen und Rampen (Steinalmkalk, Wettersteinkalk) und Internbecken (Reiflinger Schichten) stehen den distalen radiolarit- und ammonitenführenden hemipelagischen Abfolgen am Nordwestrand des Neotethys Ozeans gegenüber. Daraus resultiert die Faziesgliederung im Sinne von KOBER (1912), die die obertriassischen Einheiten in das Bajuvarikum, Tirolikum und Juvavikum teilt. In dieser Gliederung überschieben landferne Faziesbereiche landnahe.

Dieser steht die Gliederung von FRISCH & GAWLICK (2003) gegenüber (Abb. 3).



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. Ein wichtiger Unterschied ist auch die Neuinterpretation der Hallstätter Zone, die vormals als Tiefjuvavikum bezeichnet wurde. FRISCH & GAWLICK (2003) sehen in ihr eine Wildfyschentwicklung und stellen sie zur sedimentären Weiterentwicklung der tirolischen Deckeneinheit (Hallstatt-Mélange).

In der Unter-Kreide lösen siliziklastische Gesteine mit coarsening-upward-Trend (Rossfeldschichten) diese Entwicklung ab (FAUPL & TOLLMANN 1979). Das Material stammt aus Bereichen, die im frühen Ober-Jura orogenetisch gehoben wurden (Subduktion der Tethys).

In der Oberkreide bilden sich die Gosau-Becken (AMPFERER 1912, 1939). Die Gosasedimente liegen diskordant auf gefaltetem Grund und sedimentieren diesen ein. Die Gosau-Becken sind kleinräumig und hochmobil. Sie reichen bis ins Eozän. Die Post-Gosau-Deformation reaktiviert die älteren Überschiebungen und Störungen im Eozän und deformiert die Gosau-Becken mit. Die fortgeführte Deckenstapelung und Deformation aller Einheiten reicht weiter bis ins Paläogen.

Es kommt zum Aufsteigen von älteren Krustenblöcken im Ostalpenraum. Außerdem kommt es zur Einengung durch das Aufeinandertreffen des Ostalpenraumes mit Europa. Das damit verbundene Phänomen der Lateralen Extrusion (RATSCHBACHER et al. 1991) führt im Unteren und Mittleren Miozän zu beachtlicher N-S-Stauchung und E-W-Dehnung. Im ganzen Ostalpenraum kommt es zur Zerlegung im großen Maßstab und Neuordnung der einzelnen Blöcke. Die heutige Blockkonfiguration ist aus dem Miozän erhalten geblieben (Abb. 3).

### **1.3.2 Sedimentäre Entwicklung**

In diesem Kapitel soll ein stark verkürzter Überblick über die sedimentäre Entwicklung des Kalkalpenraumes gegeben werden.

#### *1.3.2.1 Perm-Trias*

Die Sedimentationsverläufe im Perm sind durch ein initiales Grabenbruchsystem und dem dazugehörigen Rifting geprägt. Es bilden sich siliziklastische Sedimente, die unter den Begriffen Alpiner Verrucano oder Alpiner Buntsandstein bekannt sind. Im Süden bilden sich evaporitische Sedimente, die im alpinen Raum unter dem Begriff Alpines Haselgebirge zusammengefasst werden. Dieser Sedimentationszyklus setzt sich bis ins Skyth fort. Es handelt sich um Ablagerungen in einem Flachmeer. In Landnähe befindet sich der Ablagerungsbereich des Alpiner Buntsandsteines und in Richtung Tethys schließen die Werfener Schichten an. Die Werfener Schichten wurden dreigeteilt (TOLLMANN 1985). Die drei Teile sind die Werfener Schiefer, die Werfener Sandsteine und die Werfener Kalke. Letztere sind in der Unteren Mittel-Trias angesiedelt. Der ganze Zyklus spiegelt eine Transgression sowie den abnehmenden Einfluss des Festlandes wieder.

Ab dem höheren Skyth entsteht eine Karbonatrampe, die Teilbereiche des Ablagerungsraumes der Werfener Schichten abtrennt. In diesem abgeschnürten Meeresbecken bilden sich die dunklen Kalke und Dolomite der Gutenstein-Formation. Im mittleren Anis bilden sich darüber die Steinalm Karbonatrampe und die Wetterstein Karbonatplattform. Diese Entwicklung endet im Ober-Ladin mit dem raschen Einsetzen von siliziklastischen Ablagerungen, wie sie durch die Raibler und Lunzer Schichten repräsentiert werden. Dieses Event, welches als Reingrabener Wende bekannt wurde, scheint ein überregionales Phänomen zu sein, das nicht nur den Tethysraum betroffen hat (HORNING 2007).

Im Tuval kommt es über diesen Siliziklastika zum erneuten Einsetzen der Karbonatproduktion. Zunächst bilden sich die Karbonatrampen der Waxeneck und Opponitzer Kalke aus. Aus ihnen geht die mächtige Entwicklung der Hauptdolomit/Dachstein Karbonatplattform hervor. Sie erfährt die Gliederung in Dachsteinriffkalk, lagunären Dachsteinkalk und Hauptdolomit. Im Zuge des Ertrinkens dieser Plattform werden ab dem Ober-Karn die Steinalm Kalke abgelagert. Es kommt zu einem Massensterbeereignis.

#### 1.3.2.2 *Jura*

Am Beginn des Juras setzt sich die Subsidenz fort, in deren Folge es zur Ausbildung von hemipelagischen Ablagerungsräumen kommt. Die Sedimentationsraten sind so gering, dass das Ober-Trias-Relief erhalten bleibt. Auf Tiefseeschwellen kommt es zur Ausbildung von Rotkalken (Adnet-Formation) und Graukalken (Basale Sandlingalm-Formation). Im höheren Lias ändert sich der Sedimentationsverlauf dadurch, dass sich in dem sich öffnenden penninischen Ozean eine Horst-Graben-Geometrie ausbildet. Auf den Hochzonen entstehen kondensierte Sedimente mit Eisen-Mangan-Krusten. In den Gräben entstehen hemipelagische Sedimente und Breccien (BÖHM 1995). Diese Sedimentationsverläufe dauern bis ins Callovium an.

Ab dem Callovium kommt es zu einer grundlegenden Änderung der Ablagerungsbedingungen (GAWLICK et al. 1999a). Das anhaltende Rifting und die teilweise Schließung des der Tethys bis ins Mittel-Jura erzeugen eine Transtensionstektonik mit verstärkter Subsidenz. Sie führt zur Ausbildung von asymmetrischen Radiolaritbecken (Ruhpoldinggruppe) vor einer herannahenden Deckenfront. Das erste Becken ist das Sandlingalm Becken an der Bathonium-Callovium-Grenze (GAWLICK et al. 2007). Es ist das südlichste der bekannten Becken. Seine Beckenfüllungen enthalten ausschließlich Komponenten des Salzbergfaziesraumes und untergeordnet der Pötschenschichten. Das Lammer-Becken bildet sich als nächstes im triassischen lagunären Raum (Callovium bis Oxfordium). In der Stubberg-Formation werden Mächtigkeiten bis über 1500 m erreicht (GAWLICK & SUZUKI 1999). Das Liefergebiet des Lammer-Beckens liegt im Süden und gibt eine komplexe Sedimentationsgeschichte einer intrakontinentalen Grabenfüllung vor einer sich nähernden Subduktionsfront wieder. Basal werden Kieselkalke und Radiolarite sedimentiert und im Hangenden folgen Mass-flows. Im Oxfordium entsteht das Taugelboden-Becken, ein weiteres Radiolaritbecken, das vom Lammer-Becken durch die Trattberg-Schwelle getrennt wird (FRISCH & GAWLICK 2003). Die Trattberg-Schwelle ist eine nordgerichtete inntirolische Überschiebungsfront. An der Basis des Taugelboden-Beckens dominieren Radiolarite und im Hangenden Turbidite und Resedimente der Trattberg-Schwelle. Fast zeitgleich entwickelt sich das Sillenkopf-Becken (MISSONI et al. 2001). Es liegt südlich des Lammer-

Beckens, wird aber von Sedimenten aus dem südlich gelegenen Akretionskeiles dominiert (MISSONI 2003).

In den Becken gibt es nur sehr geringen Eintrag von siliziklastischem Material. Aus diesem Grund kommt es in den Hochzonen wie der Trattberg-Schwelle zu einer geringfügigen Karbonatproduktion. Diese Karbonatproduktion leitet zur Flachwasserentwicklung des Ober-Jura über, die bis in die Unterkreide reicht (SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2003). Die Plassen-Plattformen progradieren im Laufe des Tithoniums über die Radiolaritbecken und verfüllen diese mit zum Teil hohen Sedimentationsraten. Es wurde bestätigt, dass es sich genauer gesagt um drei Plattformbereiche handelt, die durch Radiolaritbecken getrennt werden (SCHLAGINTWEIT et al. 2005, GAWLICK et al. 2007, GAWLICK et al. 2009). Es setzt daher im Taugelboden-Becken die Ablagerung der pelagischen Oberalm-Formation zusammen mit den Mass-flow-deposits der Barmsteinkalke ein.

Ab dem Ober-Tithon kommt es zur Subsidenz der Schwellenbereiche. Zusätzlich setzt der Eintrag von siliziklastischem Material aus dem Süden ein. Die Konsequenz ist das Aussterben der nördlichen Wolfgangsee Karbonatplattform im Unter-Berriasium (SCHLAGINTWEIT et al. 2005). Es folgt die Ablagerung der pelagischen Schrambach-Formation und der terrestrischen Roßfeldschichten (FAUPL & TOLLMANN 1979). Sie beschließen die Entwicklung im Jura.

### **1.3.3 Konzepte für die Nördlichen Kalkalpen im Laufe der Zeit**

Die verschiedenen Modelle der Trias bilden den Ausgangspunkt für eine Entwicklung im Jura. Da man es im Untersuchungsgebiet mit Gesteinen der Hallstätter Zone zu tun hat, nimmt deren Entwicklung eine wichtige Rolle in der Interpretation ein. Außerdem wurden mehrmals die Rolle der Radiolaritbecken und ihre paläogeographische Position im Verhältnis zu den Flachwasserkarbonaten thematisiert.

Eines der ältesten Modelle für die Entstehung in der Trias stammt von MOJSISOVICS (1903). Es geht davon aus, dass autochthone, pelagische Kanäle zwischen Karbonatplattformen vorhanden waren. In diesen Kanälen wurden die Hallstätter Kalke innerhalb der mächtigen Dachsteinkalke abgelagert. Danach wurden sie tektonisch in ihre heutige Position gebracht. MOJSISOVICS (1903) unterschied drei Kanäle.

Danach kam es zur Entwicklung von Modellen, die auf der Analyse von Deckensystemen basieren. Die Ansichten von KOBER (1912), die ihre Fortführung durch MEDWENITSCH (1949) fanden, resultierten in Decken, für die das Alpine Haselgebirge als Abscherhorizont dienten. Die tiefjuvavische Hallstätter Decke liegt dabei nördlich der hochjuvavischen Dachsteindecke und südlich der tirolischen Totengebirgsdecke. Die Hallstätter Decke wird auf das Tirolikum aufgeschoben und anschließend von der Dachsteindecke überfahren. Das Haselgebirge durchschlägt in Diapiren danach die Überlagerung. MEDWENITSCH (1949) führt eine Zweiteilung der Hallstätter Decke ein, indem er sie in eine Sandling Decke und eine Zlambach Decke unterteilt. Die Sandling Decke umfasst dabei alle „besonders mergeligen“ Gesteinen, während die Zlambach Decke alle kalkigen Gesteine umfasst. Zusätzlich führt er die Hallstätter Schuppe ein, in der „besonders mergeligen Gesteine“ zusammengefasst werden. In der Sandlingdecke sind die „mehr kalkigen“ Anteile an der Basis zusammen mit dem Alpinen Haselgebirge und werden als Abscherhorizonte angesehen.

Basierend auf der Deckenlehre entstand durch NOWAK (1911) und SPENGLER (1919) ein weiteres Modell. In ihm liegt der Hallstätter Faziesraum zunächst südlich der Dachsteindecke und wird dann in zwei Phasen auf diese aufgeschoben. Sie nimmt daher die höchste Position ein.

In der Zeit von 1960 bis 1970 wurde das Konzept der Autochtonie der Hallstätter Zone neu interpretiert. Man ging von einer Faziesverzahnung mit den tirolischen Einheiten aus (z. B. SCHLAGER 1967, PISTOTNIK 1975). Das machte großräumige Deckenbewegungen unnötig.

SCHÄFER (1976) entwickelte ein Konzept der Gleittektonik, in dem er ältere Konzepte zusammenfasste. Schollen der Dachsteindecke gleiten dabei in den südlich gelegenen zusammenhängenden Hallstätter Raum an der Trias/Jura-Grenze. Man erkannte aufgrund von Gleitstrukturen in den Beckenfüllungen, dass dieses Konzept keine Zukunft hatte. Dieses Konzept bildet für TOLLMANN (1981) den Ausgangspunkt für die Entwicklung der sogenannten oberjurassischen Gleittektonik unter Einbeziehung einiger Ergebnisse von MANDL (TOLLMANN 1981, 1985; MANDL 1982; Abb. 4). Am Ende der Trias werden in diesem Modell die Deckeneinheiten durch drei Kanäle unterbrochen. Das Eingleiten wird durch andauernde Krustenzerrung bedingt, wieder dient das Alpine Haselgebirge als Abscherhorizont. Ab dem Tithonium wird das entstandene Paläorelief verfüllt.

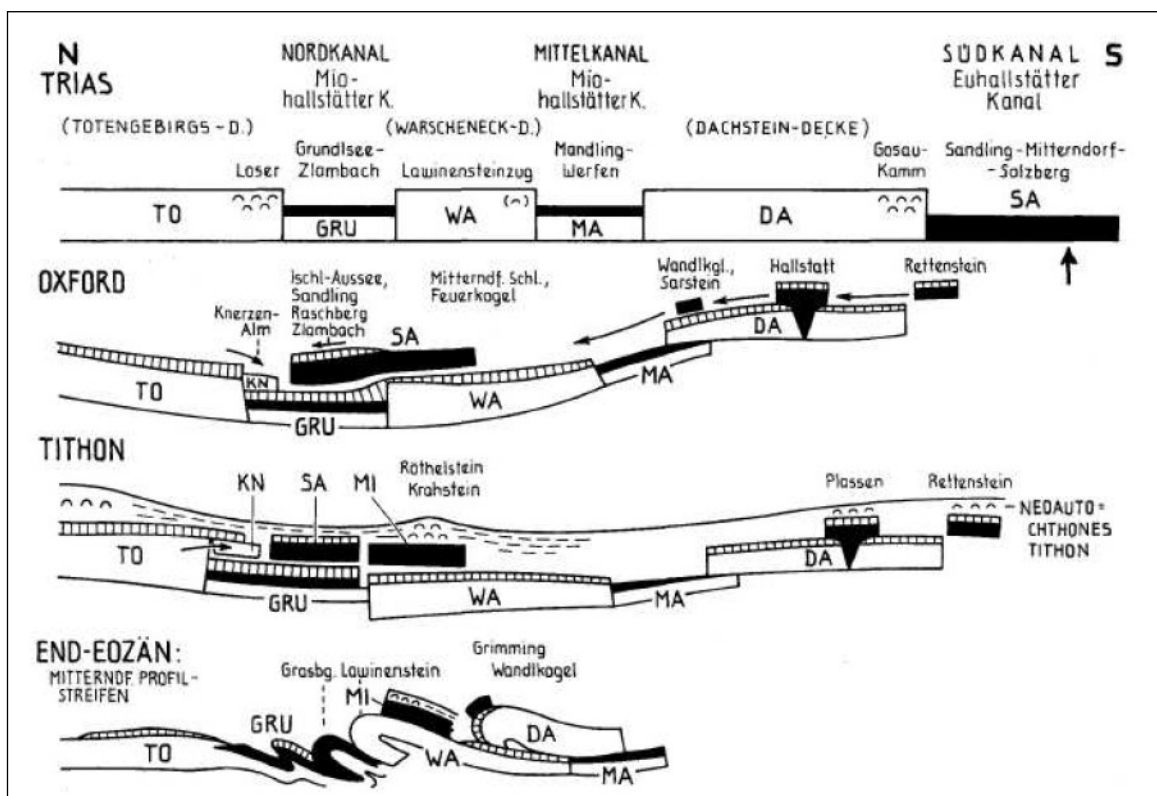


Abb. 4: Gleittektonik als Erklärung für die Strukturen im zentralen Salzkammergut (TOLLMANN 1981)

Die Theorien mit den „Kanälen“ standen folglich im Gegensatz zu jenen, die einen zusammenhängenden Hallstätter Faziesraum postulierten.

Erst 1985 wurde die Idee der „Kanäle“ endgültig verworfen. LEIN (1985) erkannte, dass der mesozoische Sedimentationsverlauf der Tethys einem passiven Kontinentalrand entspricht. Die Hallstätter Zone befindet sich in diesem neuen Modell zwischen der Karbonatplattform am Übergang



zu einem hemipelagischen Bereich. Es macht die Autochtonie hinfällig. Dieses Konzept wurde nun weiterverfeinert. Das resultierte in der Erkenntnis, dass die Faziesübergänge tektonisch gebildet wurden (LEIN 1987). Sie führte in den 1990er Jahren zur Rekonstruktion des obertriassischen Profils des Tethys-Schelfs (GAWLICK et al. 1999, Abb. 5).

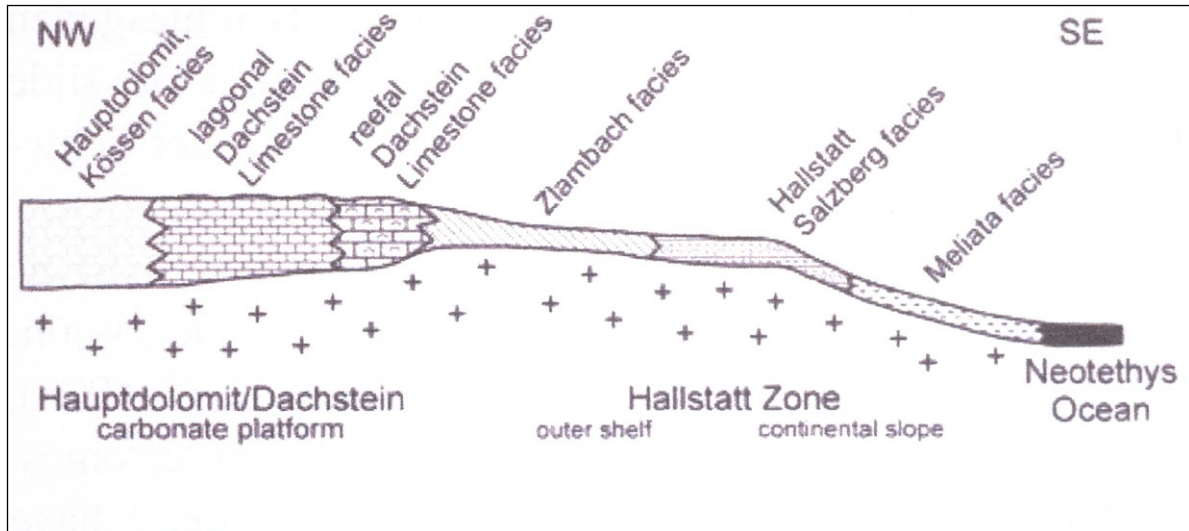


Abb. 5: Schematisches Profil durch den Tethys-Schelf in der Ober-Trias im Sinne GAWLICK et al. (1999)

Auf Basis der Ergebnisse von GAWLICK et al. (1999) präsentiert MANDL (2000) ein weiterentwickeltes Konzept (Abb. 6). Er beschreibt die Abscherung der Hallstätter Zone und das Eingleiten in mittel- bis oberjurassische Radiolaritbecken. Gleich wie bei Tollmann bilden sich über den Gleitmassen die Karbonatplattformen neoautochton aus und überdecken das Paläorelief. Die Hauptdeckenbewegung wird in die Zeit der Unter-Kreide datiert.

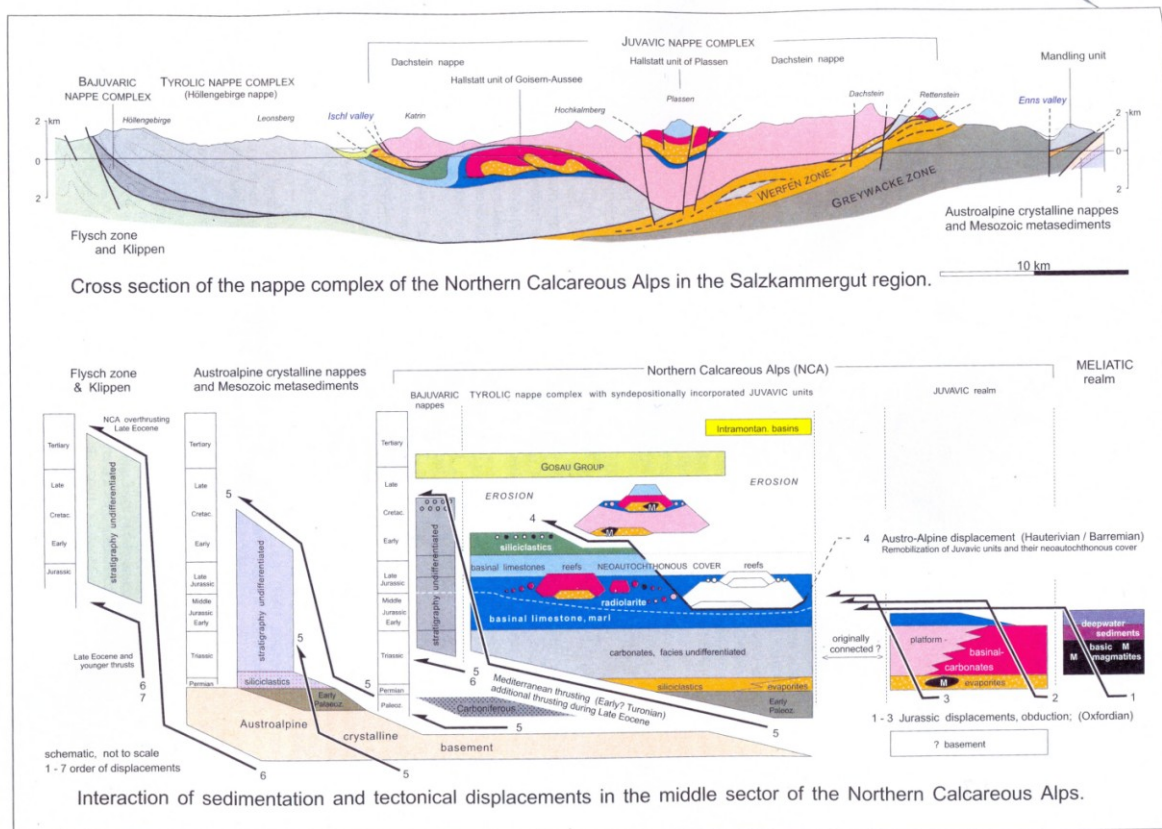


Abb. 6: Modell zur Entwicklung des Hallstätter Faziesraumes (aus MANDL 2000)

Nach der Gewinnung von neuen Daten präsentierten FRISCH & GAWLICK (2003) ein neues Modell der Entwicklung ab der Ober-Trias. Sie interpretieren die Bildung der Radiolaritbecken im Zusammenhang mit einem einengenden Milieu, das aus der Ozeanschließung resultiert. Dabei kommt es zur Ausbildung eines Akretionskeiles, an deren Basement die Hallstätter Zone abgeschert und nach Norden in den Trench verfrachtet wird. In der Folge musste die Deckenstapelung neu konzipiert werden. Die ehemaligen juvavischen Decken wurden einer Wildflyschentwicklung zugeschrieben. Da die Ober-Jura-Karbonatplattformen tektonisch gestört wurden (SCHLAGINTWEIT et al. 2005), mussten auch deren Resedimente neu interpretiert werden.

Das Modell der Wildflyschentwicklung wird von SCHLAGER & FRANK (2006) bestritten, die in ihrem Modell pull-apart-Becken mit den dazugehörigen Flowerstructures als Ablagerungsraum vorsehen. Sie stützen sich auf eine  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierung, die ein kretazisches Metamorphosealter für relevante Bereiche in den Nördlichen Kalkalpen ergibt. Die Messung stützt zwar die Theorie einer Subduktion, diese findet aber erst später statt als im Modell von FRISCH & GAWLICK (2003). SCHLAGER & FRANK (2006) wollen mit ihrem Modell die Möglichkeit beweisen, dass eine Subduktion nicht eine unabdingbare Voraussetzung darstellt. Bis in die jüngste Vergangenheit wird die Diskussion Wildflyschentwicklung versus Pull-apart-Becken weitergeführt.

Eine verbesserte Rekonstruktion der mesozoischen und känozoischen gedynamischen Entwicklung in den Nördlichen Kalkalpen wurde zuletzt durch MISSONI & GAWLICK (2011) vorgelegt. Das Modell (Abb. 7) stützt sich auf typische coarsening-upward Trends in karbonatklastischen radiolaritischen Tiefwassersedimenten zusammen mit der Rekonstruktion der triassischen Fazieszonierung im Sinne

von GAWLICK et al. (1999). Es werden ihre eigenen Untersuchungsergebnisse zusammengefasst und durch Erkenntnisse aus neueren Daten, die in den Berchtesgadener Alpen gewonnen wurden, verfeinert. In diesem Modell setzt die Schließung des westlichen Teils der Neotethys am Ende des Unter-Jura ein. Sie wird durch die Ablagerung mächtiger tonreicher Sedimente am äußeren Schelf dokumentiert. Im Mittel- und frühen Ober-Jura werden durch Einengung durch Tiefsee-graben-ähnliche Becken in Front einer herannahenden Überschiebungsfront gebildet. Durch ophiolitische Obduktion bewegen sich Teile der Hallstatt Mélange (gebildet im Bajocium bis Bathonium) in das Gebiet der Hauptdolomit/Dachsteinkalk-Plattform. Dort formen sie im Oxfordium die Rofan Mélange und die Taugelboden Mélange. Die Becken werden durch strukturelle Hochzonen voneinander getrennt. Weitere derartige Becken sind das Florianikogel-Becken, das Sandlingalm-Becken, das Lammer-Becken, das Taugelboden-Becken und das Sillenkopf-Becken. Sie können durch den Komponentenbestand in den Beckenfüllungen unterschieden werden. Die aktive Überschiebung endet im Oxfordium und in einer zweiten Phase im hohen Tithonium, gefolgt von der Progradation von Karbonatplattformen über die Beckenfüllungen. Es gibt drei Karbonatplattformen. Diese sind die Wolfgangsee-Karbonatplattform, die Plassen-Karbonatplattform und die Lärchberg-Karbonatplattform. In älteren Modellen wurden alle der Plassen-Karbonatplattform zugerechnet. Die Plassen-Karbonatplattform (sensu stricto) kommt über der Trattberg-Schwelle zu liegen, die die hochtirolische von der tieftirolischen Decke im Sinne von FRISCH & GAWLICK (2003) trennt. Schlecht gefüllte Becken bleiben zwischen den drei Plattformen erhalten. Eine Rekonfiguration der Plattformen tritt am Beginn des Ober-Tithoniums wegen einer raschen Subsidenz in Folge von Gebirgsbildung ein.

Im Zuge der Subduktion kommt es zur Ausbildung eines metamorphen Doms. Er verursacht einen NW-Transport einiger Mélange-Anteile in Kombination mit einer Dachziegellagerung sowie Hebung. Die Lärchberg-Karbonatplattform wird teilweise erodiert. Die Trattberg-Schwelle zerbricht und die Plassen-Karbonatplattform baut sich nach Norden vor und schüttet Sedimente in die Oberalm-Formation. Gleichzeitig erfolgt das Versinken der Wolfgangsee-Karbonatplattform. Im Südosten wird das Sillenkopf-Becken verfüllt. Das führt im Berriasium zum Drowning der zentralen Plassen-Karbonatplattform. Ab dem Ende Barremium kommt es wieder zu Massflows. Die Becken werden nördlich und südlich der Plassen-Karbonatplattform verfüllt (Abb. 7).

In der Unter-Kreide setzen erneut strike-slip-Bewegungen ein. Diese werden im Eozän in Kombination mit Blockrotationen fortgeführt und zerstören die Decken-Konfiguration (Abb. 3).

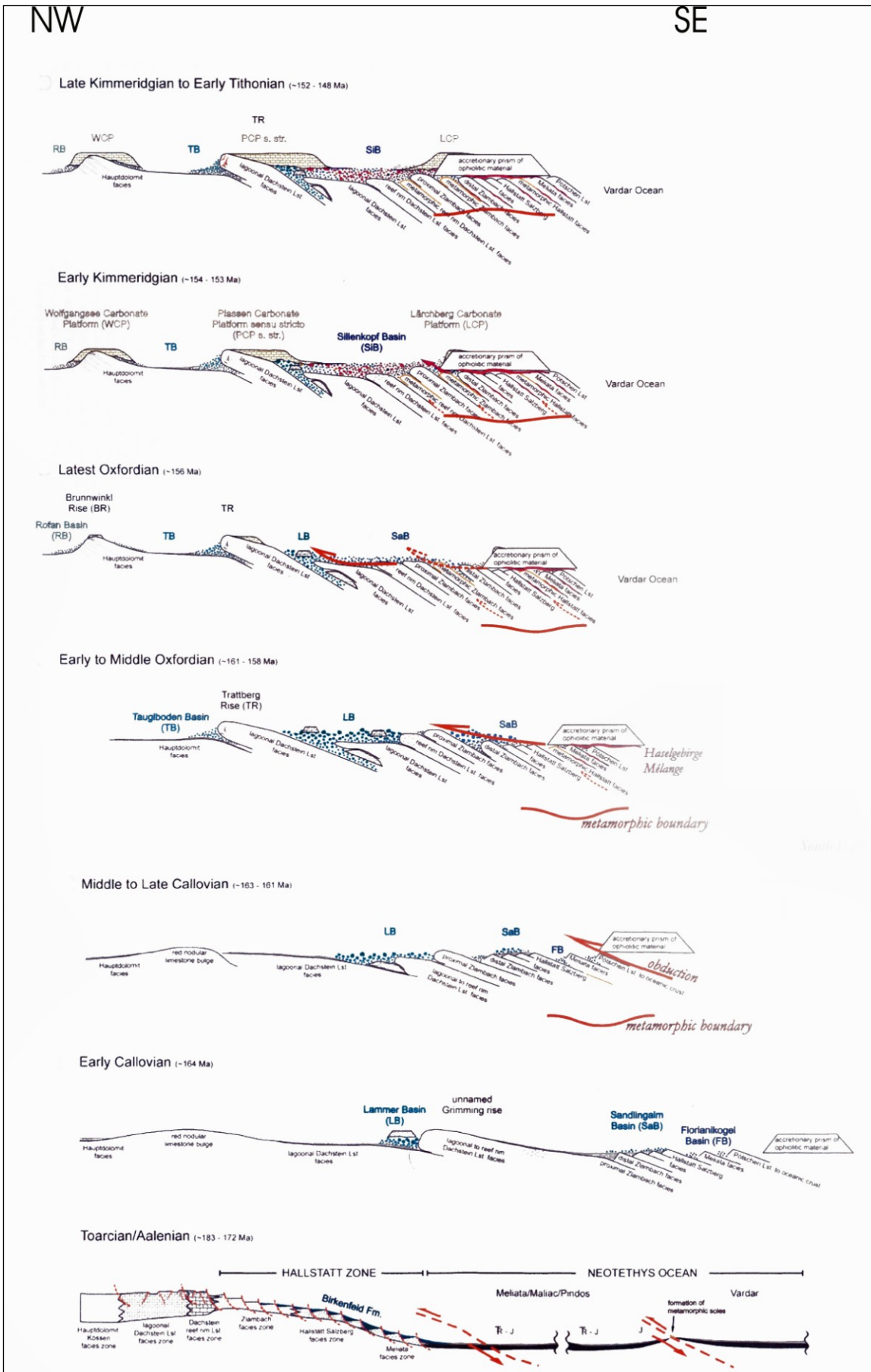


Abb. 7: Erklärung siehe nächste Seite

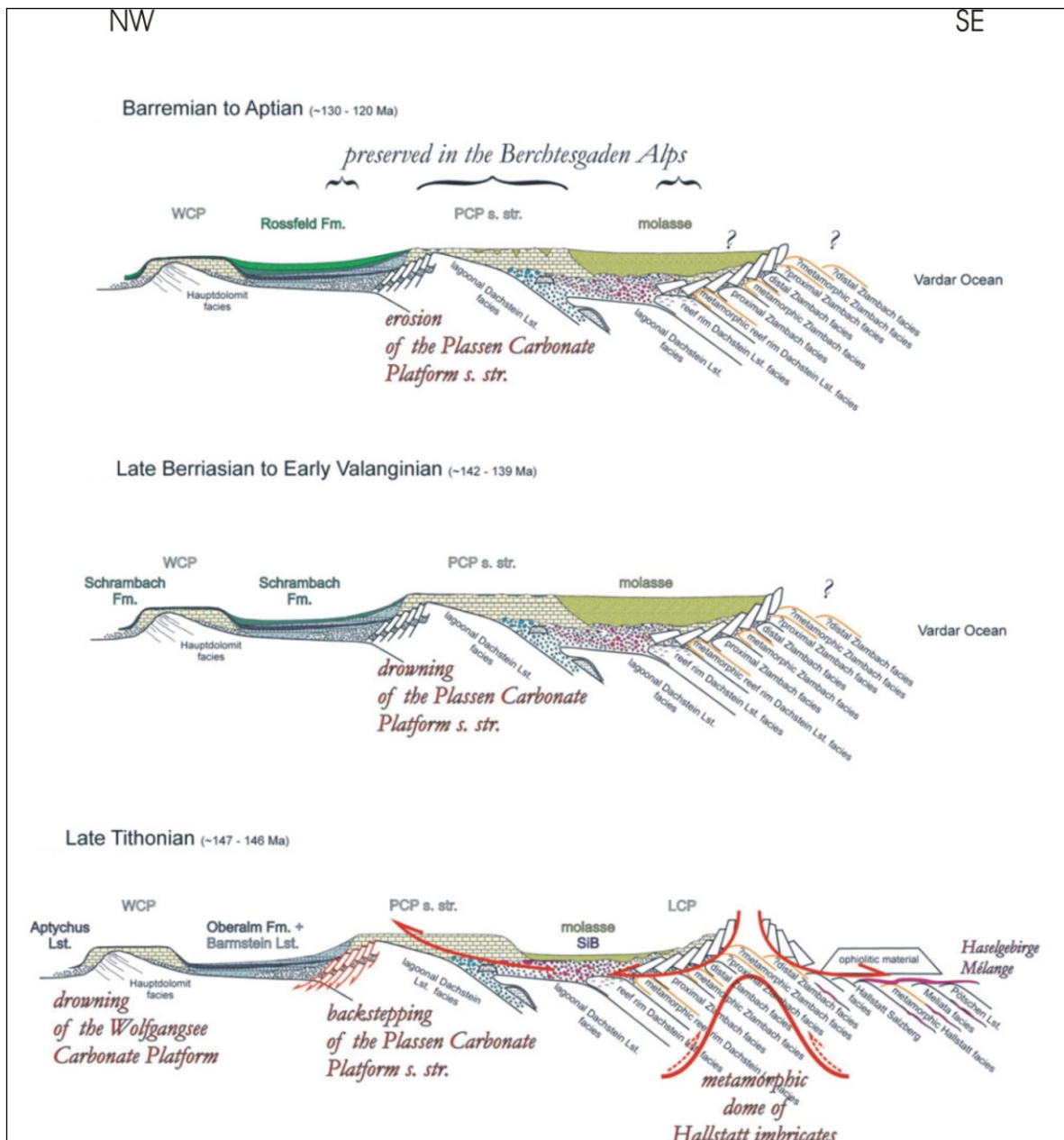


Abb. 7: Rekonstruktion der Evolution in den Nördlichen Kalkalpen im Toarcium bis Aptium (MISSONI & GAWLICK 2011, RB=Rofan-Becken, TB = Taugelboden-Becken, SiB = Sillenkopf-Becken, SaB = Sandlingalm-Becken, LB = Lammer-Becken, FB = Florianikogel-Becken, TR = Trattberg-Schwelle, WCB = Wolfgangsee-Karbonatplattform, PCP = Plassen-Karbonatplattform, LCP = Lärchberg-Karbonatplattform)

#### 1.4 Geologischer Rahmen des Untersuchungsgebietes

Das Gebiet liegt im Ostalpenraum. Es ist Teil der Nördlichen Kalkalpen im Oberostalpin (TOLLMANN 1976a, b). Der Bereich Roten Wand, des Mitterberges und des Wurzerkampls liegt im südöstlichen Teil der Warscheneck Decke (Abb. 8). Im Sinne von GAWLICK & FRISCH (2003) ist die Warscheneck-Decke ein Teil des Hochtirolikums. Die Entwicklung der Trias ist in dieser Decke bis hinauf zum Jura erhalten geblieben. Von der Juraentwicklung sind rund um die Wurzeralm nur Reste erhalten (Wurzerkampl, Rote Wand, Mitterberg, Stubwieswipfel nach (FEININGER & HOLZER 1972).

Diese Bildungen sind im Bereich des Wurzerkampls durchgehend Beckensedimente, die durch Bruchtektonik abgesenkt wurden. In vergangenen Untersuchungen (OTTNER 1990) werden die Gesteine der gesamten Ostflanke inklusive des Gipfelaufbaus als Oberalm-Formation beschrieben. Im Bereich der Roten Wand und des Mitterberges handelt es sich um Flachwasserkarbonate aus dem Ober-Jura (GEYER 1913).

Die südliche Begrenzung der Warscheneck-Decke bildet die Admonter Schuppenzone. Noch weiter im Süden folgt die Grauwackenzone. Westlich zur Warscheneck-Decke folgt die Mürzalpen-Decke und im Norden die Totengebirgs-Decke. Nordöstlich schließt im Raum Windischgarsten ein Gosaubecken (AMPFERER 1912, 1939) an. Gosasedimente wurden bis heute im untersuchten Gebiet nicht vorgefunden.

Südwestlich des Wurzerkampls befindet sich die sogenannte Wurzer Deckscholle, die sich aus permischen Sedimenten und Evaporiten zusammensetzt. Solche Schollen, die zum Hallstätter Faziesraum gehören, treten auch am Bosruck, in Bad Mitterndorf und beim Grundsee auf. Sie liegen alle hangend zur Dachstein- und Warscheneck-Decke, da diese von den Gleitschollen überschoben worden sind (MANDL 1984).

Alle erwähnten Formationen werden durch triassischen Dachsteinkalk unterlagert oder sind von ihm durch Störungen getrennt.

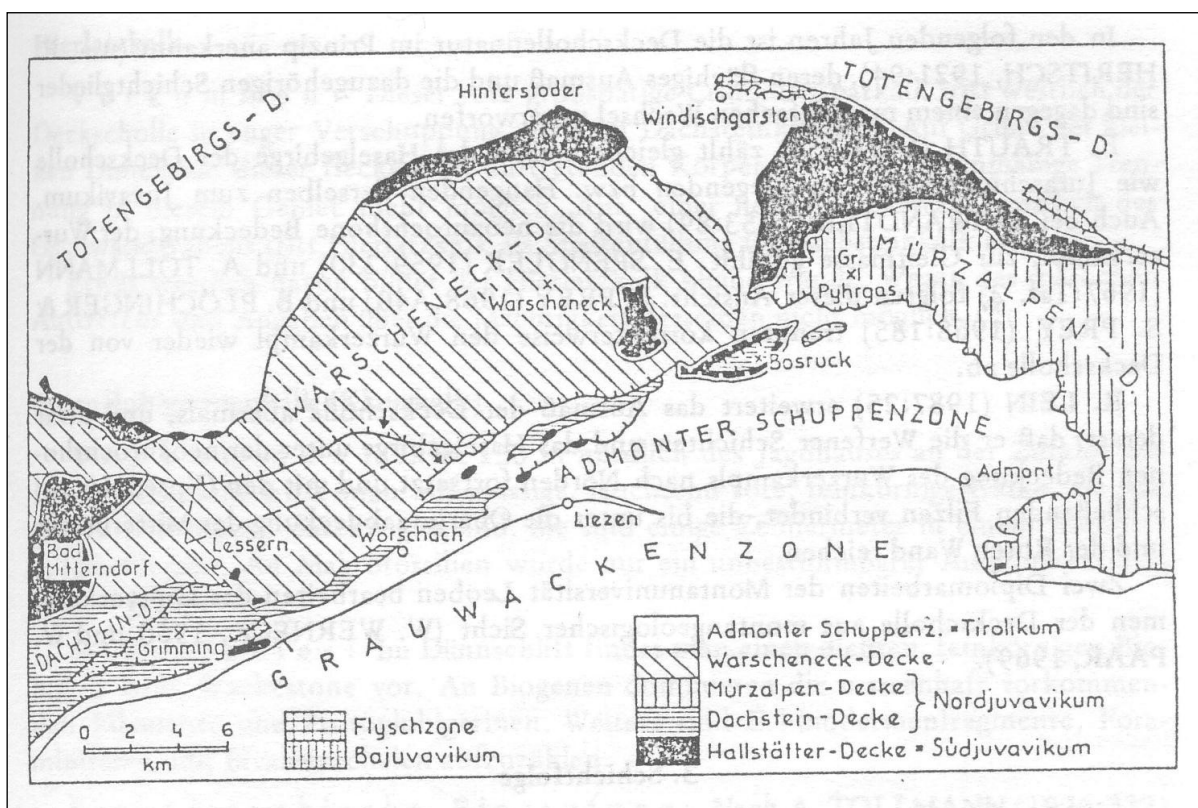


Abb. 8: Geologischer Überblick (nach LEIN 1987)

Die Ergebnisse meiner eigenen Kartierung mit den einzelnen Formationen, die in folgenden Kapiteln beschrieben werden, sind in der geologischen Karte dargestellt (Abb. 36). Sie schließt Ergebnisse von OTTNER (1990) und GEYER (1913) ein.

## 1.5 Stand der Forschung und bisherige geologische Arbeiten

Die ersten Arbeiten in der Umgebung des Warschenecks stammen aus der Mitte des 19. Jahrhunderts. Die Arbeiten von CZJZEK (1852), EHRLICH (1853), und STUR (1853) befassen sich alle mit dem Gipsvorkommen beziehungsweise mit der Beschreibung der Werfener Sandsteine. Sie rechnen das Alpine Haselgebirge, die Flachwasserkarbonate des Mitterberges und der Roten Wand sowie die Werfener Schichten dem Juvavikum zu. MOJSISOVIC (1854) rechnet die Flachwasserkarbonate des Mitterberges einem triassischen Riffkomplex zu.

Eine vollständige geologische Karte des Blattes Liezen im Maßstab 1:75000 wurde 1913 von der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien herausgebracht. Dabei wurden Arbeiten der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts durch GEYER (1913) revidiert und Teile neu aufgenommen.

GEYER (1913) erkennt, dass die Werfener Schichten und das Alpine Haselgebirge auf der Gameringalm und auf der Wurzeralm nicht in das Profil der regelmäßigen Triasabfolge passen. Die jurassischen Sedimente des Wurzerkampls sind seiner Ansicht nach auf den gipsreichen Schichten des Alpenen Haselgebirges in eine fremde Position geglitten. Er räumt auch die Möglichkeit ein, dass die Gipsvorkommen entlang Störungen als Diapire aufgestiegen sein könnten, stellt aber fest, dass er einem tektonischen Fenster im Dachsteinkalk eine höhere Wahrscheinlichkeit zurechnet.

Im Bereich der Wurzeralm rekonstruiert GEYER (1913) ein Profil (Abb. 9). In diesem Profil überlagern den rhätischen Dachsteinkalk von unten nach oben hellrosa Crinoiden-Kalke, bunte Breccien-Kalke, rotbraune eisenschüssige Kalke, rote ammonitenführende Kalke und schließlich Radiolarite. Darüber folgen die kieselreichen Oberalmer Schichten. GEYER ordnet die Flachwasserkarbonate des Mitterberges und der Roten Wand, die in seinem Profil die Hangendposition einnehmen, dem Ober-Jura zu. Er beschreibt sie als weiße Kalke mit einer roten Bänderung. Tektonisch werden alle erwähnten Schichten zur Warscheneck-Decke gerechnet.

HAHN (1913) übernimmt in seiner Gliederung der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns die Ergebnisse von GEYER (1913).

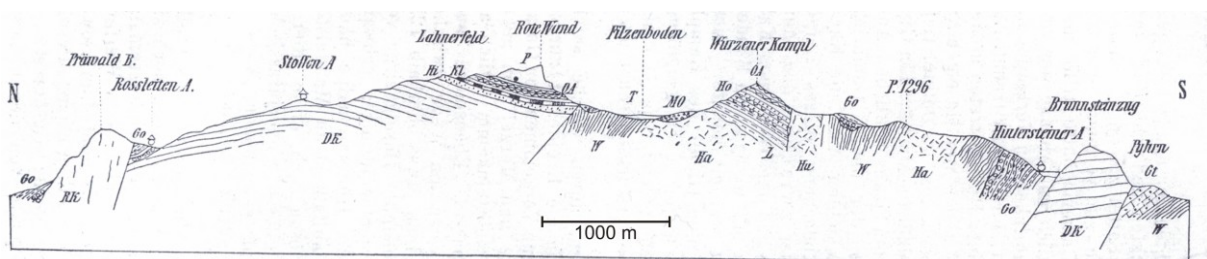


Abb. 9: N-S-Profil durch Wurzerkampl und Rote Wand nach GEYER (1913): W=Werfener Schichten, Gt=Gutensteiner Kalk, Ha=Haselgebirge, RK=Riffkalk, DK=Dachsteinkalk, Hi=Hierlatzkalk, L=Liasmergel, Kl=Klauskalk, Ho=Hornsteinkalk, OA=Oberalmer Schichten, P=Plassenkalk, Go=Gosau, T=Torfmoor, Mo=Moräne

Durch TRAUTH (1937) wurde unter Berücksichtigung sämtlicher älterer Arbeiten eine Neugliederung der Nördlichen Kalkalpen versucht, wobei er eine Einteilung in sechs Deckenzonen vornimmt.

Die Warscheneck-Gruppe ordnet er der sogenannten Hochalpinen Zone zu. Diese entspricht im Wesentlichen dem Hochjuvavikum und Teilen des Tirolikums im Sinne von ZANKL (1971). Diese soll in einer südgerichteten Bewegung über die Werfener Schichten und das Alpine Haselgebirge geschoben worden sein. Die Werfener Schichten und das Haselgebirge ordnet er einer sogenannten Südjuvavischen Decke zu.

Die jurassischen Sedimente innerhalb des Untersuchungsgebietes werden von TRAUTH (1937) tektonisch von den permischen und skythischen Bereichen abgetrennt. Er interpretiert ihre Stellung als Überschiebung auf die hochalpinen Einheiten, die dann später in einer Phase der Transgression teilweise von Gosasedimenten überlagert werden.

LEIN (1987) erweitert die Ausdehnung der Werfener Schichten und des Alpinen Haselgebirges im Untersuchungsgebiet in Richtung Norden und gelangt zu der Ansicht, dass diese Einheiten zumindest teilweise die Flachwasserkarbonate der Roten Wand unterlagern.

In der näheren Umgebung des Untersuchungsgebietes verfasste zuletzt OTTNER (1990) eine Arbeit über die sogenannte Wurzer Deckscholle, in der das Gipsvorkommen in der Umgebung der Wurzeralm sowie die Gesteine des Wurzerkampls am Südrand der Wurzeralm beschrieben werden. OTTNER (1990) beschreibt die Schichtfolge im Bereich der Wurzer Deckscholle wie folgt: Die Basis bildet der Dachsteinkalk, der hangend in eine Breccie mit roter toniger Matrix übergeht. An wenigen Stellen liegt der Dachsteinkalk aber auch über Kieselsedimenten. Er ist mit einem roten grobspätigen Crinoidenkalk verschuppt, der als Hierlatzkalk angesprochen wurde. Weiters erwähnt OTTNER (1990) einen Protoglobigerinenkalk, der auf der Zufahrt zur Hintersteinalm anzutreffen ist. Er enthält massenhaft Crinoiden, Bivalven und einige Makrofossilien. Nach TOLLMANN (1976) tritt dieser Kalk ab dem Dogger auf. Er wird von ihm als Klauskalk identifiziert, der mit modernen stratigraphischen Methoden vom Bajocium bis zum Callovium abgelagert wurde (z. B. KRYSZYN 1971). Die direkte Unterlagerung der Wurzer Deckscholle, die von bunten Beckensedimenten gebildet wird, bleibt bei OTTNER (1990) stratigraphisch ungeklärt. Ein weiteres Schichtglied, welches nur zwischen Wurzerkampl und Wurzer Sattel auftritt wird als Allgäu-Schichten beschrieben. Schwammnadeln treten neben Radiolarien massenhaft auf. Die Unterlagerung der Wurzer Deckscholle bilden Kieselkalke. Sie fallen in die Zeit des Oxfordium bis zum Kimmeridgium. Im Bereich der Gameringalm werden auch Aufschlüsse des Ruhpoldinger Radiolarits durch OTTNER (1990) beschrieben. Die steilen Hänge des Wurzerkampls werden laut OTTNER (1990) von Oberalmer Schichten aufgebaut. Er räumt aber die Möglichkeit ein, dass es sich nur um eine fazielle Abart des Tressensteinkalkes handelt. Ihre Schichtgrenzen sind aufgrund der Schutthalden nur schwer zu kartieren. Das Gestein ist feinkörnig und enthält Radiolarien, Schwammnadeln und untergeordnet Foraminiferen, jedoch laut OTTNER (1990) keine *Calpionellen* oder *Saccocoma*. Ein Korallenfund im Hangschutt des Wurzerkampls soll den Zusammenhang mit der Plassen-Karbonatplattform herstellen. Stratigraphisch wird diese Einheit von OTTNER (1990) dem Ober-Kimmeridgium bis Unter-Tithonium zugeordnet.

Tektonisch ergibt sich aus der Arbeit von OTTNER (1990), dass bei einer Zuordnung der Kieselkalke zur Warscheneck-Decke der Dachsteinkalk zu einer anderen Deckeneinheit gezählt werden müsste.



Er interpretiert die Wurzer Deckscholle als ein Hallstätter Schichtglied , das in ein jurassisches Becken eingeleitet, dessen Tiefe nicht die CCD unterschreitet.

## **2 Beschreibung der Schichtfolge am Wurzerkampl**

Die Schichtfolge am Wurzerkampl ist eine durchgehend hemipelagische (Abb. 11, 12). Sie besteht aus Schichtgliedern, die in drei Einheiten zusammengefasst werden können. Diese sind ein radiolarienreiche Kieselkalke an der Basis, das Alpine Haselgebirge inklusive den Werfener Schichten und am Top ein *Saccocoma*-Kalk (Abb. 12).

Es liegen also direkt auf dem Dachsteinkalk Radiolarite, die teilweise über einer nicht zugeordneten Formation (siehe Kapitel 2.2) liegen. Diese Konstellation ist problematisch, da normalerweise die Adnet-Gruppe über dem Dachsteinkalk folgen würde. Im Osten des Wurzerkampls trennt eine Störung die *Saccocoma*-Kalke vom Dachsteinkalk und dem Bereich des Schobers und des Schwarzecks. Dort sind kondensierte Rotkalke abgelagert, die als Adneter Kalke oder auch Hierlatz-Kalke eingestuft wurden (z. B. GEYER 1913). Die genaue Lage dieser Störung kann im südlichen Teil im Bereich der Schipiste aufgrund der neogenen Überlagerung nur schwer bestimmt werden. Im Süden, etwa 50 m nordwestlich der Talstation der Wurzeralmseilbahn, ist in einem Aufschluss der Überschiebungskontakt der Kieselkalke über den Dachsteinkalk aufgeschlossen. Südwestlich des Wurzerkampls verläuft dieser Kontakt zunächst in Richtung Südwesten und schließlich in einem Bogen im Bereich der Hintersteinalm in Richtung Norden.

Gosau-Sedimente, die im näheren Umkreis (v. a. Windischgarsten) verbreitet sind, wurden direkt im Untersuchungsgebiet nicht festgestellt.

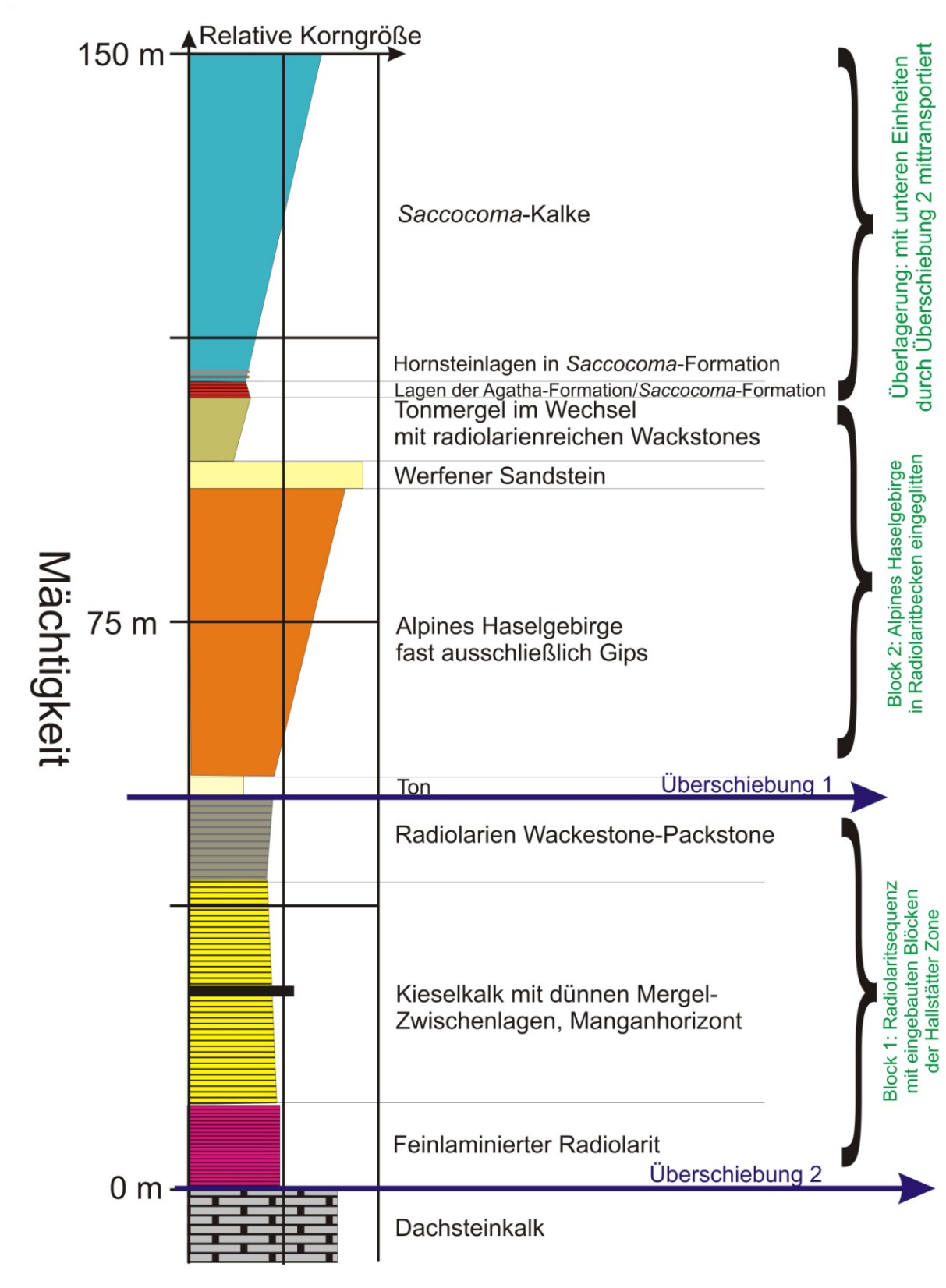


Abb. 10: Rekonstruiertes Säulenprofil Wurzerkamp

## **2.1 Lagunärer Dachsteinkalk**

Die Basis der Schichtfolge bildet der lagunäre Dachsteinkalk. Er zeichnet sich durch eine gleichmäßige Bankung aus, die durch einen dreiphasigen Lofer-Zyklus zustande kommt (FISCHER 1964). Der Gebankte Dachsteinkalk weist eine über große Mächtigkeit (bis zu 1000 m) hinweg regelmäßige Bankung auf. Dafür verantwortlich ist ein dreiphasiger Zyklus. Man unterscheidet die Phasen A, B und C. Phase C bildet ein massiges, lagunäres Flachwasserkarbonat (Abb. 11, Nr. 1). Phase B bildet Kalke und Dolomite mit Algenmatten, Karbonatschlämmen und Austrocknungsrisse in einem intertidalen und supratidalen Environment aus und Phase A bildet Sedimente des tieferen Flachwassers, in dem auch Erosionshorizonte auftreten. Die drei Phasen entstanden durch Meeresspiegelschwankungen (FISCHER 1964). Die einzelnen Zyklen erreichen Mächtigkeiten von 1 m bis 5 m.

## **2.2 Basale Sandlingalm-Formation**

Ab dem Gebiet der Obergameringalm bis hin zur Schipiste im Norden des Wurzerkampls lagert der Kieselkalk nicht dem Dachsteinkalk sondern einem weiteren mergeligen, kalkigen Beckensediment auf. Es wurde bisher der Alldäu-Formation zugerechnet (OTTNER 1990). Die Schichtung fällt gegen Südosten ein. Es enthält Filamente, Radiolarien, zahlreiche Schwammnadeln und in nur sehr geringem Ausmaß Foraminiferen (Abb. 11, Nr. 2-8). Daneben treten vereinzelt Ostracoden und Schalenreste auf. Das Gestein hat eine braune bis dunkelbraune Färbung. Es weist durchgehend Bioturbation auf.

Es treten zwei Lithologien auf. Eine ist ein Wackestone bis Packstone, in dem massenhaft Filamente auftreten. Radiolarien treten in diesem Sediment zurück. Als weiterer Bestandteil kommen Schwammnadeln vor. Die Matrix wird von Mikrit gebildet. In stärker bioturbaten Bereichen ist die Anzahl der Bioklasten reduziert.

Die zweite lithologische Variation wird von Radiolarion dominiert, die anderen Komponenten sind in geringem Ausmaß vorhanden. Es treten im Gegensatz zum Filamentkalk auch Crinoidenbruchstücke auf. Dieses Gestein kann als Radiolarien-Wackestone bezeichnet werden.

Insgesamt kann man von einem hemipelagischen Ablagerungsbereich sprechen, in dem eine relativ rasche Sedimentation stattfindet. Die verschiedenen mikroturbiditischen Schüttungen werden im Dünnschliffbild durch die Bioturbation verfälscht.

In einem modernen Modell darf diese Formation nicht zur Allgäu-Formation gestellt werden. Es gibt zwei Interpretationsmöglichkeiten. Entweder man interpretiert sie als basalen Teil der Sandlingalm-Formation (im Sinne von GAWLICK et al. 2007) oder als eine Gleitscholle der Dürrnberg- (im Sinne von GAWLICK et al. 2002) beziehungsweise Birkenfeld-Formation (zuerst beschrieben durch GÜMBEL 1888), die in das Sandlingalm-Becken gleitet. Die Sandlingalm-Formation wurde als Frühes Callovium bis Spätes Oxfordium datiert (AUER et al. 2009). Das Alter der Birkenfeld-Formation ist Toarcium bis Aalanium (SUZUKI & GAWLICK 2003), das Alter der Dürrnberg-Formation ist Hettangium bis Pliensbachium (GAWLICK et al. 2002).

Die Mikrofazies sowie die makroskopische Beschreibung (typische Bankung) zeigen eher eine Übereinstimmung mit der basalen Sandlingalm-Formation als mit den beiden erwähnten älteren

Formationen. Außerdem würde diese Zuordnung die Interpretation (Kapitel 4) erleichtern, da sich dann diese Formation im selben paläogeographischen Raum gebildet hat wie die Radiolarit-Sequenz (siehe Kapitel 2.3). Es wird die Bezeichnung Basale Sandlingalm-Formation ab hier beibehalten.

Abbildung 11 (S. 24):

- Nr. 1: Probe RH 44: Mikrofazies des Dachsteinkalkes, Algen-Bindstone mit Stromataktis
- Nr. 2: Probe RH 8-2: Mikrofazies der Basalen Sandlingalm-Formation, Filament-Wackestone bis Packstone mit Radiolarien, Crinoidenkrus und Spicula
- Nr. 3: Probe RH 8-1: Mikrofazies der Basalen Sandlingalm-Formation, Radiolarien-Wackestone mit Spicula und einzelnen Schalenbruchstücken
- Nr. 4: Probe RH 8-1: Mikrofazies der Basalen Sandlingalm-Formation, Filament-Wackestone mit Radiolarien und Spicula, Bioturbation
- Nr. 5: Probe RH 8-1: Mikrofazies der Basalen Sandlingalm-Formation, Filament-Wackestone bis Packstone mit Radiolarien, einzelnen Schalenresten und Spicula
- Nr. 6: Probe RH 8-3: Mikrofazies der Basalen Sandlingalm-Formation, Filament-Wackestone bis Packstone mit Radiolarien, einzelnen Schalenresten, Ostracoden und Spicula
- Nr. 7: Probe RH 8-3: Mikrofazies der Basalen Sandlingalm-Formation, Filament-Wackestone bis Packstone mit Radiolarien, einzelnen Schalenresten, Ostracoden und Spicula
- Nr. 8: Probe RH 8-4: Mikrofazies der Basalen Sandlingalm-Formation, Filament-Wackestone mit Radiolarien und Spicula, Bioturbation

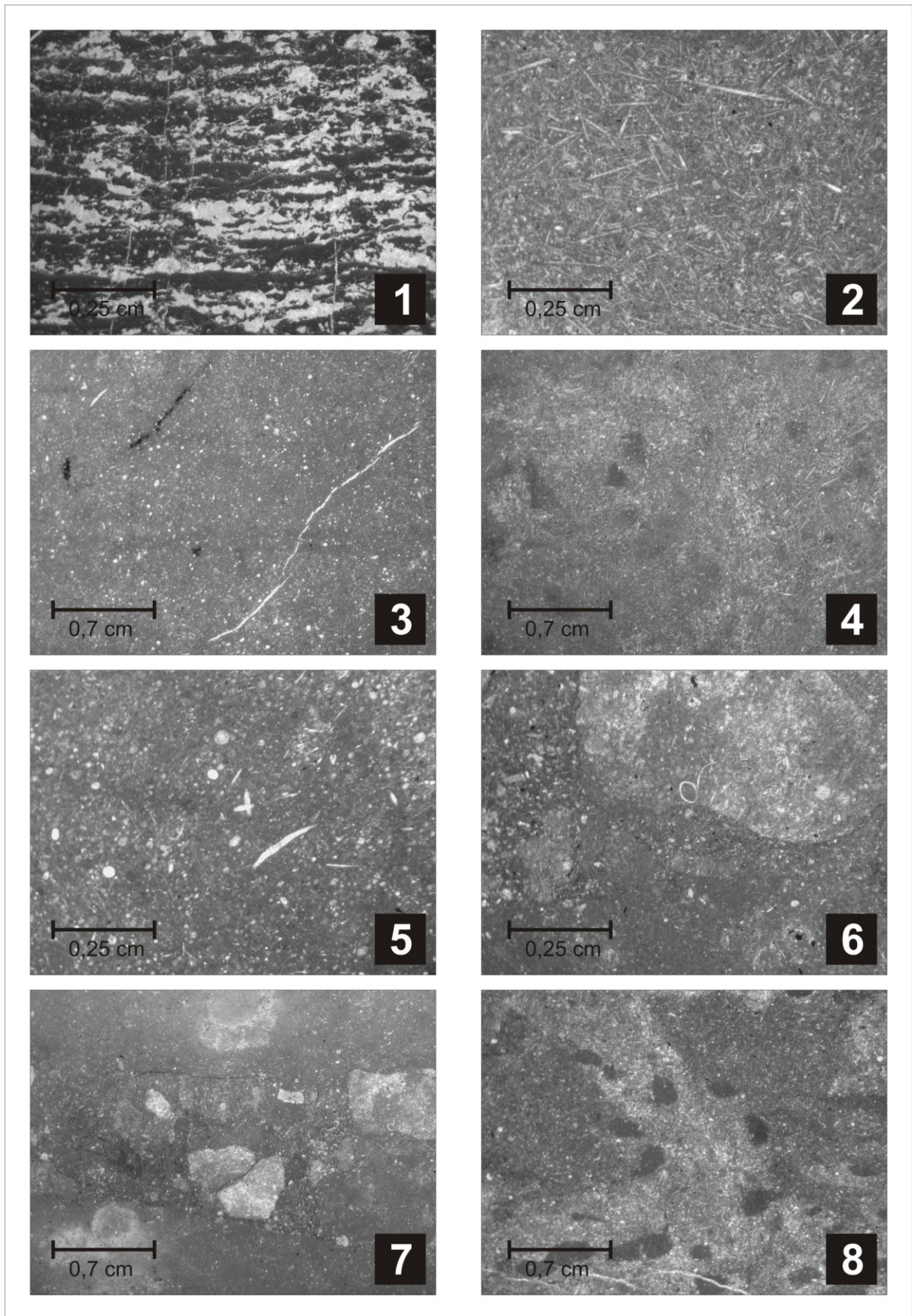


Abb. 11: Mikrofazies Im Lofer-Zyklus B und in der Basalen Sandlingalm-Formation

## 2.3 Radiolaritsequenz

Über den erwähnten Gesteinen beziehungsweise durch Störungen getrennt folgt eine radiolaritreiche Sequenz (Abb. 12). Diese ist neben dem erwähnten Kontakt im Süden des Wurzerkampls an der Nordseite des Wurzerkampls, entlang der Schipiste am Gscheidriegel und als direkte Unterlagerung in einem schmalen Streifen auf der SW-Seite unterhalb des Haselgebirges aufgeschlossen.

### 2.3.1 Lithologie

Die Abfolge der einzelnen Lithologien kann man beim Aufstieg entlang der Liftrasse vom Teichlbach bis zum Sattel zwischen Gscheidriegel und Wurzerkampl nachvollziehen. Die Lithologien weisen eine weitaus größere Variationsbreite auf als es die makroskopische Beurteilung vermuten lässt. Die Gesteine liegen alle gebankt mit Mächtigkeiten von 5 bis 20 cm vor.

Die Sequenz beginnt mit rot-schwarz-laminierten Radiolariten. Die Lamination bewegt sich zwischen 1 mm und 3 mm. Das Gestein ist als Radiolarien-Packstone ausgebildet. An den Schichtgrenzen ist Bioturbation erkennbar. Diese zerstört die in einigen Schliffen und auch im Handstück erkennbaren feinturbiditischen Lagen. An dunklen Partien erkennt man, dass sekundäre organische Lösungen das Gestein durchwandert haben.

Die Radiolaritsequenz bildet einen gleitenden Übergang zur *Saccocamo*-Formation, indem das Ablagerungsmileau gleichmäßig seichter wird. Daher erhöht sich im Radiolarit ab einer Seehöhe von 1480 m der Kalkgehalt. Es finden sich dort zwischen den Bänken auch dünne Mergellagen. Das Gestein kann als kalkiger Radiolarien-Wackestone angesprochen werden. Es geht nach oben in einen Wackestone über, der zunehmend kalkiger wird und auch Schwammnadeln und Crinoidenreste enthält. Dieser Wackestone zeigt an, dass es einen Übergang von einer distalen Fazies zu einem Ablagerungsbereich etwas näher am Slope gibt. In diesem Kieselkalk sind auch Schwerminerale zu finden. In der Schichtfolge tritt in diesem Niveau ein Manganhorizont auf.

Im Profil über diesem Bereich folgen ab einer Seehöhe von 1520 m wieder Bänke mit fast ausschließlich Radiolarien. Es treten Schwammnadeln und Ostracoden auf. Dieser Bereich wird nach wenigen Metern schon von einem Kieselkalk abgelöst, der wiederum Mikritklasten und Crinoidenkrus enthält.

Die Serie wird von einem kalkigen Radiolarien-Packstone abgeschlossen, der grünlich bis grau gefärbt ist und wieder Mikritklasten enthält. Dieses Gestein bildet den Kontakt zum Alpinen Haselgebirge und den *Saccocoma*-Kalken.

Abbildung 12 (S. 27):

- Nr. 1: Probe RH 1: Mikrofazies der Radiolaritsequenz: Radiolarien-Wackestone bis Packstone
- Nr. 2: Probe RH 2: Mikrofazies der Radiolaritsequenz: Radiolarien-Packstone
- Nr. 3: Probe RH 4: Mikrofazies der Radiolaritsequenz: Kieselkalk mit Radiolarien, Crinoidenkruis, Ostracoden und Foraminiferen
- Nr. 4: Probe RH 5: Mikrofazies der Radiolaritsequenz: kalkiger Radiolarien-Packstone mit Crinoidenkruis und Schwermineralinhalt, verschiedene Schüttungen
- Nr. 5: Probe RH 6: Mikrofazies der Radiolaritsequenz: Radiolarien-Wackestone mit Ostracoden
- Nr. 6: Probe RH 7: Mikrofazies der Radiolaritsequenz: Radiolarien-Wackestone mit Mikritklasten
- Nr. 7: Probe RH 7: Mikrofazies der Radiolaritsequenz: Radiolarien-Wackestone mit Mikritklasten
- Nr. 8: Probe RH 7: Mikrofazies der Radiolaritsequenz: Radiolarien-Wackestone mit Mikritklasten

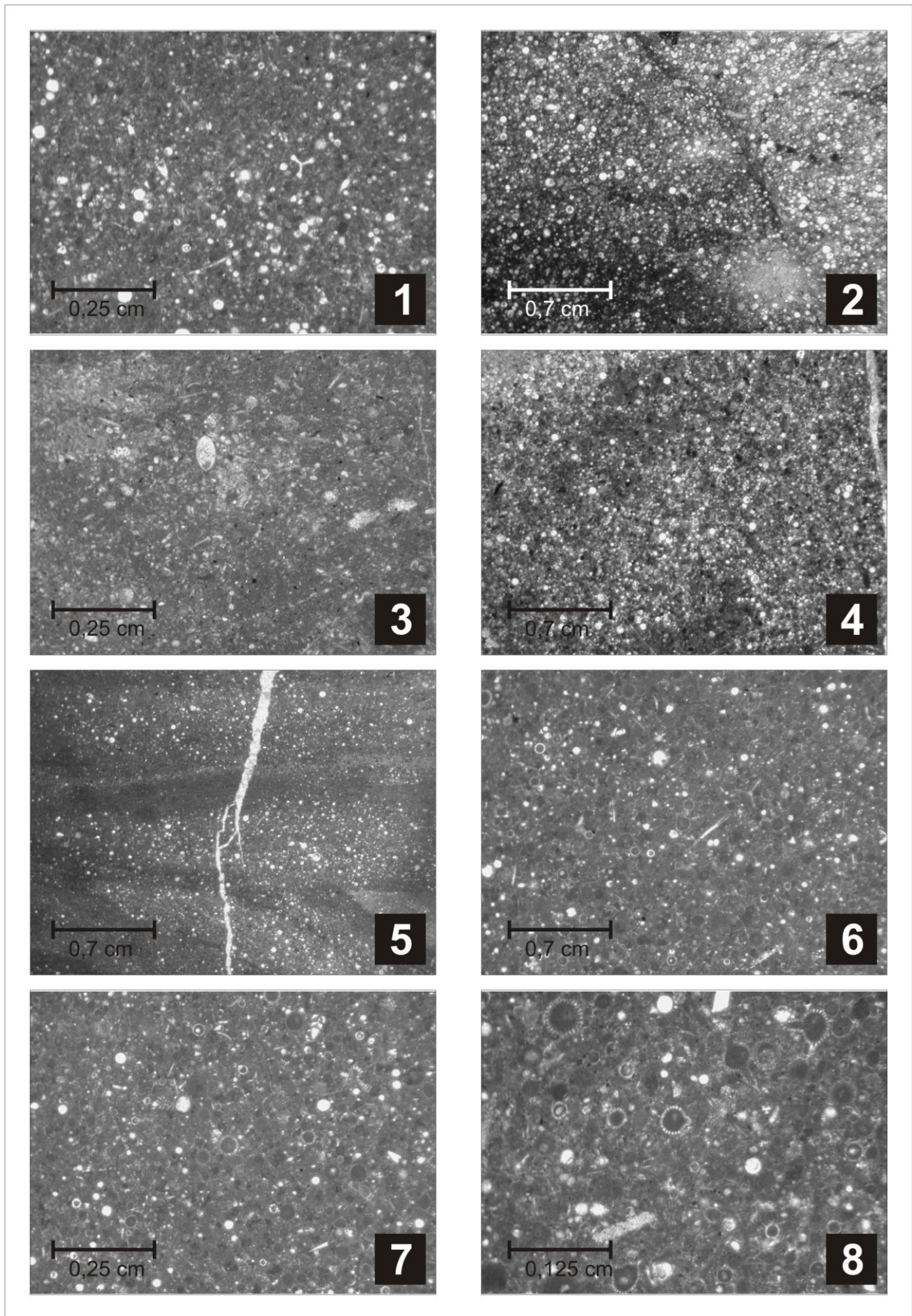


Abb. 12: Mikrofazies in der Radiolaritsequenz



### 2.3.2 Stratigraphie

Aus den Proben RH 3, RH 6, RH 9 und RH 41c konnten Radiolarien gewonnen werden (Abb. 15, 16). Folgende Arten wurden identifiziert:

*Triversus hexagonatus* (HEITZER 1930), *Zhamoidellum ovum* (DUMITRICA 1970), *Williridellum dierschei* (SUZUKI & GAWLICK in GAWLICK et al. 2004), *Gongylothorax favosus* (DUMITRICA 1970), *Parahsuum levicostatum* (TAKEMURA 1986), *Stichomitra annibill* (KOCHER 1981), *Tricolocapsa leiostraca* (FOREMAN 1973), *Stichocapsa robusta* (MATSUOKA 1984), *Stichocapsa conexa* (YAO 1979), *Williridellum marcucciae* (CORTESE 1993), *Tritrabs casmaliensis* (PESSAGNO 1977)

Die Radiolarienstratigraphie ergibt eine Einteilung in die Protunuma-ianosus- Zone bis Williridellum-dierschei-Zone, die im Sinne von SUZUKI & GAWLICK (2003a), STEIGER (1992), GAWLICK et al. (2009) zur Zhamoidellum-Ovum-Zone gehört. Diese deckt den Bereich vom Callovium bis zum Oxfordium ab. In den folgenden Abbildungen wird dieses Ergebnis illustriert (Abb. 13, 14). Es werden mehrere Zonierungen aus der Literatur gegenübergestellt (Abb. 14).

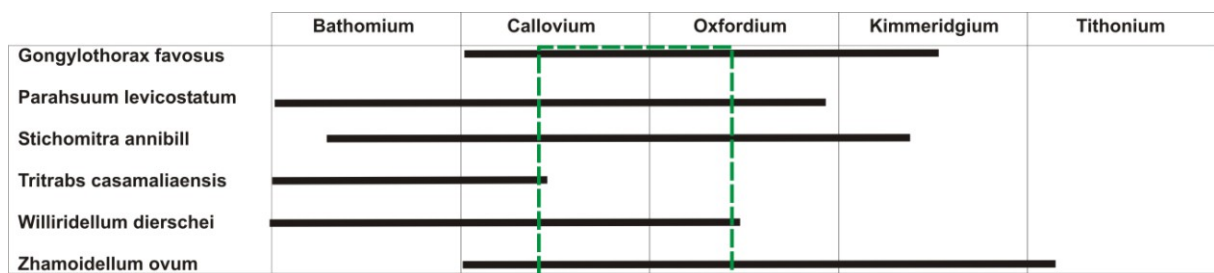


Abb. 13: Reichweiten einiger Radiolarien in den Proben RH 3, RH 6, RH 9 und RH 41c  
Deckungsbereich der Gattungen



Abbildung 15 (S. 31):

- Nr. 1: Probe RH 3: Radiolarien der Radiolaritsequenz: *Triversus hexagonatus* (HEITZER 1930)  
Nr. 2: Probe RH 3: Radiolarien der Radiolaritsequenz: *Zhamoidellum ovum* (DUMITRICA 1970)  
Nr. 3: Probe RH 6: Radiolarien der Radiolaritsequenz: *Gongylothorax favosus* (DUMITRICA 1970)  
Nr. 4: Probe RH 6: Radiolarien der Radiolaritsequenz: *Williridellum marcucciae* (CORTESE 1993)  
Nr. 5: Probe RH 6: Radiolarien der Radiolaritsequenz: *Tritrabs casmaliaensis* (PESSAGNO 1977)  
Nr. 6: Probe RH 9: Radiolarien der Radiolaritsequenz: *Parahsuum levicostatium* (TAKEMURA 1986)  
Nr. 7: Probe RH 9: Radiolarien der Radiolaritsequenz: *Williridellum dierschei* (SUZUKI & GAWLICK in GAWLICK et al. 2004)  
Nr. 8: Probe RH 9: Radiolarien der Radiolaritsequenz: *Stichomitra annibill* (KOCHER 1981)

Abbildung 16 (S. 32):

- Nr. 1: Probe RH 9: Radiolarien der Radiolaritsequenz: *Stichocapsa robusta* (MATSUOKA 1983)  
Nr. 2: Probe RH 9: Radiolarien der Radiolaritsequenz: *Tricolocapsa leiostraca* (FORMAN 1973)  
Nr. 3: Probe RH 41c: Radiolarien der Radiolaritsequenz: *Stichocapsa convexa* (YAO 1979)

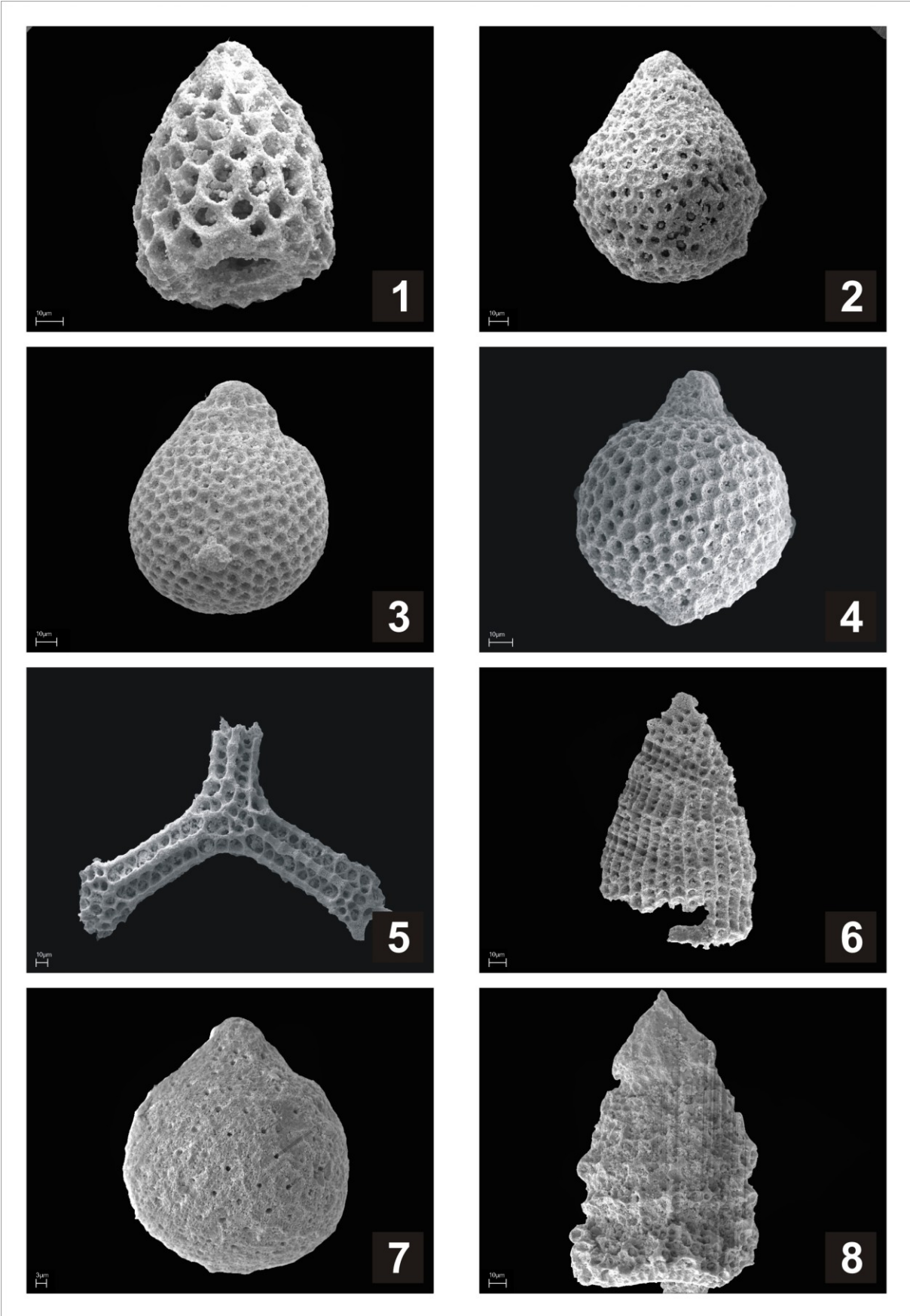


Abb. 15: Radiolarien der Radiolaritsequenz

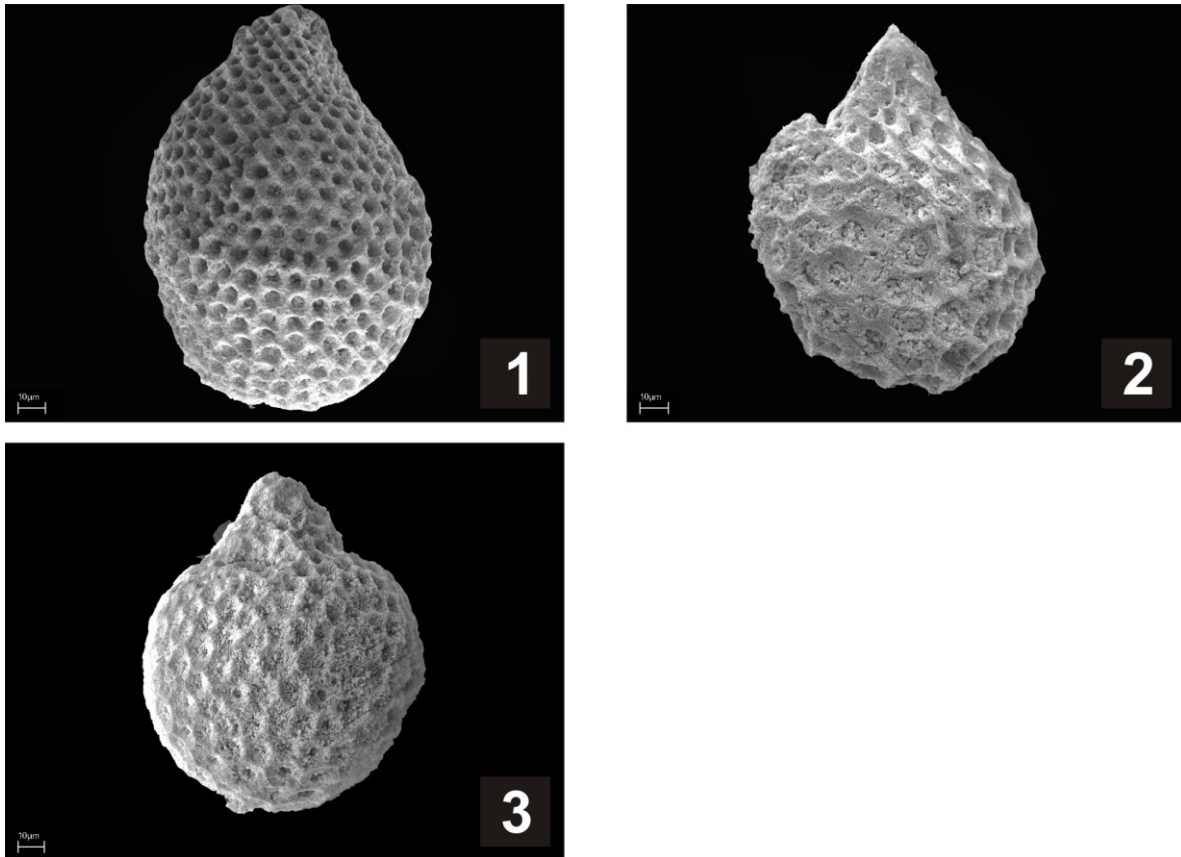


Abb. 16: Radiolarien der Radiolaritsequenz

### 2.3.3 Lagerungsverhältnisse

Während im Bereich der Gameringalm diese Sequenz aus Kieselkalken und Radiolariten eine gleichmäßige Lagerung über dem Dachsteinkalk einnimmt, ist die Situation am Wurzerkampl komplexer. Die gemessenen Schichtflächen fallen im Probepunkt RH 3 gegen NNE ein und liegen somit diskordant zu ihrer Unterlagerung, der Basalen Sandlingalm-Formation.

Nur wenige Meter oberhalb, im Punkt RH 5 erhält man einen ähnlichen Messwert, jedoch verläuft an jener Stelle eine Störungsfläche, die in Richtung NW-SE streicht. Sie trennt die Einheit in einen Bereich, in dem die Schichtung nach NNE einfällt und einen Bereich, in dem sie gegen Osten einfällt (Abb. 17). Diese Trennfläche lässt sich in der Überlagerung weiterverfolgen, sie tritt jedoch nicht in der Unterlagerung auf. Sie muss daher mit einem älteren tektonischen Vorgang in Verbindung stehen, das noch vor der lateralen Extrusion sattgefunden hat.



Abb. 17: Schichtflächen in der Radiolarit-Sequenz mit unterschiedlichen Einfallsrichtungen an einer steilen Störungsfläche

Während das Alpine Haselgebirge im Bereich der Wurzer Deckscholle über der Radiolaritsequenz liegt, ist es im Bereich nordwestlich des Gipfels des Wurzerkampls mit ihr verzahnt. Es befinden sich dort Haselgebirgsblöcke mit auflagernden Siliziklastika in einer radiolaritischen Matrix. Die Gesteine der Hallstätter Zone liegen also in einer radiolaritischen Mélange vor. Das siliziklastische Material tritt dabei rudimentär im Bereich der Schipiste auf, die nördlich des Sattels liegt. Das erklärt die Vernässungszone und den intermittierenden Bachlauf. Die permoskythischen Einheiten finden ihre Fortsetzung auf der Westseite der Basalen Sandlingalm-Formation und im Bereich der Filzen. Ob es eine Verbindung gibt, bleibt ungeklärt.

## 2.4 Alpines Haselgebirge

Unter dem Begriff Alpines Haselgebirge wurde von MEDWENITSCH (1968) die gesamte Schichtfolge der alpinen Salzlagerstätten zusammengefasst. Sie enthält neben Steinsalz, Gips und Anhydrit auch tonreiche Lagen und Breccienkörper. Die Breccie, die basal auftritt, besteht aus Haselgebirgskomponenten in einer radiolaritischen Matrix. Sie geht in einen Bereich über, in dem größere Haselgebirgsblöcke in die Radiolaritsequenz eingebaut sind. Darüber folgt ein reiner Haselgebirgskörper. Es tritt in einer Mächtigkeit bis zu 50 m im Gebiet der Gamering- und Hintersteineralm auf. Solche Mächtigkeiten werden auf der Filzen nicht erreicht.

Eine genaue Aufstellung der Schichtfolge im Alpinen Haselgebirge südlich des Wurzerkampls ist in der Arbeit von OTTNER (1990) zu finden. Die Radiolaritsequenz wird von einer tonreichen Lage mit bunter Färbung überlagert. Es handelt sich um ein Verwitterungsprodukt der darüberliegenden Evaporite. Er besteht hauptsächlich aus Illit, mixed-layers-Tonminerale und Chlorit (OTTNER 1990).

Der Gips, der im eingezeichneten Steinbruch abgebaut wird, zeigt makroskopisch eine weiß-graue Bänderung oder Faltung. Die gleichmäßige Bänderung und das Vorherrschen von Gips weisen auf langandauernde konstante Konzentrationsverhältnisse während der Evaporation hin. Der Gipsgehalt ist deutlich höher als jener von Halit.

## **2.5 Werfener Schichten**

Dieses Schichtglied kommt nur in intensiver Vermischung mit dem Alpinen Haselgebirge vor. Es ist unzweckmäßig, diese Einheit vom Haselgebirge zu trennen. Es stellt sich die Frage, ob es überhaupt zu den Werfener Schichten gezählt werden kann. Laut OTTNER (1990) treten große Mengen dieses Gesteins in Rutschmassen zwischen der Hasneralm und Plimalm auf. Das gilt nicht nur für das Gebiet südlich des Wurzerkampls, wo in Kammnähe nur der Gips aufgeschlossen ist, sondern auch für das Gebiet der Filzen. Dort treten in den Böschungen des Teichlbaches nur die gips- und tonreichen Lagen des Haselgebirges auf.

Der rudimentär auftretende Sandstein ist durch eine rote Farbe gekennzeichnet, die auf Hämatitgehalt schließen lässt. Die Hauptbestandteile, soweit man das im Gelände beurteilen kann, sind Quarz, Feldspäte und Calcit. Auf Schichtflächen treten Glimmer auf.

## **2.6 Saccocoma – Kalke**

Wie bereits erwähnt, handelt es sich in der Überlagerung des Alpinen Haselgebirges ebenso um eine hemipelagische Abfolge wie in deren Unterlagerung. Diese unterscheiden sich aber faziell. Problematisch stellen sich die Verkippung und das Abgleiten zahlreicher Schollen und Blöcke dar, weil es dadurch nicht immer mit Sicherheit zu beurteilen ist, ob es sich um anstehendes oder bewegtes Gestein handelt.

In der Vergangenheit (z. B. MANDL 1984, OTTNER 1990) wurde dieses Gestein als Oberalm-Formation angesprochen. Weil *Calpionellen* in dieser Formation gänzlich fehlen, wurde diese Annahme bereits in früheren Veröffentlichungen bezweifelt (z. B. TOLLMANN 1976, FENNINGER & HOLZER 1972). Die makroskopische Beschreibung entspricht weitestgehend meiner eigenen, jedoch gibt es wichtige mikrofazielle Unterschiede. Der wichtigste Unterschied ist das Vorhandensein von *Saccocoma*, das von OTTNER (1990) bezweifelt wurde. Ein weiterer Unterschied ist, dass sich die paläogeographische Lage näher bei einem Flachwasserbereich befunden hat als bisher angenommen. Diese Lage wird durch Flachwasserkomponenten und den relativ hohen Kalkgehalt reflektiert.

### 2.6.1 Lithologie

Die gesamte Einheit weist eine regelmäßige Bankung auf. Die einzelnen Bänke sind 10 cm bis 30 cm mächtig. In den Zwischenräumen der Lagen sind ton- und mergeldominierte Schichten mit einer Dicke von maximal 5 cm eingeschaltet. Diese Bankung ist nicht auf eine primäre Schichtung zurückzuführen sondern ist ein diagenetisches Phänomen. Trotzdem spiegelt es die ursprüngliche Schichtung wieder. Im Südteil des Kammes sind synsedimentäre Falten, die den teils turbiditischen Charakter dieser Formation anzeigen, aufgeschlossen (Abb. 18). Sie beweisen außerdem, dass sich der Ablagerungsraum in einem Niveau am Hang und nicht tiefer im Becken befunden haben muss.



Abb. 18: synsedimentäre Falten im *Saccocoma*-Kalk

Die Abfolge im Süd- und Ostteil beginnt im Liegenden mit einem radiolarienreichen Gestein (Abb. 19), das auch untergeordnet Schwammnadeln enthält. Die Farbe ist grau. Die Radiolarien in diesem Wackestone sind rekristallisiert. In einigen Lagen sind Schüttungen mit einem höheren Radiolarien-Gehalt anzutreffen. Dort kann man von einem Packstone sprechen. In diesen Lagen sind Hornsteinknollen anzutreffen.

Ab einer Seehöhe von 1400 m verschwinden die Hornsteinknollen und der Gehalt an Radiolarien wird geringer. Es treten nun auch Filamente und *Saccocoma* auf (Abb. 19). Die Schwebcrinoiden sind im untersten Abschnitt noch nicht enthalten. Sie nehmen nach oben hin zu. Das Gestein wird etwas feinkörniger. Geht man im Profil höher, folgt nach den vorhergehenden *Saccocoma*-Wackstones eine



Wechselagerung von allodaphischen Kalken, reinen pelagischen Kalken und kondensierten Rotsedimenten (siehe Kapitel „Agatha-Formation“).

Die pelagischen Kalke sind zumeist Wackestones, treten aber auch in kondensierten Lagen als Mudstones auf. An unterschiedlichen Gehalten an Klasten erkennt man verschiedene Schüttungen sogar im mikroskopischen Maßstab (Abb. 19, Nr. 6 und Nr. 8). Ihre Färbung ist meist gelblich bis hellbraun. Sie stellen in diesem Ablagerungsraum das Normalsediment dar, das vor allem *Saccocoma* und Radiolarien enthält. Untergeordnet treten Schwammnadeln und Filamente auf (Abb. 19, Nr. 8).

Die allodaphischen Anteile in diesem Teil der Schichtfolge sind durch Bioklasten gekennzeichnet, die aus einem riffnahen Mileau am oberen Slope stammen. Zusammen mit den erwähnten Komponenten des typisch pelagischen Bereiches treten Crinoiden-Reste und lenticuline Benthosforaminiferen. In einzelnen Proben konnten auch Kalkalgen des Typs *Clypeina jurassica* (FAVRE & RICHARDS 1991, Abb. 19, Nr. 7) nachgewiesen werden.

Die gleichen Gegebenheiten trifft man im Bereich westlich und nördlich des Gipfels an. Man findet einerseits die pelagischen *Saccocoma*- und radiolarienreichen Wackestones in einer Mikritmatrix und andererseits die Schüttungen aus dem Flachwasser, wie sie schon erwähnt wurden. Zwischengeschaltet sind auch hier wieder diagenetisch gebildete Mergellagen. An manchen Grenzflächen sowie in einigen Dünnschliffen kann Bioturbation beobachtet werden, die zur Vermischung von Normalsediment mit von oben eingetragenen Flachwasserkomponenten führt.

Eine Besonderheit, die in Probe RH 40 vorgefunden wurde, sind dolomitisierte Sedimente. Sie lassen noch die gleiche Lithologie wie die Gesteine in unmittelbarer Umgebung erahnen. Die Dolomitisierung ist auf Lösungen, die aus dem Salinarbereich der Unterlagerung stammen, zurückzuführen. Tatsächlich handelt es sich um Bereiche, die direkt an das Alpine Haselgebirge grenzen. Aus diesem stammen Lösungen, die die Dolomitisierung in der näheren Umgebung des Kontaktbereiches nach sich ziehen.

Die Abfolge zeichnet sich im unteren Drittel durch gleichbleibende Korngrößen aus. Ab dem Auftreten der *Saccocoma* beginnt ein coarsening-upward-Trend.

### **2.6.2 Stratigraphie**

Da es eine große Variationsbreite innerhalb der Lithologien der *Saccocoma*-Kalke gibt (Abb. 19, Nr. 2-8), wurden in der Vergangenheit immer wieder Formationen anderen Einheiten zugerechnet. Eine systematische Formalisierung einer *Saccocoma*-Kalk Formation steht bis heute aus. In den folgenden Abbildungen sind die wichtigsten mikrofaziellen Typen dargestellt.

Abbildung 19 (S. 38):

- Nr. 1: Probe RH 10: Mikrofazies der Agatha-Formation: Rotkalk (Mudstone bis Wackestone) mit Ammoniten, Lenticuline Foraminiferen, Crinoiden, Bivalvia
- Nr. 2: Probe RH 10: Mikrofazies der Agatha-Formation: Rotkalk (Mudstone bis Wackestone) mit Ammoniten, Lenticuline Foraminiferen, Crinoiden, Bivalvia
- Nr. 3: Probe RH 13: Mikrofazies im *Saccocoma*-Kalk: Wackestone mit *Saccocoma*, Crinoidenkrus, Radiolarien, Filamenten
- Nr. 4: Probe RH 11: Mikrofazies im *Saccocoma*-Kalk: bioturbater Packstone mit Radiolarien, Benthosforaminiferen, Spicula
- Nr. 5: Probe RH 11: Mikrofazies im *Saccocoma*-Kalk: bioturbater Packstone mit Radiolarien, Benthosforaminiferen (*Lenticulina* LAMARCK 1804), Spicula
- Nr. 6: Probe RH 14: Mikrofazies im Radiolarianturbidit: kondensierter Packstone mit feinturbiditischen Schüttungen mit rekristallisierten Radiolarien
- Nr. 7: Probe RH 23: Mikrofazies im *Saccocoma*-Kalk: Flachwasserkomponenten in Mikritmatrix, Kalkalgen → *Clypeina jurassica* (FAVRE & RICHARDS 1991), Crinoiden, Foraminiferen, Schalenreste, daneben Mudstone mit Radiolarien als Primärsediment
- Nr. 8: Probe RH 23: Mikrofazies im *Saccocoma*-Kalk: Flachwasserkomponenten in Mikritmatrix → Kalkalgen, Crinoiden, Foraminiferen, Schalenreste, untergeordnet Radiolarien

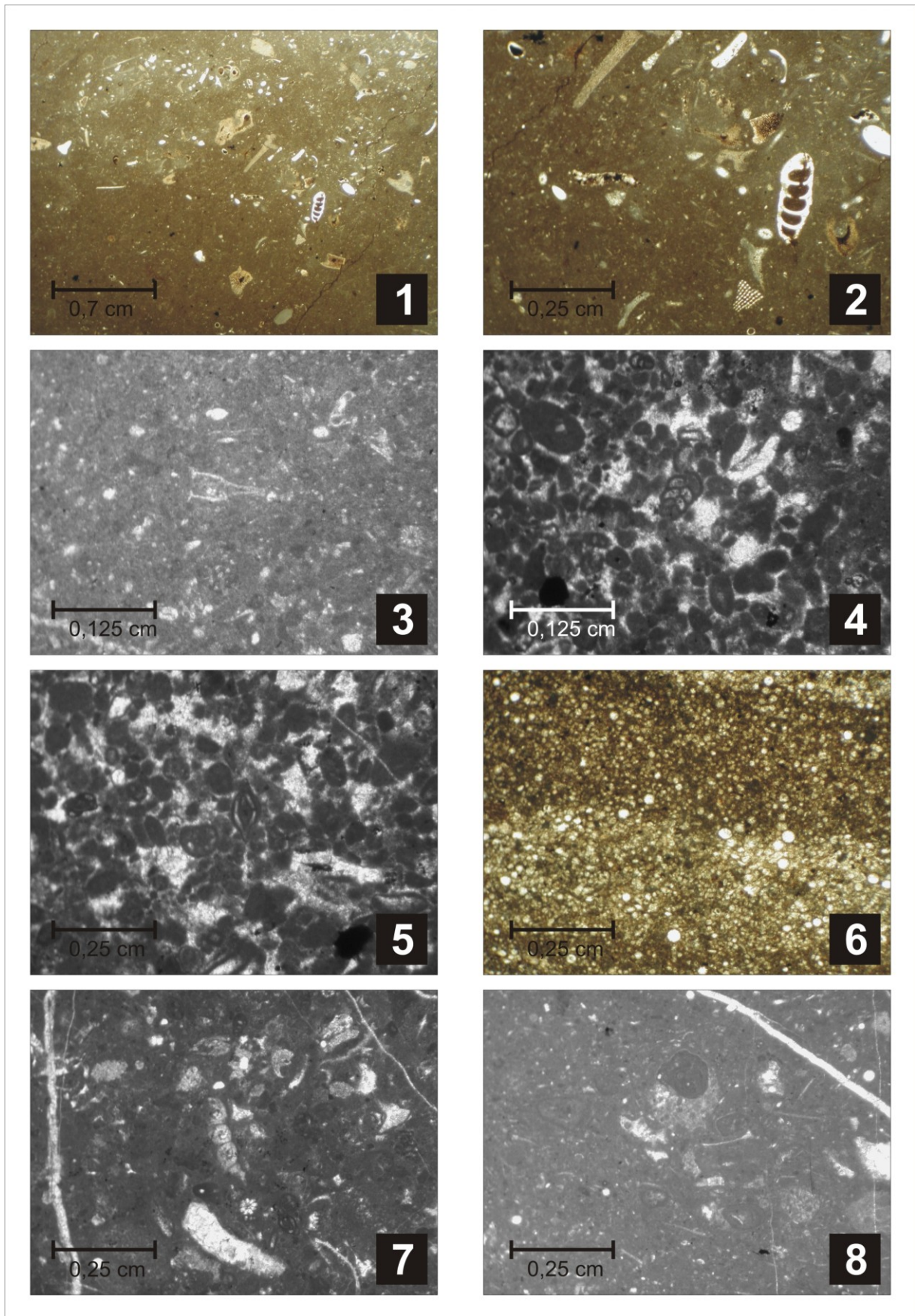


Abbildung 19: Mikrofazies in der *Saccocoma*-Formation

Aus der Probe RH 26 konnten Radiolarien zur Datierung gewonnen werden (Abb. 21). Die wenigen Radiolarien dieser Probe weisen auf ein etwas jüngeres Alter als in der Radiolaritsequenz hin. Es reicht aufgrund der nachfolgend aufgelisteten Gattungen vom Ober-Oxfordium bis ins Unter-Tithonium:

*Williridellum dierschei* (SUZUKI & GAWLICK in GAWLICK et al. 2004), *Zhamoidellum ovum* (DUMITRICA 1970), *Tricolocapsa undulata* (HEITZER 1930), *Stichocapsa robusta* (MATSUOKA 1984), *Zhamoidellum ventricosum* (CORTESE 1993)

Zusätzlich müssen Literaturdaten für die Stratigraphie verwendet werden. Die Datierung stützt sich auf die Annahme, dass die Formation am Wurzerkampl mit analogen Formationen in den Nördlichen Kalkalpen dasselbe Alter besitzen. In der nachfolgenden stratigraphischen Abbildung (Abb. 20) sind alle relevanten Formationen abgebildet. Zusätzlich sind tektonische Events angeführt, die für die Interpretation von Bedeutung sind.

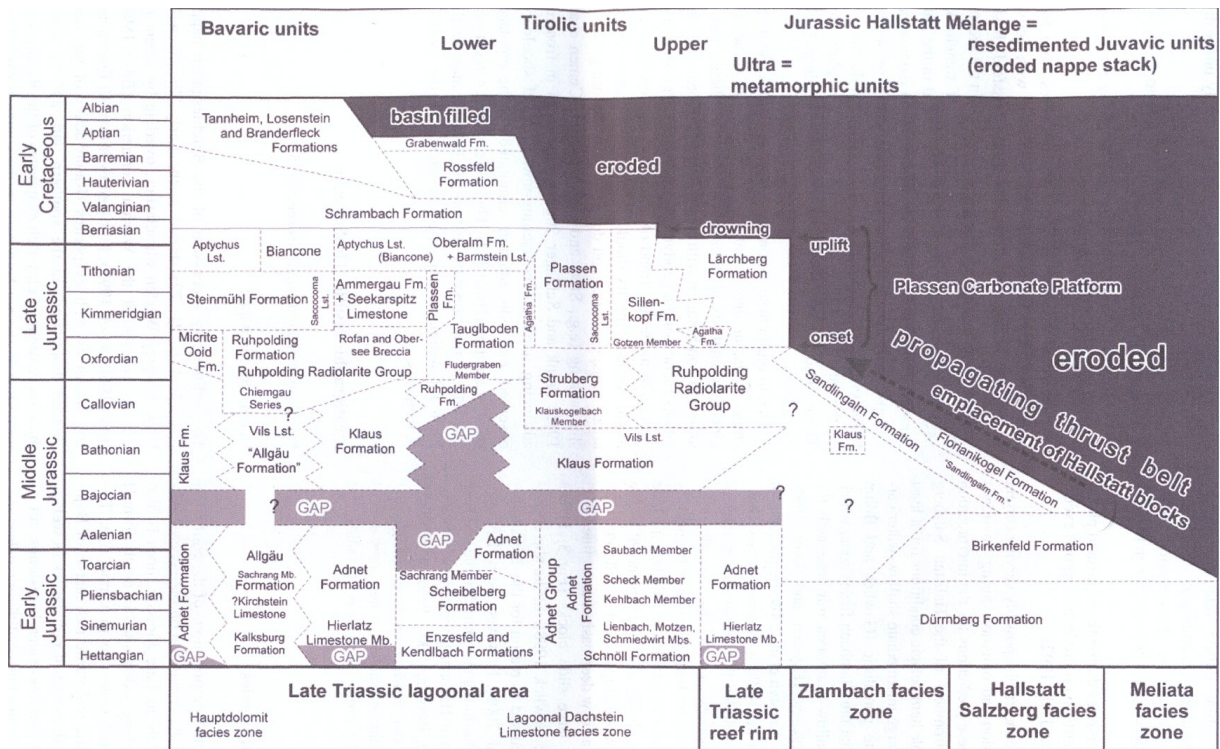
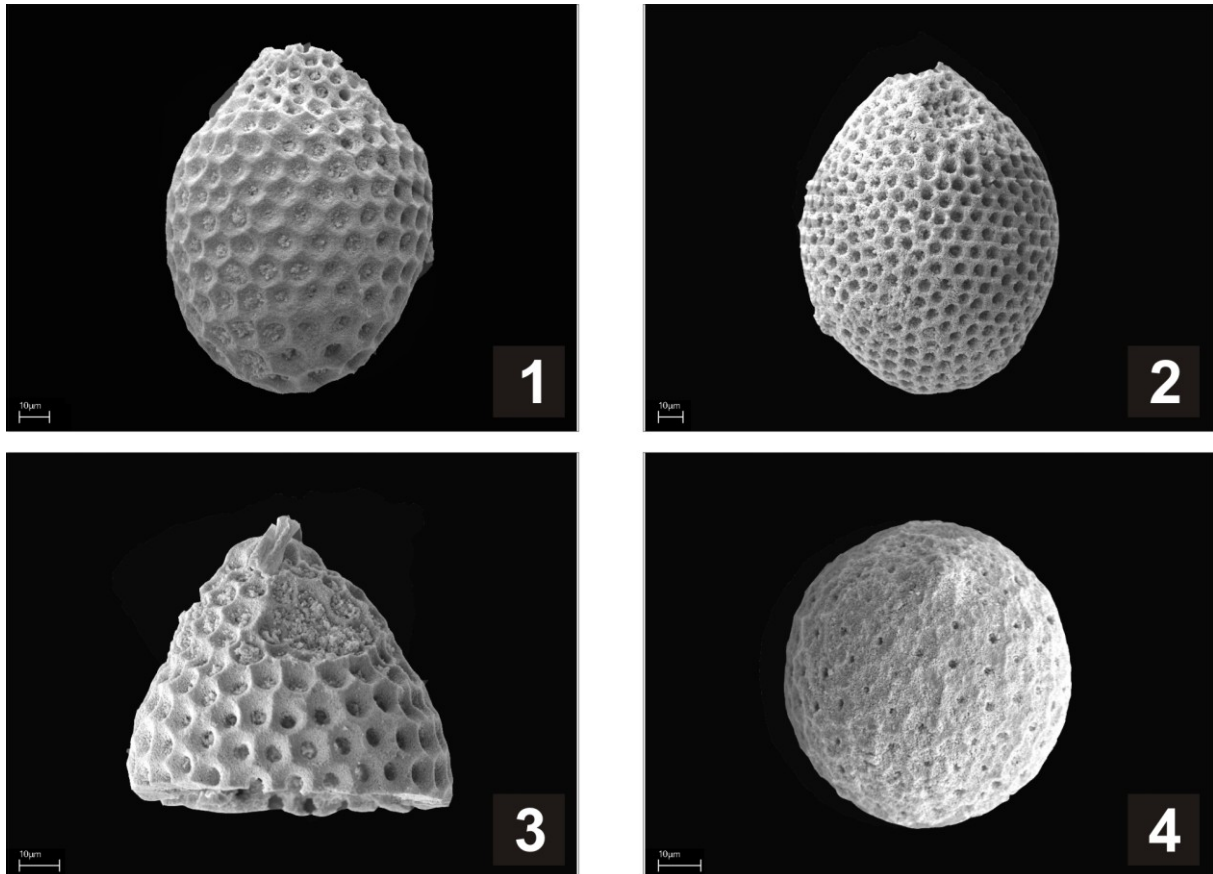


Abb. 20: Stratigraphische Tabelle und tektonische Events des Juras und der Unter-Kreide (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2009)

Alle Formationen, die aus heutiger Sicht zu einer *Saccocoma*-Kalk Formation zählen würden, wurden ab dem Kimmeridgium bis ins Tithonium gebildet (z. B FLÜGEL 1967, GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2009). Das stimmt auch mit neueren Zusammenfassungen (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2011) überein. Für die Interpretation ist das von großer Bedeutung. Geht man streng nach den bestimmten Radiolarien, so muss ein etwas früheres Einsetzen der Sedimentation noch vor dem Kimmeridgium für diese Formation annehmen. Das Alter der *Saccocoma*-Formation wird folglich mit Ober-Oxfordium bis Unter-Tithonium angenommen.

Abbildung 21:

- Nr. 1: Probe RH 26: Radiolarien der Radiolaritsequenz: *Zhamoidellum ovum* (DUMITRICA 1970)  
Nr. 2: Probe RH 26: Radiolarien der Radiolaritsequenz: *Tricolocapsa undulata* (HEITZER 1930)  
Nr. 3: Probe RH 26: Radiolarien der Radiolaritsequenz: *Szichocapsa robusta* (MATSUOKA 1984)  
Nr. 4: Probe RH 26: Radiolarien der Radiolaritsequenz: *Zhamoidellum vebtricosum* (DUMITRICA 1970)



### 2.6.3 Lagerungsverhältnisse

Die *Saccocoma*-Kalke setzen sich optisch durch steil emporragende Wände von deren Unterlagerung, die durch Gips in einer Radiolaritmatrix beziehungsweise Gips allein gebildet wird, ab (Abb. 22).

Die Einfallrichtungen der sedimentären Schichtungen spiegeln chaotische Lagerungsverhältnisse wieder. Ihre ursprüngliche Lage ist mit Ausnahme der synsedimentären Rutschfallen gleich wie jene in der Radiolaritsequenz. Die Sedimentation der *Saccocoma*-Kalke schließt direkt an jene der Radiolaritsequenz an. Sie ist zunächst flach nach SE gerichtet. Im Nordteil des Wurzerkampls fallen die Schichten aber heute nach NNE ein, auf der Nordostflanke in östlicher Richtung und im Südteil nach SSE. Dazu kommt noch ein Bereich von senkrecht gestellten Schichten, die in Gipfelnähe in Richtung NE-SW streichen. Diese komplexe Lagerung kann nur mit gestörten Verhältnissen erklärt werden.

An der Nordseite sind die Schichten an jener präexistenten Störung steilgestellt, die in der Radiolaritsequenz bereits erörtert wurde. Sie gibt dem Haslegebirge die Möglichkeit des Aufstiegs und

zur Verkippung der hangenden Schichten. Resultat dieser Lagerung ist das Abgleiten von einigen Blöcken rings um den Gipfel (Abb. 22).

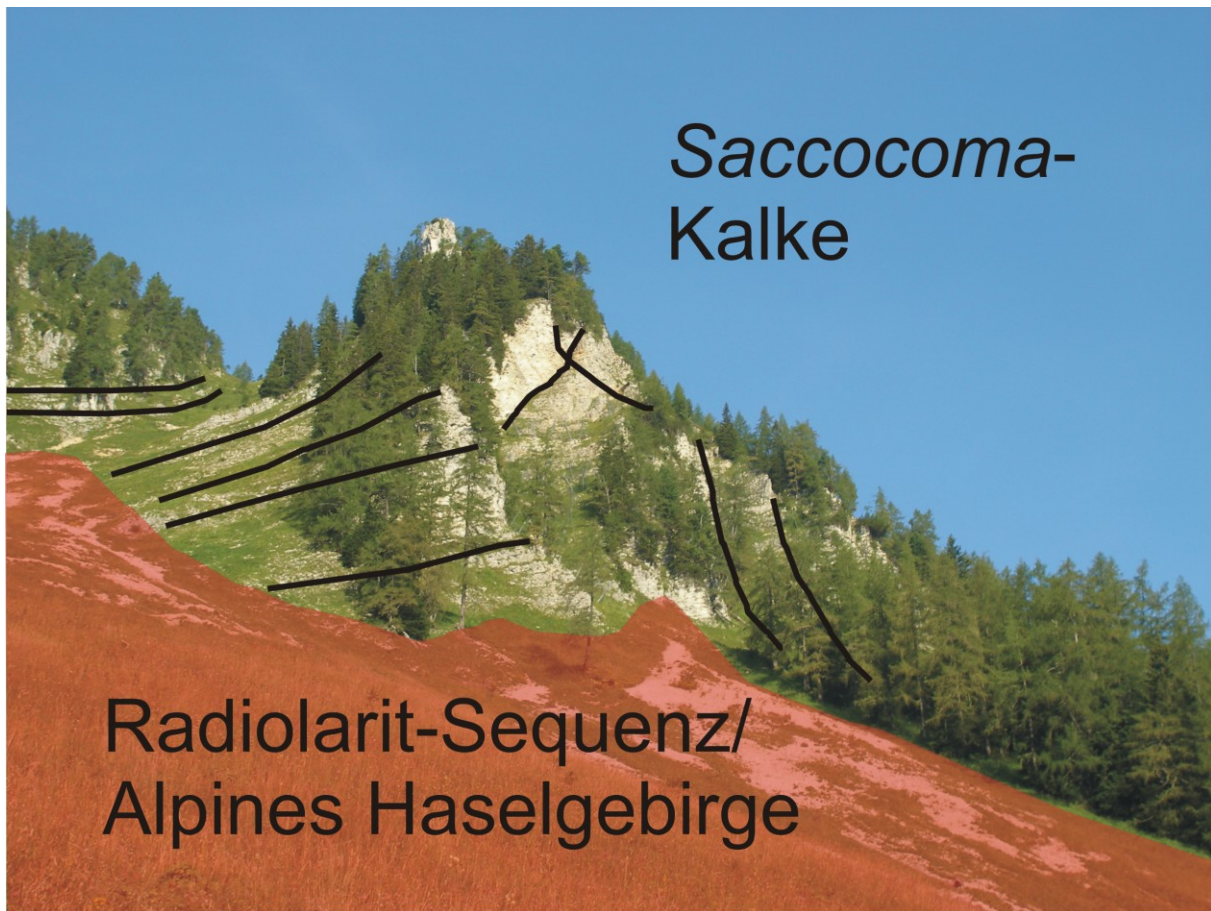


Abb. 22: Schichtflächen, verkippte Schichtflächen und abgerutschte Blöcke der *Saccocoma*-Formation am Wurzerkampl

Im Mittelteil des Kammes scheint die ursprüngliche Lage mit Ausnahme einiger kleinerer abrutschender Blöcke über dem Alpines Haselgebirge und der Radiolaritsequenz erhalten geblieben zu sein. Man erkennt eine flache Lagerung, die nur unwesentlich gestört ist. Im Südteil des Kammes setzt sich diese Lage fort und wird dabei im Süden etwas steiler. An der südlichen Begrenzung des Kammes wird das Gebiet nördlich des Brunnensteinzuges in einer NE-SW-Störung abgeschnitten. Das resultiert in einer hangparallelen Schichtung.

## 2.7 Agatha-Formation

Die kondensierten, meist rot gefärbten Sedimente (zuerst erwähnt durch MOJSISOVICS 1868, Abb.19) der Agatha-Formation befinden sich innerhalb der Schichtfolge der *Saccocoma*-Kalke. Sie machen einen geringen Anteil in der Schichtfolge aus und verschwinden im Hangenden gänzlich. Sie wurden laut NEUMAYER (1873) und GEYER (1884) vom Frühen Kimmeridgium bis ins Frühe Tithonium abgelagert. Ihre ursprüngliche paläogeographische Position befindet sich unter anderen im Sillenkopf-Becken (MISSONI & GAWLICK 2011).

Sie enthalten neben wenigen Radiolarien und Filamenten auch Echinodermenreste und Foraminiferen. Es handelt sich um eine Fazies, wie sie in Schwellenbereichen im pelagischen Ablagerungsmilieu vorkommt. Sie sind allodaphisch, da sie von der Schwellenposition ins tiefere becken transportiert worden sind.

### 3 Beschreibung der Schichtfolge auf der Roten Wand und am Mitterberg

Die Unterlagerung bildet auch hier der Dachsteinkalk. Darüber liegt eine Folge von unterjurassischen Sedimenten, die von den Flachwassersedimenten der Plassen-Karbonatplattform (sensu lato) überdeckt werden. Zwischen diesen Einheiten ist im Westteil bis unter den Gipfel der Roten Wand die Hallstatt Mélange eingeschaltet (Abb.23).

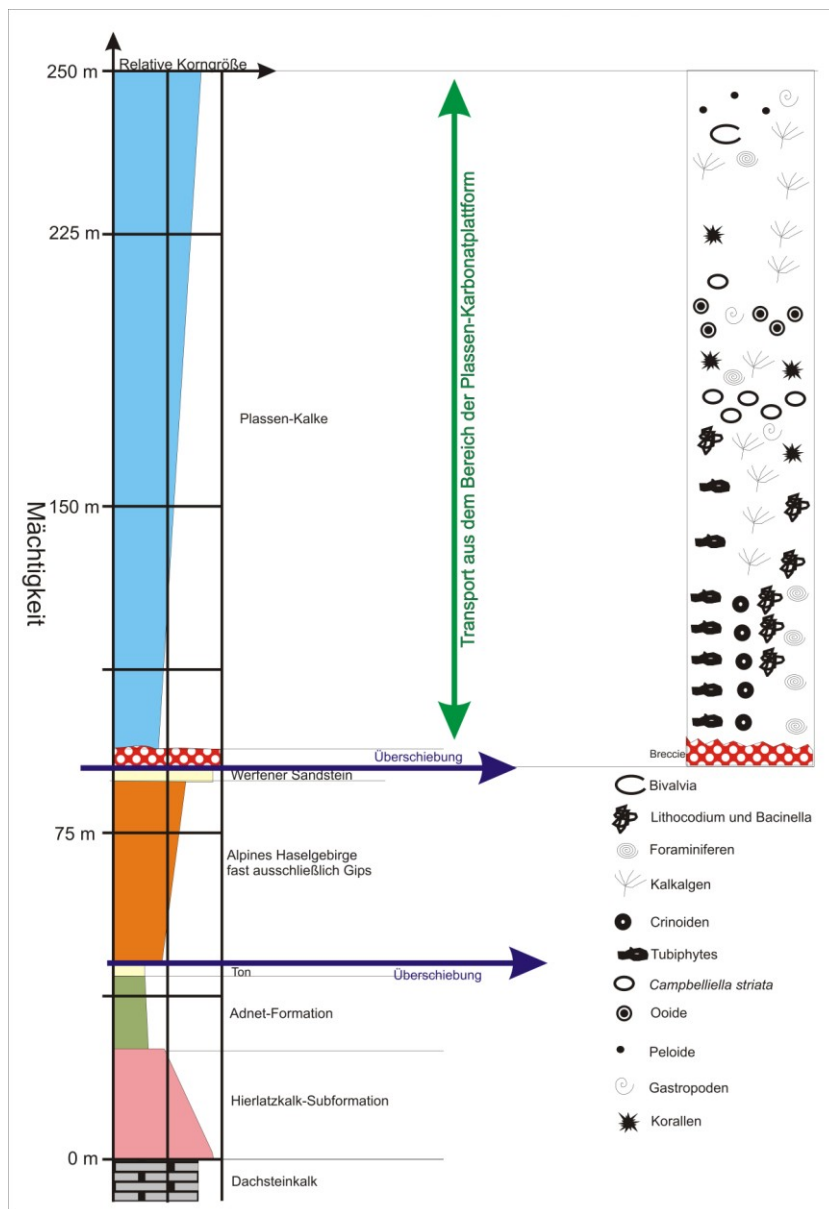


Abb. 23: Rekonstruiertes Säulenprofil Rote Wand

### 3.1 Dachsteinkalk

Der lagunäre Dachsteinkalk unterlagert die gesamte Juraabfolge des Stubwieswipfels, Mitterberges und der Roten Wand. Er entspricht jenem Gestein, das in Kapitel 2 bereits beschrieben wurde. Die deutliche Bankung fällt mit einer Neigung zwischen 20 und 30 Grad gegen Nordosten ein. Die Störungszone zwischen Brunnsteiner See und Stofferkar trennt die Juraabfolge von der Ober-Trias.

### 3.2 Alpines Haselgebirge und Werfener Schichten

Das Alpine Haselgebirge zusammen mit den Werfener Schichten ragen bis weit unter die Rote Wand, konnten aber auf deren Nordseite nicht nachgewiesen werden. Im Gegensatz zum Wurzerkampl ist hier der Anteil der Siliziklastika höher. Es herrscht auch hier der Gips vor, wie er im vorhergehenden Kapitel beschrieben wurde. Die Lagerung passt sich aufgrund der duktilen Eigenschaften dem Untergrund an.

### 3.3 Adnet-Formation

Während in der südlichen Hälfte die Gesteine der Hallstätter Mélangezone über dem Dachsteinkalk folgen, bildet er in der Nordhälfte einen Kontakt zu Rotkalken, die im Unter-Jura das vorhandene obertriassische Relief nachzeichneten. In pelagischen bis hemipelagischen Ablagerungszonen kam es zu extrem geringen Sedimentationsraten.

#### 3.3.1 Hierlatzkalk-Subformation

Dieser Crinoidenkalk ist südlich des Mitterberges, an der Ostseite und an der Nordseite aufgeschlossen. Im Osten, zwischen Mitterberg und Stubwiesalm ist er durch die dort verlaufende Störung bis in ein tieferes Niveau sichtbar. Östlich der Störung wurde das Gebiet nicht aufgenommen. Es liegt die Vermutung nahe, dass die Abfolge dort ähnlich ist.

Die Farbe dieses Gesteins ist hellrosa. Es besteht fast ausschließlich aus Crinoidenstielgliedern, die Durchmesser zwischen 0,1 und fünf Millimetern aufweisen. Es handelt sich daher um einen Crinoidengrainstone, in dem die Matrix komplett zu Sparit rekristallisiert ist. In den Bereichen, wo auch größere Stielglieder vorkommen, muss man das Gestein als Crinoidenrudstone bezeichnen. Vereinzelt Exemplare von *Ammonoideaen* und Benthosforaminiferen der Gattung *Involutina liassica* wurden nachgewiesen (Abb. 24). Diese Foraminifere kommt vom Rhätium bis ins Pliensbachium vor. Damit kann man eine grobe Alterszuordnung treffen. Laut VÖRÖS (1991) und RAKÜS (1999) müsste das Alter der Hierlatz-Subformation vom Sinemurium bis ins Pliensbachium reichen. Eine mikrofaziell ähnliche Formation ist die Agatha-Formation. Jedoch ist diese laut NEUMAYER (1873) und GEYER (1884) mit dem Alter Kimmeridgium bis Tithonium jünger und würde das Vorhandensein von *Involutina liassica* (JONES 1853) ausschließen. Man kann daraus schließen, dass es das es die Agatha-Formation nur am Wurzerkampl gibt.

Die Größe der Stielglieder nimmt im Profil nach oben hin ab. Gleichzeitig ist eine Farbänderung von rosa auf hellbraun zu betrachten.



Das massenweise Auftreten lässt auf gute Lebensbedingungen schließen. Eine zweite Möglichkeit bietet der Transport vom oberen Slope in eine Fossilagerstätte. Die Rundung der Komponenten lässt den Schluss zu, dass Transport stattgefunden hat. Das Gestein wurde jedenfalls in Schwellenbereichen gebildet und dann als Crinoidensand in Depressionen eingeschwemmt.

Auf der Südseite des Mitterberges ist die Lagerung dieses Members nur schwer einzuschätzen. Man muss von einer flachen Neigung in Richtung SSE ausgehen. Auf der Nordseite ergibt sich ein Einfallen gegen SSE mit einer Neigung von 40 Grad. Auf der Nordostwestseite der Roten Wand sind die Schichten senkrecht gestellt. Diese steile Neigung ist auf tektonische Ereignisse zurückzuführen, die weiter unter Kapitel 9 noch erläutert werden.

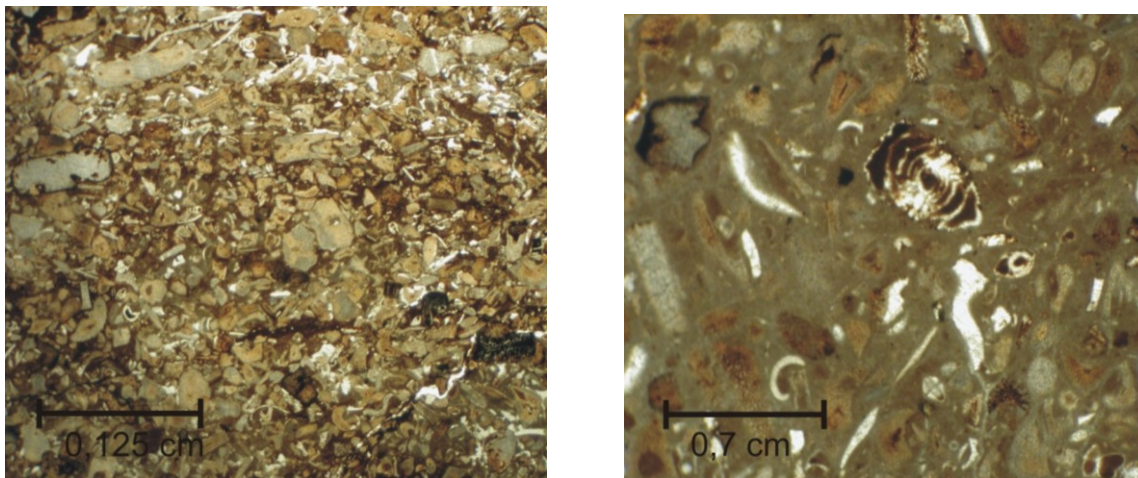


Abb. 24: Mikrofazies in der Hierlatzkalk-Subformation, Crinoiden-Grainstone (links) und Wackestone mit *Involutina liassica* (JONES 1853) rechts

### 3.3.2 Schwellenfazies – Rotkalk

Über dem Crinoidenkalk folgt ein Rotkalk, der nur auf der Nordseite der Roten Wand aufgeschlossen ist. Es ist anzunehmen, dass er der Adnet-Formation zuzuordnen ist. Dieser pelagische Kalk ist nur mehr stellenweise erhalten und repräsentiert ebenfalls eine Schwellenfazies. Er enthält Ammoniten, Echinodermenreste, Filamente und Benthosforaminiferen. Die rote Farbe dieses Wackestones lässt auf langsame Sedimentation schließen. Es treten an manchen Komponenten manganhaltige Umkrustungen auf.

Das Gestein hat eine regelmäßige Schichtung, die zwischen 10 cm 20 cm schwankt. Die Einfallrichtung ist gleich wie jene des Crinoidenkalkes. Die Mächtigkeit in der Unterlagerung der Plassen-Formation beträgt weniger als 10 m. In größeren Mächtigkeiten tritt dieses Gestein östlich des untersuchten Gebietes auf.

### 3.4 Plassen-Formation (sensu lato)

Die steil aufragenden Wände zeigen am Mitterberg, auf der Roten Wand und am Stubwieswipfel den markanten Wechsel zum Flachwassermileau an. Man kann innerhalb dieser Formation verschiedene

Faziesbereiche unterscheiden. Diese umfassen sedimente des Slopes, des riffnahen Slopes, des zentralen Riffs und des Rückriffs (Abb. 25).

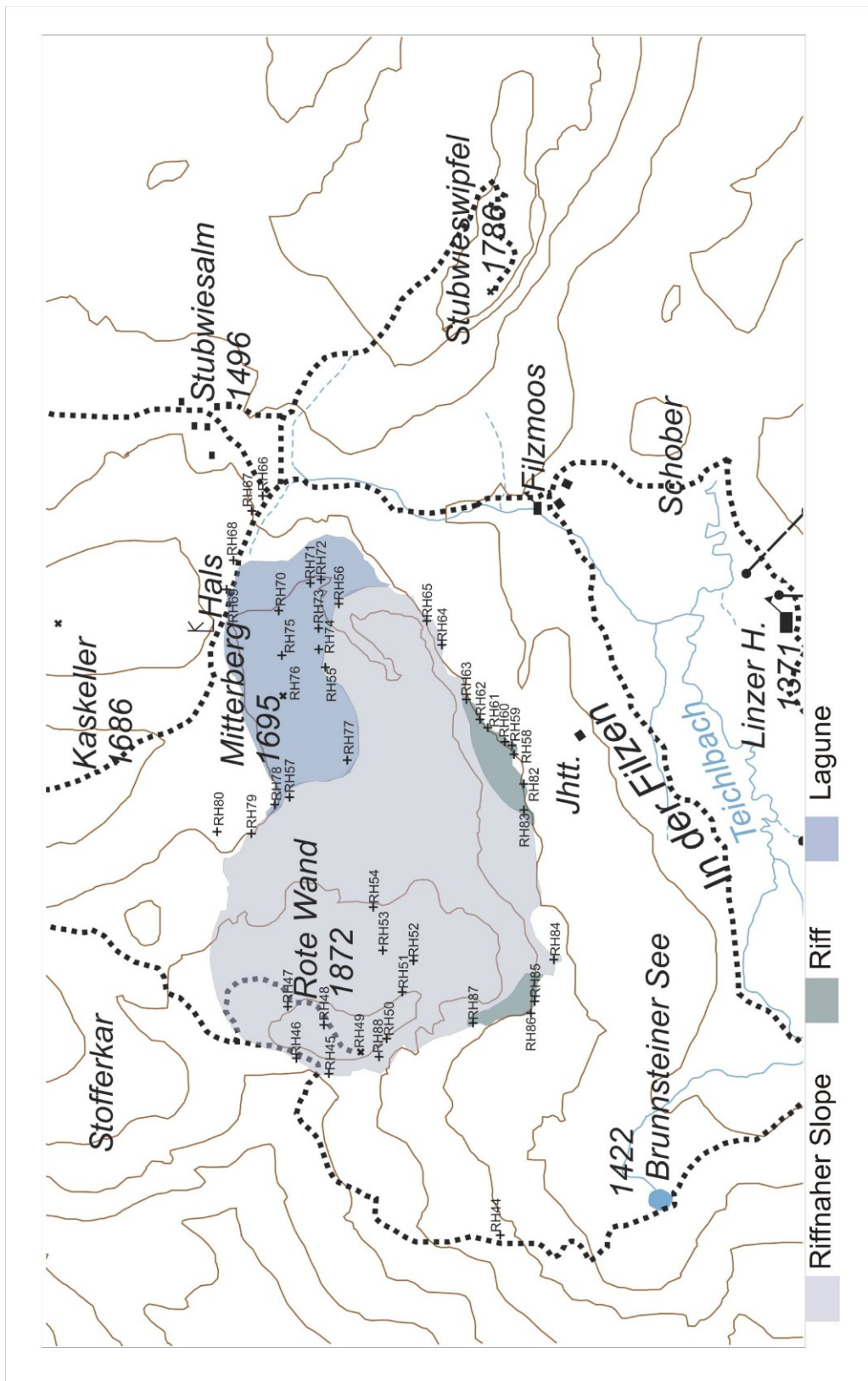


Abb. 25: Fazieszonen innerhalb des Plassenkalkes auf der Roten Wand und am Mitterberg sowie Lage der Probenpunkte

### 3.4.1 Faziestypen auf der Roten Wand und am Mitterberg

#### 3.4.1.1 Basale Breccie

Basal befindet sich eine tektonische Breccie, die den Kontakt zum obertriassischen Dachsteinkalk und zur unterjurassischen Adnet-Formation bildet. Die Komponenten dieser Breccie sind die typischen hellen Gesteine der Plassen-Karbonatplattform (sensu lato), die den entsprechenden Fossilinhalt der angrenzenden Faziesbereiche (siehe nächstes Kapitel) aufweisen. Sie haben Durchmesser zwischen 1 cm und 3 cm. Sie sind eckig bis kantengerundet (Abb. 29, Nr. 8).

Die Matrix besteht aus einem rotbraunen Silt, der reich an eisenhaltigen Mineralen ist. Sie kann als tektonische Breccie interpretiert werden, die bei der Bewegung des darüber liegenden Plassenkalkes entstanden ist. Dabei hat nicht nur eine bruchhafte Deformation stattgefunden sondern auch Drucklösung, was an zahlreichen Ultrastylolithen erkennbar ist. Die Mächtigkeit dieser Einheit ist weniger als 10 m.

#### 3.4.1.2 Slope

Diese Fazieszone nimmt weite Teile rund um und östlich des Gipfels der Roten Wand ein. Sie würde bei einer vollständigen Abfolge in einem progradierenden Riff auf eine initiale Beckenfazies und eine hemipelagische Slopefazies folgen. Sie setzt aber deutlich höher in einer relativ riffnahen Position ein.

In diesem Ablagerungsbereich ist durchgehend das Mikroproblematikum *Crescentiella* (Abb. 26, Nr. 1) vertreten. Es kommt häufig in Kombination mit *Bacinella irregularis* (RADOICIC 1959) vor. Neben diesen beiden Bioklasten treten durchgehend Crinoidenbruchstücke von den Stielgliedern und den Wurzeln auf. Sie beweisen, dass sich der Ablagerungsraum im Vorriff befunden hat.

Mit einem konstantem Gesamtanteil von weniger als fünf Prozent sind verschiedene Benthosforaminiferen vertreten. Sie bleiben häufig aufgrund von ungünstigen Schnittlagen unidentifiziert. Die Gattungen *Rectocyclammina* (HOTTINGER 1967, Abb. 31, Nr. 2), *Lituolidae* (Abb. 26, Nr. 4), *Mohlerina basiliensis* (MOHLER 1938, Abb. 29, Nr. 3) und *Kilianina rahonensis* (FOURY & VINCENT 1967, Abb. 28, Nr. 1) konnten in diesem Abschnitt identifiziert werden.

Nach oben hin gehen die Slopesedimente rasch in einen groben Vorriffschutt über. Er enthält neben den erwähnten Komponenten zahlreiche Riffbildner, Hydrozoen, Stromatoporidae, Kalkalgen, Korallen und Mikroinkrustierer. Diese sind zumeist nur bruchstückhaft erhalten. Von den Kalkalgen wurden die Gattungen *Salpingoporella johnsoni* (DRAGASTAN 1989, Abb. 27, Nr. 1), *Anisoporella jurassica* (ENDO 1961, Abb. 27, Nr. 5), *Clypeina parasolkani* (FARINACCI & RADOICIC 1991, Abb. 27, Nr. 7) und *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI 1922, Abb. 30, Nr. 4) bestimmt. Die Umkrustungen beweisen das steile Relief. Serpuliden wie *Carpathiella plasseninsis* (SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2002, Abb. 27, Nr. 8) *Carpathiella perforata* (MISIK, SOTAK & ZIEGLER 1999; Abb. 27, Nr. 3) oder *Carpathiella triangulata* (MISIK, SOTAK & ZIEGLER 1999, Abb. 31, Nr. 6) sind in einzelnen Proben nicht selten.

Das Gestein ist an der Basis oberhalb der Breccie als Wackestone ausgebildet, geht aber rasch in einen Packstone und dann in einen Grainstone über. Es wird zunehmend grobkörniger und gewinnt an Komponenten vom Riff und ist in einzelnen Proben nur schwer fazial vom zentralen Riff zu unterscheiden. Man erkennt daran einen shallowing-upward-Zyklus. Es treten sekundäre Sparitzemente zwischen den Komponenten auf. Basal sind Stylolithen aufgrund tektonischer

Beanspruchung nicht selten. Hangend sind Verkarstungserscheinungen, die sich durch eine rote Bänderung auszeichnen, typisch. Es dürfte sich hierbei um einen Paläokarst handeln, der sich durch das gesamte Gebiet der Roten Wand des Mitterberges zieht.

#### 3.4.1.3 Zentrales Riff

In zwei Schmalen streifen an der Südseite der Roten Wand befinden sich heute die Verbreitungsgebiete des zentralen Riffs. Außerdem wurden an der westlichen Begrenzung der lagunären Fazieszone Proben genommen, die sowohl vom zentralen Riff als auch vom Slope stammen können.

Die *Crescentiella* sind nicht mehr enthalten. An ihre Stelle treten vermehrt Korallen und untergeordnet Algen. Zu ihnen gehören Stromatoporoiden und Salpingoporellen. Als typische Foraminifere tritt die Gattung *Kurnubia palastiniensis* (HENSON 1948, Abb. 30, Nr. 2). Die Floatstones dieser geringdiversen Fazies setzen sich störungsbedingt einige Meter von den Slopesedimenten in einer Abschiebung ab.

#### 3.4.1.4 Sandbarren-Rückriff

In einem Streifen zwischen Mitterberg und Roter Wand mit Nord-Süd- Ausrichtung und nördlich des zentralen Riffbereichs erstreckt sich eine Fazies, die von der Typlokalität der Plassen-Karbonatplattform (sensu stricto) nicht bekannt ist, jedoch in ähnlicher Weise in der Lärchberg-Karbonatplattform anzutreffen ist. Es handelt sich um die Sandbarren im Rückriffbereich, die durch einen Oosparit repräsentiert werden. Neben den Ooiden kommen auch Foraminiferen *Protopeneroplis sp. Sulcata* (WEYNSCHENK 1950, Abb. 26, Nr. 7), einzelne Onkoide, Gastropoden, dickwandige Bivalvia und Algen (*Clypeina sp.*) vor. Die Gattung *Nautiloculina oolithica* (MOHLER & BRÖNNIMANN 1987), die in dieser Fazies am Lärchberg häufig ist, konnte nicht nachgewiesen werden. Einzelne Funde von *Saccocoma* in den Ooidkernen beweisen auch am Nordrand des Gebietes, dass es sich nicht um triassische Vorkommen handelt.

Dieser Horizont zeigt an, dass die Riffentwicklung bis zu einem Stadium gekommen ist, in dem ein zeitweises Trockenfallen erreicht worden ist. Aus diesem Stadium heraus entwickelt sich eine Fazies, die nur einer sehr beschränkten Gruppe von Lebewesen zugänglich ist. Diese Fazies wird im nächsten Kapitel beschrieben.

#### 3.4.1.5 Rückriff – Lagune

Östlich folgt eine Fazies, die sich durch eine sehr geringe Anzahl unterschiedlicher Komponenten auszeichnet. Diese sind hauptsächlich Algen der Gattung *Campbelliella striata* (CAROZZI 1954, Abb. 31, Nr. 5), vereinzelte Rivulariacaen und einzelne Foraminiferen. Es treten die Gattungen *Redmondoides lugeoni* (SEPTFONTAINE 1977, Abb. 30, Nr. 7), *Valvolinidae sp.* (Abb. 30, Nr. 8) und *Siphovalvolina variabilis* (SEPTFONTAINE 1988, Abb. 31, Nr. 1) auf. Das massenhafte Auftreten von *Campbelliella striata* (CAROZZI 1954, Abb. 31, Nr. 5) wird in anderen Plattformen als Markerhorizont verwendet und wird mit dem Übergang von Transgressions/Regressions-Zyklen zur geschlossenen Lagune (SCHLAGINTWEIT, GAWLICK, LEIN, 2005) in Verbindung gebracht. Diese gebankte Folge der Transgressions/Regressions-Zyklen fehlt am Mitterberg fast gänzlich.

Es folgt ein kurzer Übergangsbereich mit einigen Resten von Gerüstbildnern, die vom zentralen Riff stammen. Danach entwickelt sich ein Ablagerungsraum in bewegtem Flachwasser. Neben den wenigen milioliden und biserialen Foraminiferen treten in einer mikritischen Matrix vor allem Algen und Inkrustierer auf, die jedoch ab hier weniger werden.

Die Menge an Algen, von welchen die Gattungen *Campbelliella striata* (CAROZZI 1954, Abb. 31, Nr. 5), *Salpingoporella sellii* (CRESCENTI 1959), *Clypeina jurassica* (FAVRE & RICHARDS 1991, Abb. 31, Nr. 4) und *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI 1922, Abb. 30, Nr. 4) bestimmt werden konnten, nimmt gegen Osten kontinuierlich zu. In den Wackstones, Packstones und Rudstones dieser Zone sind auch Bivalvia, vergleichsweise große Gastropoden und Serpuliden enthalten. Von den Serpuliden wurden die Gattungen *Carpathiella plassenensis* und *Carpathiella triangulata* vorgefunden. Tiefere Abschnitte der Lagune sind durch geringen Fossilinhalt gekennzeichnet.

Am Ostrand des Mitterberges, der stark tektonisch beansprucht ist, treten in einem eng begrenzten Raum peloidale Packstones auf. Sie zeigen, dass das auch hier das bewegte Flachwasser vorherrscht und es noch keine Anzeichen eines Drownings gibt. Als ganzes betrachtet entspricht dieser Faziesraum einer offenen Lagune, was durch einzelne eingeschwemmte Organismen wie Crinoidenbruchstücke angezeigt wird. Das Stadium der geschlossenen Lagune kann nicht nachgewiesen werden.

Abbildung 26 (S. 51):

- Nr. 1: Probe RH 45: Mikrofazies des Plassenkalk: *Crescentiella* in Wackstone am Slope
- Nr. 2: Probe RH 45: Mikrofazies im Plassenkalk: *Crescentiella*, Crinoidenbruchstücke und Reste von Riffbildnern in Wackstone bis Packstone am Slope
- Nr. 3: Probe RH 46: Mikrofazies im Plassenkalk: Benthosforaminifere und Reste von Gerüstbildnern in Wackstone bis Packstone am Slope
- Nr. 4: Probe RH 46: Mikrofazies im Plassenkalk: Benthosforaminifere (*Lituolidae?*) in Wackstone bis Packstone am Slope
- Nr. 5: Probe RH 46: Mikrofazies im Plassenkalk: Benthosforaminifere am riffnahen Slope
- Nr. 6: Probe RH 47: Mikrofazies im Plassenkalk: *Crescentiella*, Benthosforaminifere am riffnahen Slope
- Nr. 7: Probe RH 47: Mikrofazies im Plassenkalk: grobkörniger Vorriffschutt
- Nr. 8: Probe RH 47: Mikrofazies im Plassenkalk: Korallenrest im Vorriffschutt

Abbildung 27 (S. 52):

- Nr. 1: Probe RH 50: Mikrofazies im Plassenkalk: *Salpingoporella johnsoni* (DRAGASTAN 1989) im Vorriffschutt
- Nr. 2: Probe RH 50: Mikrofazies im Plassenkalk: Reste von Gerüstbildnern und *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI 1922) im Vorriffschutt
- Nr. 3: Probe RH 50: Mikrofazies im Plassenkalk: *Carpathiella perforata* (MISIK, SOTAK & ZIEGLER 1999) zusammen mit Gerüstbildnern, Inkrustierern am riffnahem Slope
- Nr. 4: Probe RH 51: Mikrofazies im Plassenkalk: *Lituolidae* und umkrustete Crinoidenbruchstücke des riffnahen Slopes
- Nr. 5: Probe RH 51: Mikrofazies im Plassenkalk: *Anisoporella jurassica* (ENDO 1961)
- Nr. 6: Probe RH 52: Mikrofazies im Plassenkalk: *Clypeina sp.* im Vorriffschutt
- Nr. 7: Probe RH 52: Mikrofazies im Plassenkalk: *Clypeina sp. parasolkani* (FARINACCI & RADOICIC 1991) im Vorriffbereich
- Nr. 8: Probe RH 52: Mikrofazies im Plassenkalk: *Carpathiella plassenensis* (SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2002) im Vorriffbereich

Abbildung 28 (S. 53):

- Nr. 1: Probe RH 52: Mikrofazies im Plassenkalk: *Kilianina rahonensis* (FOURY & VINCENT 1967) neben Resten vom Riff
- Nr. 2: Probe RH 53: Mikrofazies im Plassenkalk: Dasycladales im Vorriffschutt
- Nr. 3: Probe RH 53: Mikrofazies im Plassenkalk: *Anisoporella jurassica* (ENDO 1961) neben *Crescentiella* und Resten von *Montenegrella sp.* sowie anderen unbestimmbaren Gerüstbildnern
- Nr. 4: Probe RH 54: Mikrofazies im Plassenkalk: Cyanobacterium
- Nr. 5: Probe RH 55: Mikrofazies im Plassenkalk: Oosparit der Sandbarren-Fazies im Rückriff
- Nr. 6: Probe RH 55: Mikrofazies im Plassenkalk: Ooide, Pelloide, *Campbelliella striata* (CAROZZI 1954), biserielle Foraminifere in Oosparit im Rückriff
- Nr. 7: Probe RH 55: Mikrofazies im Plassenkalk: *Protopeneroplis sp. Sulcata* (WEYNSCHENK 1950) in Oosparit im Rückriff
- Nr. 8: Probe RH 55: Mikrofazies im Plassenkalk: Ooide, Pelloide, *Campbelliella striata* (CAROZZI 1954), Koralle, Inkrustierer in Oosparit im Rückriff

Abbildung 29 (S. 54):

- Nr. 1: Probe RH 55: Mikrofazies im Plassenkalk: *Hedstroemia* in Oosparit im Rückriff
- Nr. 2: Probe RH 55: Mikrofazies im Plassenkalk: *Lithocodium aggregatum* (ELLIOT 1956) in Oosparit im Rückriff
- Nr. 3: Probe RH 55: Mikrofazies im Plassenkalk: *Mohlerina basiliensis* (MOHLER 1938) im Vorriffschutt
- Nr. 4: Probe RH 56: Mikrofazies im Plassenkalk: *Korallen* im groben Vorriffschutt
- Nr. 5: Probe RH : Mikrofazies im Plassenkalk: *Hedstroemia*-, *Salpingoporella*- und *Thaumatoporella*-Reste im Vorriffschutt
- Nr. 6: Probe RH 57: Mikrofazies im Plassenkalk: Tektonische Breccie mit Ultrastylolithen

Abbildung 30 (S. 55):

- Nr. 1: Probe RH 59: Mikrofazies im Plassenkalk: Mikrofazies des zentralen Riffs mit Algen, Korallen und zahlreichen Serpuliden
- Nr. 2: Probe RH 59: Mikrofazies im Plassenkalk: zentrales Riff, *Kurnubia palastiniensis* (HENSON 1948)
- Nr. 3: Probe RH 64: Mikrofazies im Plassenkalk: zentrales Riff, Stromatoporoiden
- Nr. 4: Probe RH :64 Mikrofazies im Plassenkalk: *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI 1922) im Vorriffschutt
- Nr. 5: Probe RH 65: Mikrofazies im Plassenkalk: Oosparit im Rückriff mit Gastropden, Foraminiferen, Clypeina, Stromatoporoiden, daneben Bohrspuren und Peloide
- Nr. 6: Probe RH 67: Mikrofazies in der Hierlatzkalk-Subformation: crinoidaler Grainstone
- Nr. 7: Probe RH 71: Mikrofazies im Plassenkalk: *Redmondoides lugeoni* (SEPTFONTAINE 1977)
- Nr. 8: Probe RH 71: Mikrofazies im Plassenkalk: *Valvulinidae*

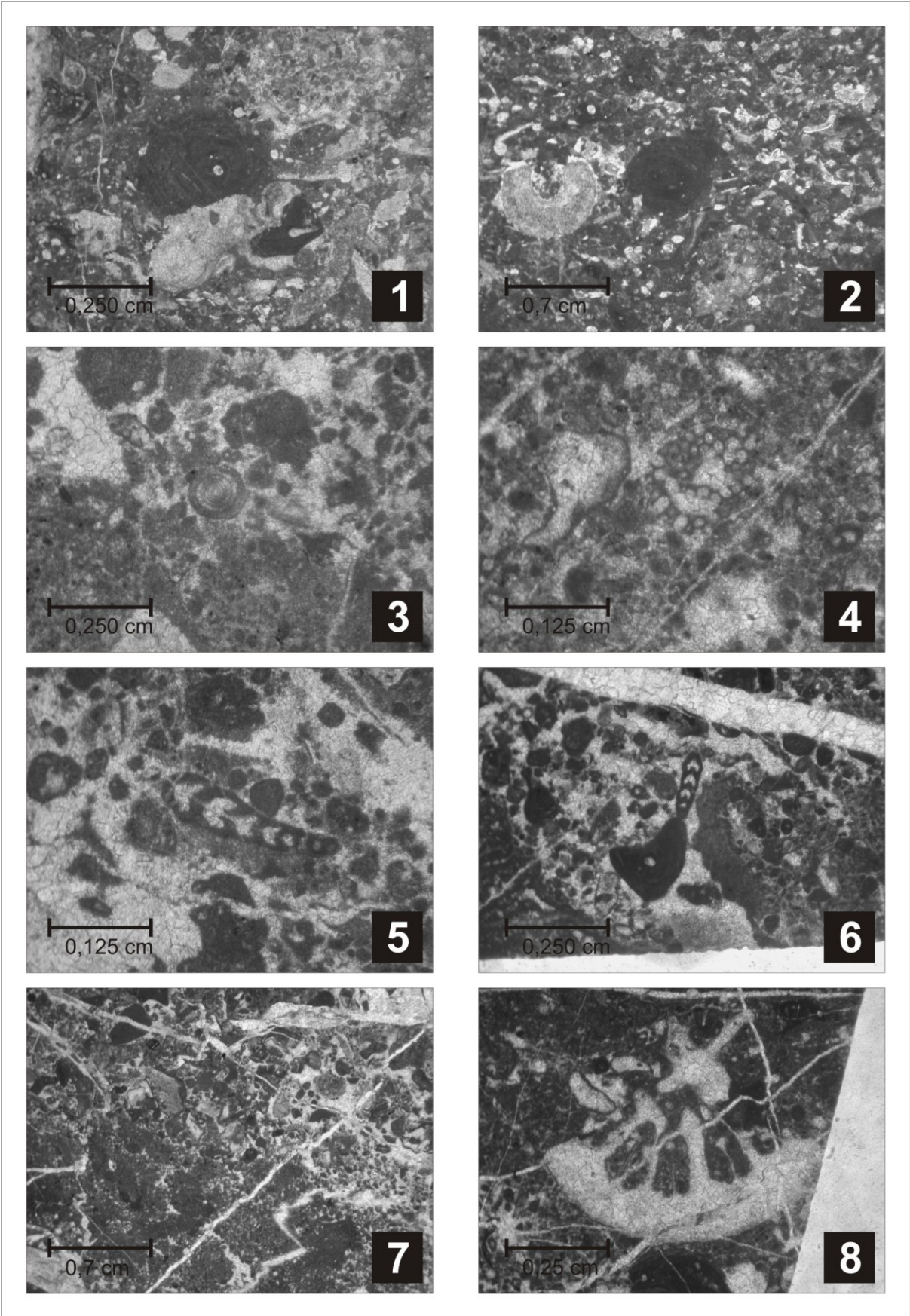


Abb. 26: Mikrofazies der Plassen-Karbonatplattform



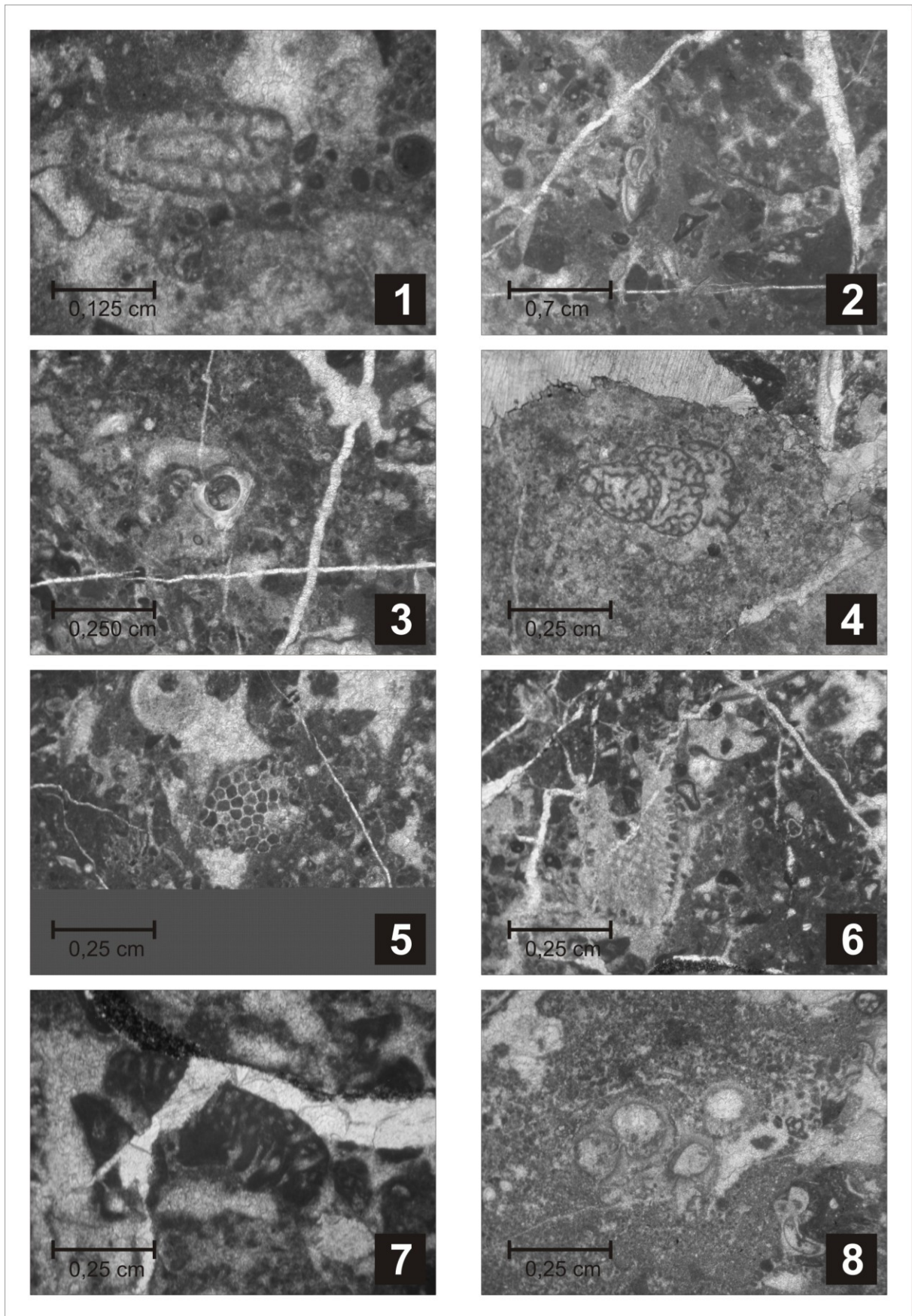


Abb. 27: Mikrofazies der Plassen-Karbonatplattform

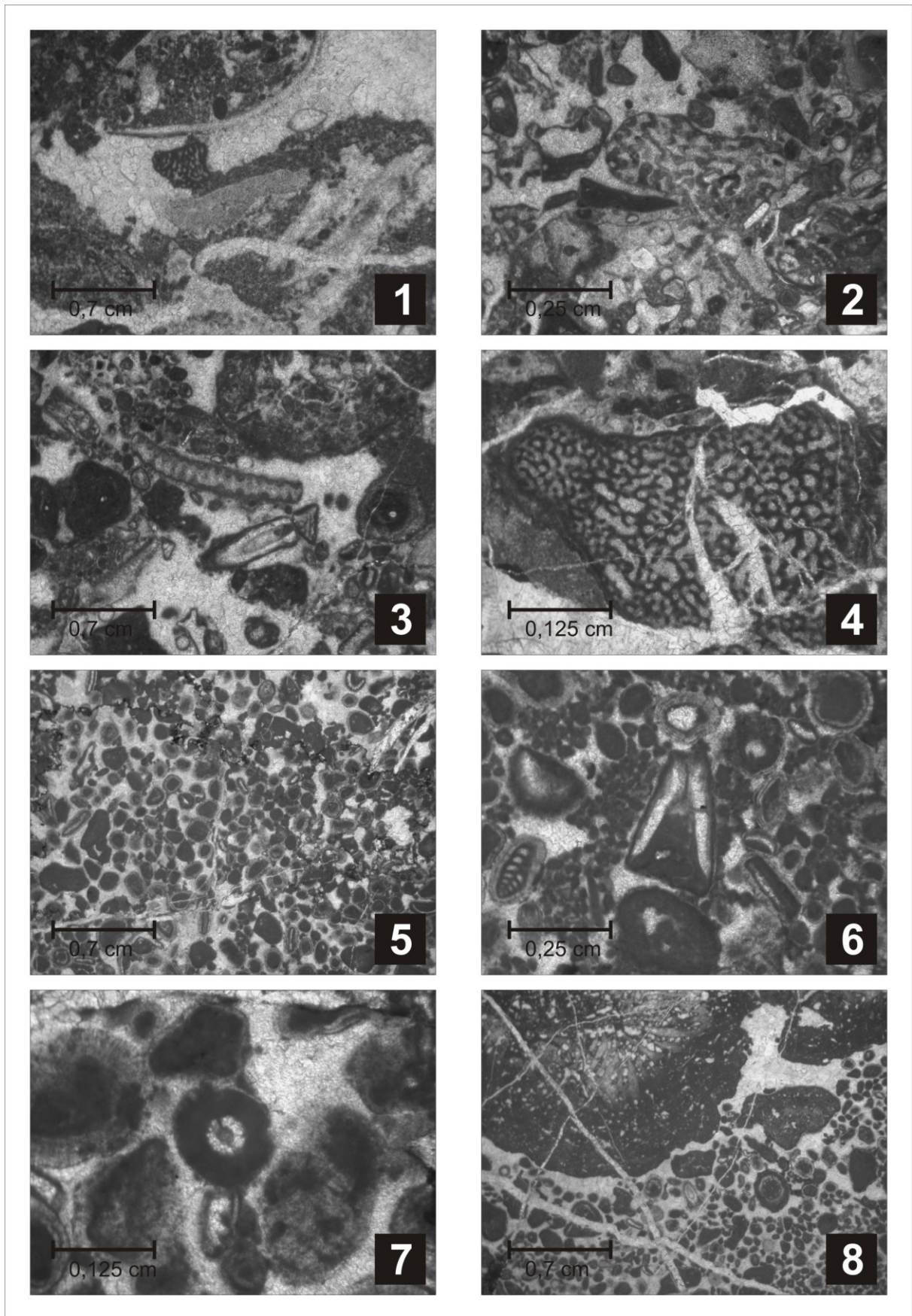


Abb. 28: Mikrofazies der Plassen-Karbonatplattform

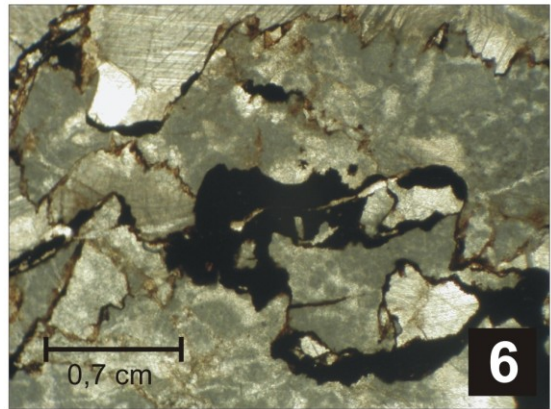
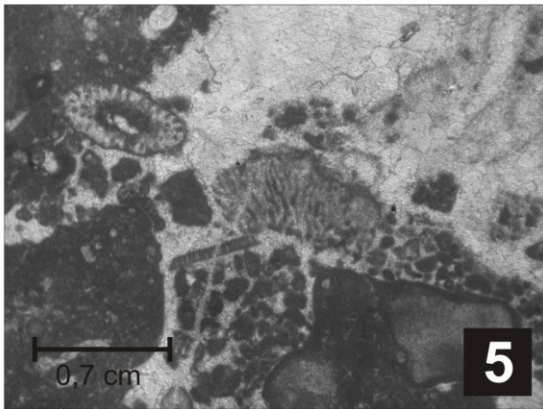
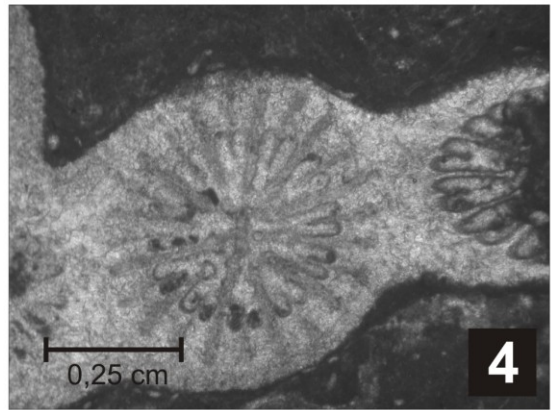
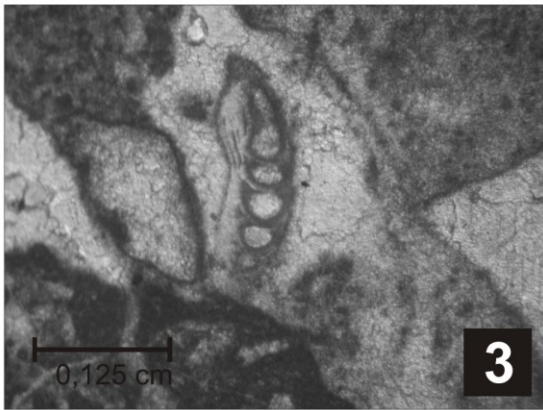
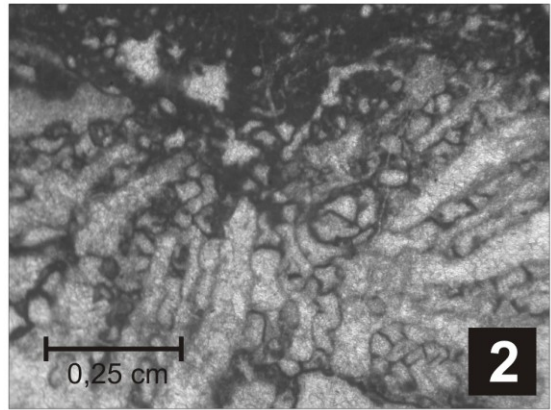
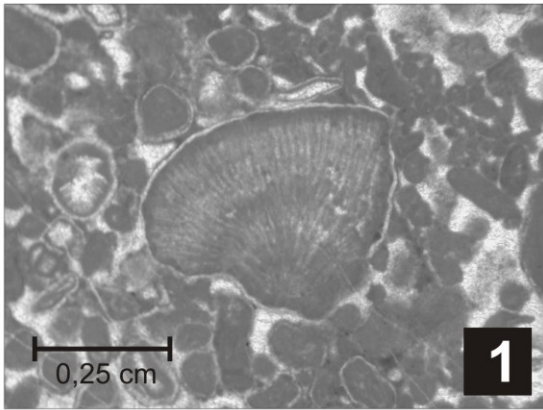


Abb. 29: Mikrofazies der Plassen-Karbonatplattform

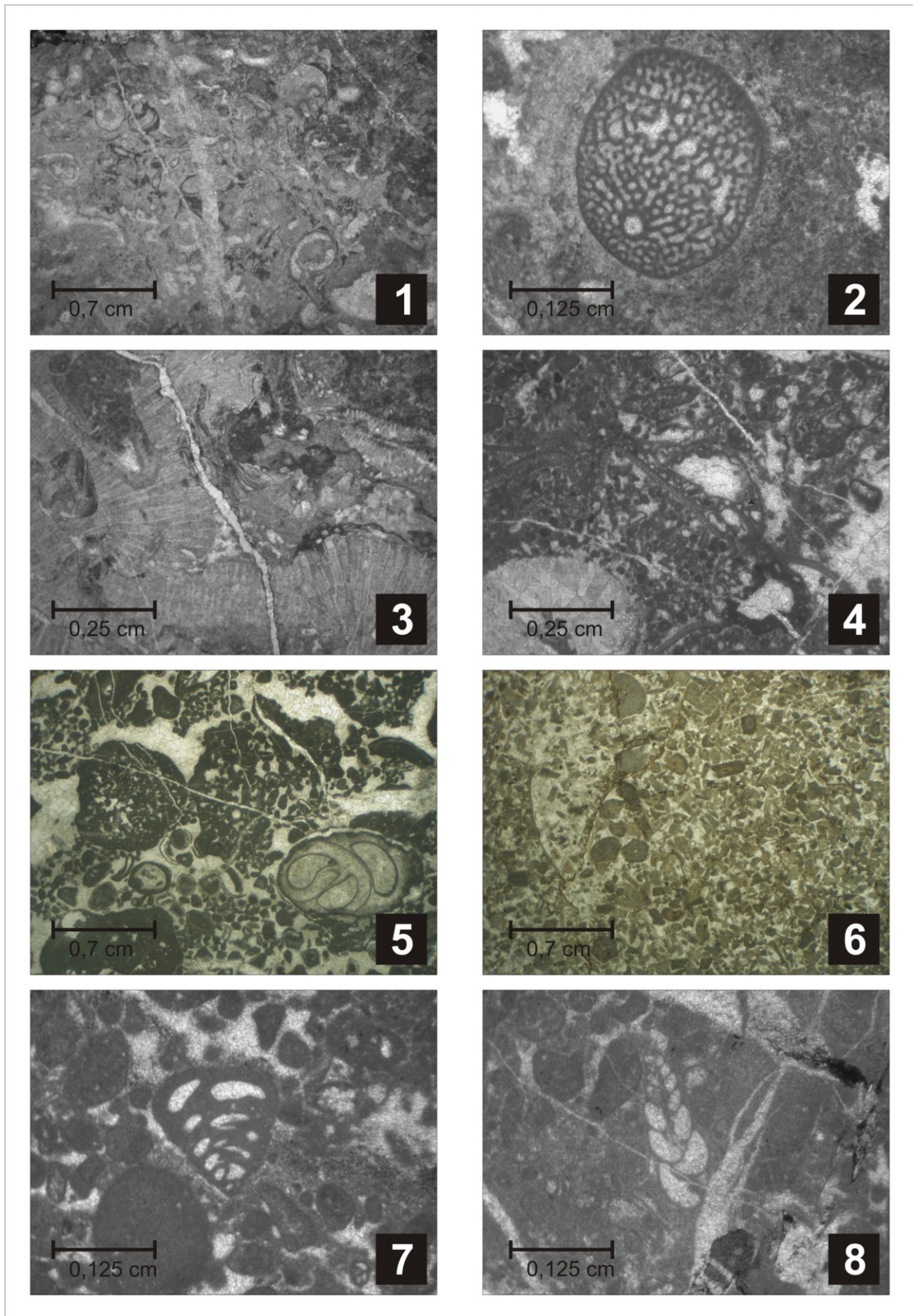
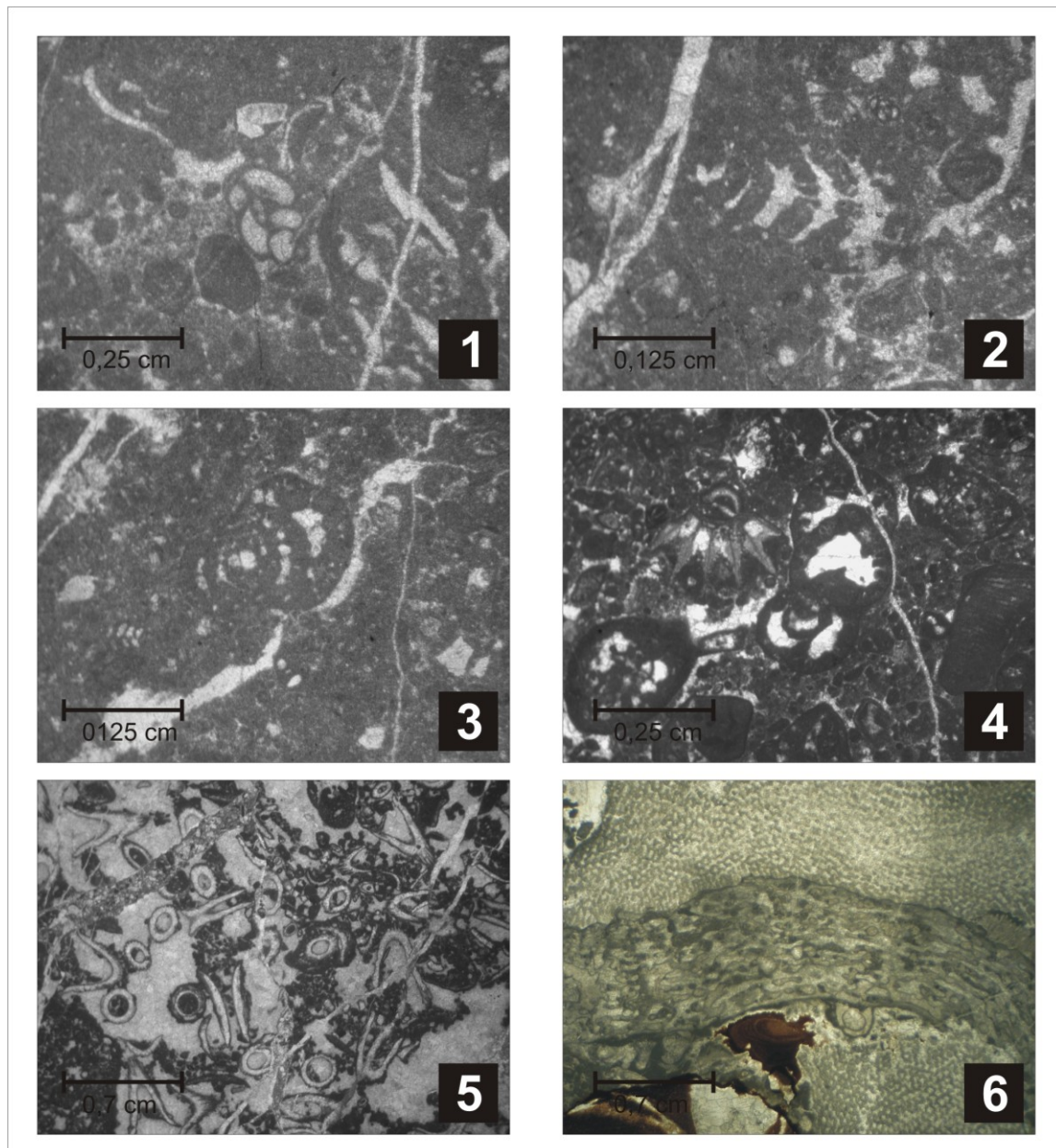


Abb. 30: Mikrofazies der Plassen-Karbonatplattform

Abbildung 31:

- Nr. 1: Probe RH 71: Mikrofazies im Plassenkalk: Rückriff: *Siphovalvolina variabilis* (SEPTFONTAINE 1988)
- Nr. 2: Probe RH 73: Mikrofazies im Plassenkalk: Rückriff: *Rectocyclammina* sp.
- Nr. 3: Probe RH 73: Mikrofazies im Plassenkalk: Rückriff: *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA 1890)
- Nr. 4: Probe RH 75: Mikrofazies im Plassenkalk: Rückriff: *Clypeina jurassica* (FAVRE & RICHARDS 1991) und *Pseudocyclammina* sp.
- Nr. 5: Probe RH 77: Mikrofazies im Plassenkalk: Rückriff: verschiedene Schnittlagen von *Campbelliella striata* (CAROZZI 1954)
- Nr. 6: Probe RH 84: Mikrofazies im Plassenkalk: Rückriff: Stromatoporen, Bohrspuren



### 3.4.2 Stratigraphie

Zur Altersbestimmung der Flachwasserkarbonate auf der Roten Wand und am Mitterberg sind hier noch einmal die identifizierten Gattungen aufgelistet:

#### Slope

*Anisoporella jurassica* (ENDO 1961)  
*Carpathiella perforata* (MISIK, SOTAK & ZIEGLER 1999)  
*Carpathiella plassenensis* (SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2002)  
*Clypeina sp. parasolkani* (FARINACCI & RADOICIC 1991)  
*Crescentiella*  
*Lituolidae*  
*Salpingoporella johnsoni* (DRAGASTAN 1989)  
*Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI 1922)

#### Zentrales Riff

*Kilianina rahonensis* (FOURY & VINCENT 1967)  
*Kurnubia palastiniensis* (HENSON 1948)

#### Rückriff

*Campbelliella striata* (CAROZZI 1954)  
*Clypeina jurassica* (FAVRE & RICHARDS 1991)  
*Lithocodium aggregatum* (ELLIOT 1956)  
*Mohlerina basiliensis* (MOHLER 1938)  
*Protopenneroplis sp. Sulcata* (WEYNSCHENK 1950)  
*Redmondoides lugeoni* (SEPTFONTAINE 1977)  
*Valvulinidae*

In der folgenden Abbildung ist die stratigraphische Verbreitung jener Organismen am Plassen, die auch im Untersuchungsgebiet identifiziert wurden, aufgelistet (Abb. 32a). Am Plassen wurden einige Organismen ausgewählt, um eine Biozonierung vorzunehmen. Diese Biozonierung ist zum Vergleich abgebildet (Abb. 32b, aus SCHLAGINTWEIT, GAWLICK, LEIN, 2005).

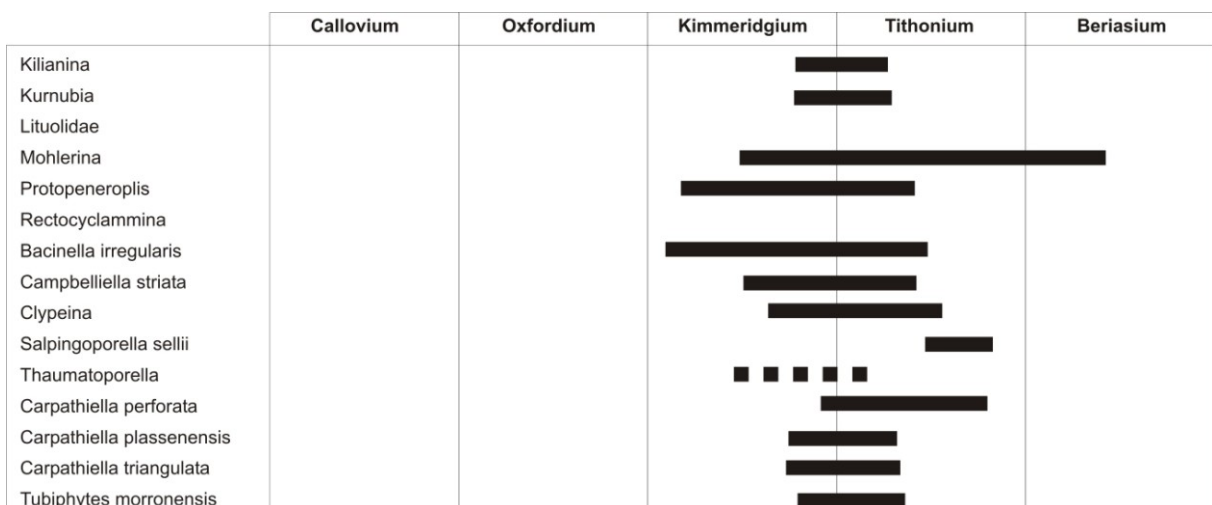


Abb. 32a: Stratigraphische Verbreitung einiger Organismen am Plassen, die auch auf der Roten Wand und am Mitterberg verbreitet sind

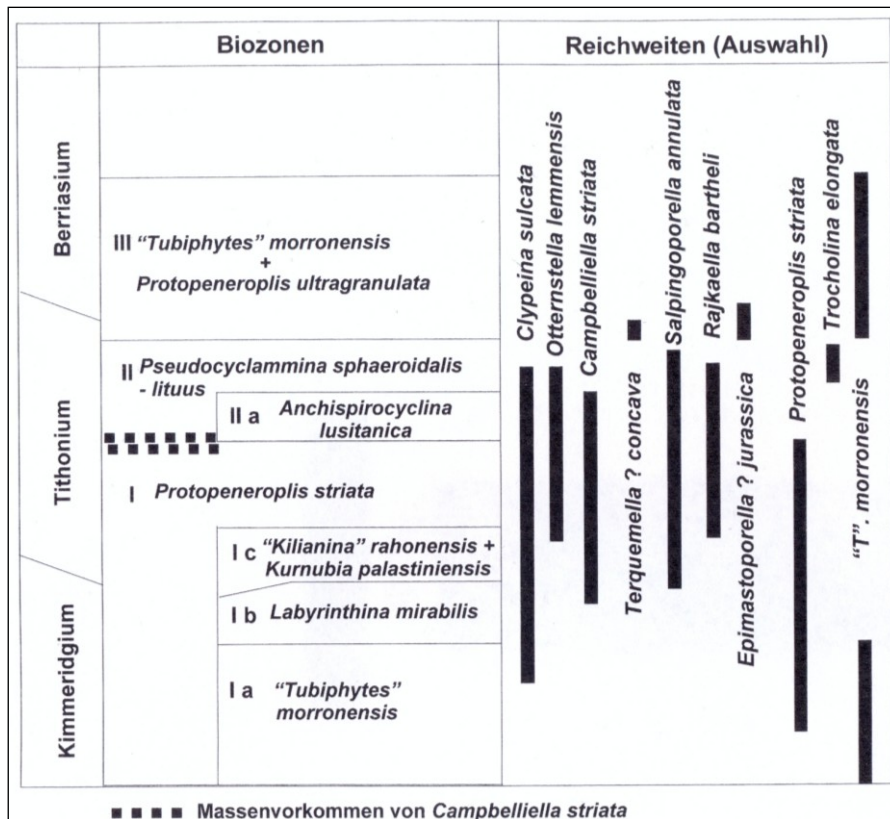


Abb. 32b: Stratigraphie mit Hilfe einiger ausgewählter Organismen in der Typlokalität des Plassenkalkes sensu stricto (aus SCHLAGINTWEIT, GAWLICK, LEIN, 2005)

Aus den Daten in Abbildung 32a kann darauf geschlossen werden, dass das Alter der Flachwasserkarbonate von der Mitte des Kimmeridgium bis in die Mitte des Tithonium reicht. Eine genaue Zuordnung der einzelnen Faziestypen ist aufgrund der geringen Anzahl der bestimmaren Organismen schwierig. Tendenziell kann man die Slopeseidemente etwas älter (Kimmeridgium) als die des zentralen Riffs (Kimmeridgium bis Tithonium ) und der Lagune (Tithonium) einordnen. Das Berriasium wird nicht erreicht.

### 3.4.3 Lagerungsverhältnisse

Wie bereits durch HAHN (1913) und GEYER (1913) festgestellt wurde, sind die Lagerungsverhältnisse auch auf der Roten Wand stark durch Störungen und gravitativ abgleitenden Blöcken geprägt. Es gibt mehrere kleine Störungen, die nur innerhalb einer Formation für einen geringen Versatz sorgen, aber zur Zerteilung des Gebirgskörpers führen. Eine davon ist in der Gipfelwand sichtbar. Sie streicht nahe des Rote-Wand-Gipfels in NE-SW-Richtung und führt zur Kataklase in einem eng begrenzten Bereich. Dasselbe gilt für eine flache Störung, in der in einem 10 cm dicken Bereich Spröddefomation geherrscht hat (Abb. 33, 34). Beide lassen sich außerhalb der Plassen-Formation nicht weiterverfolgen. Sie müssen daher schon vor oder während des Transports in die heutige Lage der Formation angelegt worden sein.

Der Ausbiss von zwei markanten Bewegungsbahnen befindet sich auf der Südseite des Mitterberges (Abb. 35). Eine Abschiebung mit NW-SE-Streichen und einer Neigung von 60° versetzt im

Grenzbereich den östlichen Block gegenüber dem westlichen. Die Bewegungsrichtung kann anhand von Flexuren im Gestein nachvollzogen werden. Die zweite hat eine konjugierte Richtung zur ersten und ist später entstanden. Diese beiden Störungen befinden sich im Grenzbereich der Fazieszonen des Slopes und des zentralen Riffs. Sie ziehen in diesem Dehnungsbereich verstärkte Verkarstung nach sich, die sich aber erst in der jüngeren Vergangenheit ausgebildet hat. Am Plateau des Mitterberges zeichnen zwei langgezogene Rinnen ihren Verlauf nach. Sie sind teilweise mit Karstfüllungen verlegt, wodurch eine Vernässungszone entstehen konnte.

Eine sedimentäre Schichtung konnte aufgrund des massigen Erscheinungsbildes nur auf der Westseite der Roten Wand eindeutig identifiziert werden. In Gipfelnähe und südlich davon ist das Einfallen gegen SE  $60^\circ$  bis  $80^\circ$  steil. Ein so steiles Einfallen steht im Zusammenhang mit der Sedimentation auf einem riffnahen Slope, wo durch die Inkrustierer die steile Neigung möglich gemacht wird. Das ist die gleiche Richtung wie in der Unterlagerung. Südlich des Gipfels ist ein Streifen durch eine steil gegen Norden einfallende Störung vom Gipfelbereich abgesetzt (Abb. 33). Diese Störung findet ihre Fortsetzung an der Trennlinie zwischen Alpinem Haselgebirge und der Schwellenfazies am Schober sowie in der Nähe des Brunnsteiner Sees im Dachsteinkalk. Gleich wie südlich des Roten-Wand-Gipfels resultiert dies im unmittelbaren Bereich der Störungszone in einer spröden Deformation, die eine hohe Klüftigkeit nach sich zieht. Außerdem kommt es zur Ausbildung von Gleitblöcken, die sich in südlicher Richtung ablösen.

Im östlichen Teil am Mitterberg lässt sich die sedimentäre Schichtung nur mehr sehr schwer nachvollziehen. Durch die starke Durchtrennung mit offenen Klüften in diesem Bereich und die starke Verkarstung, die zur Ausbildung eines brecciös wirkenden Gesteins führt, ist das Erscheinungsbild makroskopisch gesehen massig. Generell darf man annehmen, dass die Schichtung flach gegen SE einfällt.



Abb. 33: Störung auf der Westseite der Roten Wand





Abb. 34: Störungen innerhalb der Plassen-Formation auf der Westseite der Roten Wand



Abb. 35: Störungen auf der Südseite des Mitterberges und Karsterscheinungen

#### 4 Diskussion der kartierten Schichtfolge

Auf Basis der der neuen Daten und den Daten, die in älteren Untersuchungen gewonnen wurden, müssen Teilbereiche des Untersuchungsgebietes neu interpretiert (Abb. 36). Dazu muss zunächst aufgrund der geringen Flächenausdehnung eine Modellwahl getroffen werden, die die paläogeographischen Aspekte vorwegnimmt. Danach kann die Schichtfolge in diesem Zusammenhang besser interpretiert werden. Die Kartiererergebnisse sind einschließlich der Profile in den Abbildungen 36 bis 39 dargestellt. Es wurden in der geologischen Karte Ergebnisse von OTTNER (1990) und GEYER (1913) mitverarbeitet. Weiters muss darauf hingewiesen werden, dass *Saccocoma*-Formation in weiten Teilbereichen nicht auf dem Alpenen Haselgebirge sondern auf der Radiolaritsequenz liegt beziehungsweise in diese übergeht.

Es stehen als Diskussionsgrundlage mehrere Modelle zur Verfügung. Das erste ist das klassische Modell mit den drei „Hallstätter Kanälen“ als Ausgangspunkt in der Ober-Trias für die folgende Gleittektonik (TOLLMANN 1981). In jüngeren Arbeiten besteht Einigkeit darüber, dass es sich in der Hallstätter Zone um einen zusammenhängenden Bereich gehandelt haben muss. Aufgrund der Tatsache, dass das es sich im Ober-Jura nicht um eine tektonisch ruhige Phase gehandelt hat, scheidet auch das Modell von MANDL (2000) aus. Das Modell von FRANK & SCHLAGER (2006) erklärt nicht, wie das Alpine Haselgebirge über der Radiolaritsequenz abgelagert werden konnte. Es schließt auch die Möglichkeit aus, die oberjurassische Karbonatplattformentwicklung in die Interpretation miteinzubeziehen. Die Verhältnisse im untersuchten Gebiet können derzeit nur mit dem Modell von GAWLICK & FRISCH (2003) unter Berücksichtigung der jüngsten Erkenntnisse (MISSONI & GAWLICK 2011) interpretiert werden.

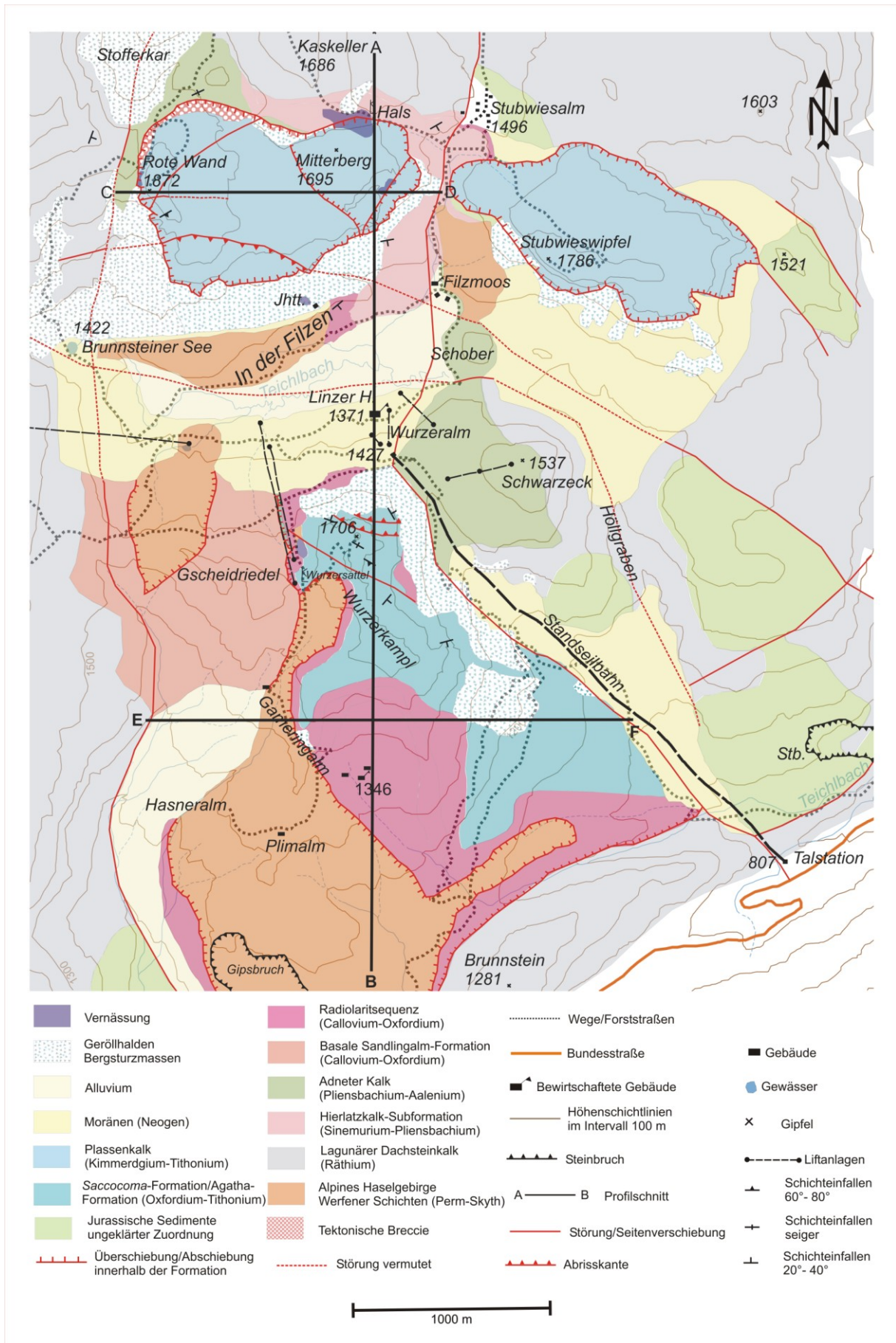


Abb. 36: Geologische Karte unter Einschließung der Ergebnisse von OTTNER (1990) und GEYER (1913)

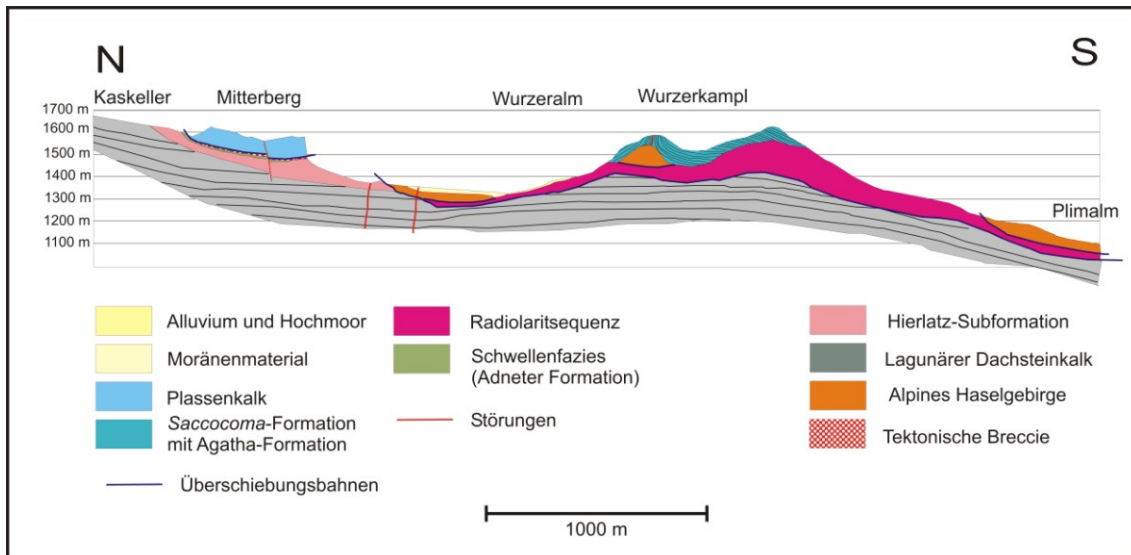


Abb. 37: N-S-Profil durch Mitterberg und Wurzerkampl, Schnittlinie A-B

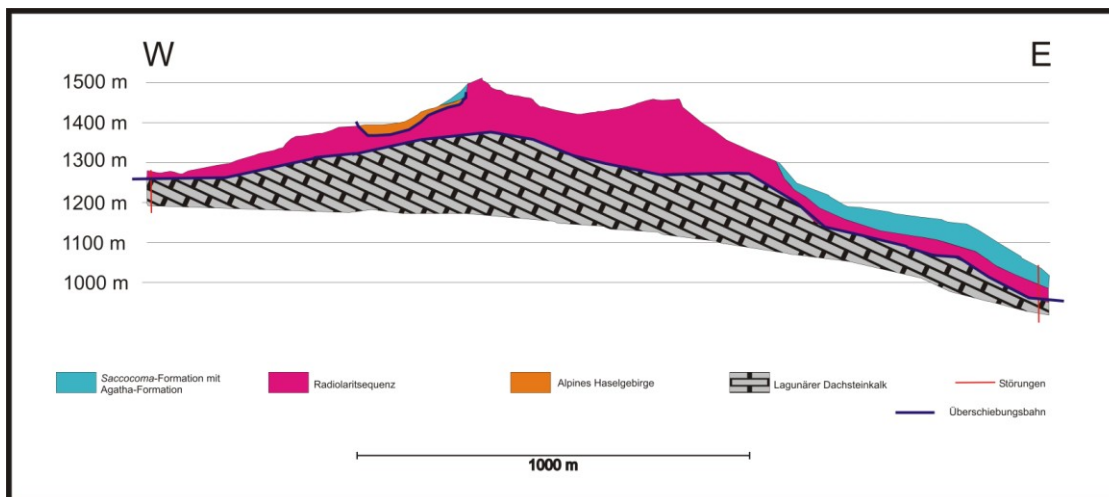


Abb. 38: W-E-Profil durch Wurzerkampl, Schnittlinie E-F

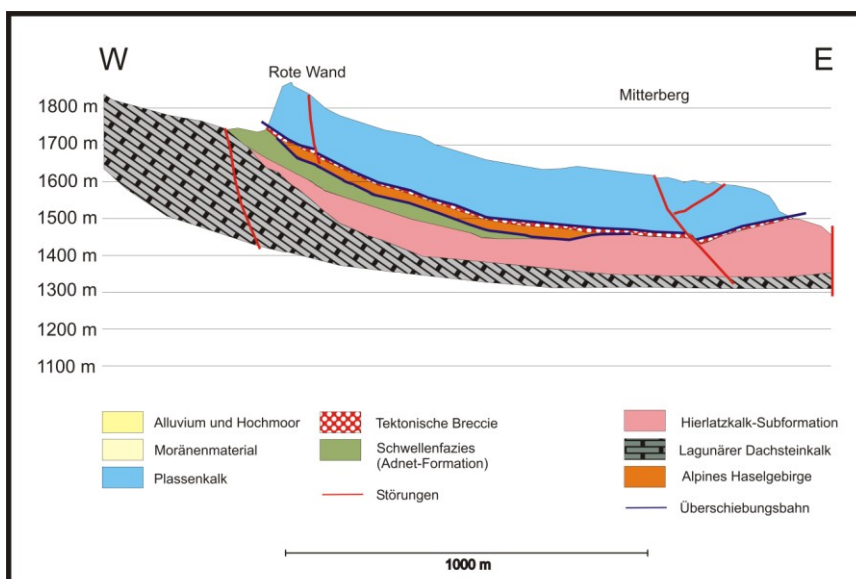


Abb. 39: W-E-Profil durch Rote Wand und Mitterberg, Schnittlinie C-D

#### **4.1 Wurzerkampl**

Am Wurzerkampl überlagert die *Saccocoma*-Formation das Alpine Haselgebirge und im Liegenden befindet sich die Radiolaritsequenz. Für eine Interpretation ist die paläogeographische Zuordnung von Bedeutung.

In und über der Radiolaritsequenz befinden sich ausschließlich große Rutschblöcke der Hallstätter Zone (=Hallstatt Mélange; FRISCH & GAWLICK 2003). Aus diesem Grund und wegen des Alters (Callovium bis Oxfordium) würde sich die Zuordnung zur Sandlingalm-Formation (definiert von GAWLICK et al. 2007) anbieten. Problematisch ist in diesem Zusammenhang, dass in der Typlokalität auch Komponenten, Massflows und Megabreccien der Hallstätter Kalke und Pötschen-Formation vorkommen. Auch Vulkanoklastika wurden vorgefunden (GAWLICK 2007). Wenn man aber auf die geringe Ausdehnung des Gebietes verweist, ist eine solche Zuordnung durchaus möglich.

Der *Saccocoma*-Kalk wird als hemipelagische Beckenfüllung abgelagert, nachdem sich der Block aus dem Sandlingalm-Becken bereits in Richtung NW bewegt hat. Sein relativ hoher Kalk-Gehalt und das Vorhandensein von Flachwasserkomponenten (Clypeina, Crinoidenkrus, etc.) beweisen seine nahe Lage zu einer progradierenden Plattform. Die ursprüngliche paläogeographische Lage an der Nordseite des Sillenkopf-Beckens (im Sinne von MISSONI et al. 2001, Abb. 40). Die Flachwasserkomponenten können daher sowohl von der Lärchberg-Karbonatplattform nach SCHLAGINTWEIT & GAWLICK (2007) oder der Plassen-Karbonatplattform (sensu stricto) stammen.

Aus der Konstellation ergibt sich die Frage, ob die Flachwasserkarbonate der Roten Wand mit den *Saccocoma*-Kalken in Verbindung stehen. Die Schichtfolge zeigt, dass es sich um zwei voneinander unabhängige Blöcke handelt. Es sprechen auch die räumliche Nähe und die fehlenden Flachwassersedimente oberhalb der *Saccocoma*-Kalke dagegen. Folglich muss ein Transport des gesamten Blockes, der innerhalb der radiolaritischen Hallstatt Mélange abgeschert wurde, stattgefunden haben. Aufgrund des duktilen Verhaltens der Evaporite sind große Transportweiten realisierbar. Der Transport erfolgt in Richtung Nordwesten und endet in ihrer heutigen Position. Der Zeitpunkt des Transportes bleibt fraglich. Er erfolgt zumindest vor dem Transport des Blockes der Roten Wand, weil die Hallstatt Mélange darunter liegt. Er muss aber nach der Ablagerung des *Saccocoma*-Kalkes im Tithonium stattgefunden haben. Die Bewegung der beiden Blöcke ist wahrscheinlich bis zum Einsetzen der gosauischen Phase abgeschlossen.

#### **4.2 Rote Wand und Mitterberg**

Die Schichtfolge stimmt prinzipiell mit einigen alten Forschungsergebnissen überein. Die Oberalm-Formation ist dort aber gleich wie am Wurzerkampl nicht vertreten. Fast Deckungsgleich zu den alten Ergebnissen ist die Verbreitung der liassischen Sedimente. Sie bilden im Prinzip bei ihrer Ablagerung das obertriassische Relief ab. Der darüberliegende allochthone Teil der Hallstätter Mélange ist nur die Fortsetzung jenes Gleitblockes, der südlich des Wurzerkampls erosiv freigelegt vorhanden ist. Sie reicht bis unter die Rote Wand, ist aber nördlich nicht aufgeschlossen (Abb. 37).

Ein weiterer Unterschied zu den vorhergehenden Arbeiten ergibt sich darin, dass keine echten pelagischen oder hemipelagischen Sedimente unter dieser Abfolge vorliegen. Es fehlt also der ganze

Bereich zwischen Adnet-Formation und Plassen-Formation (sensu lato) unter dem Gesichtspunkt, dass die Hallstatt Mélange als allochthon angesehen wird. Diese Schichtlücke ist am einfachsten mit Allochthonie zu erklären. Die Plassen-Formation liegt tektonisch reduziert vor. Man muss von einem kurzen Transportweg ausgehen, der nur wenige Kilometer betragen hat. Die kurze Transportstrecke kann damit begründet werden, dass kein duktiler Abscherhorizont vorhanden ist. Der Transportweg führt von der ursprünglichen paläogeographischen Lage nach SE in die heutige Position (Abb. 40).

Problematisch ist außerdem die zur Typlokalität abweichende Schichtfolge in Bezug auf die Fazieszonierung. Es wäre denkbar, die ganze Einheit nicht der Plattform der Typlokalität sondern einer anderen zuzuordnen. Die Lärchberg-Karbonatplattform würde sich dafür anbieten. Das angestrebte Modell mit einem kurzen Transportweg der Plassen-Kalke und einem langen des „Blockes Wurzerkampl“ widerspricht dieser Variante.

Die Riffentwicklung kann in mehrere Teile zerlegt werden. Sie beginnt im Gebiet der Roten Wand mit Slopesedimenten, die einem shallowing-upward-Zyklus folgen bis sie das Riffstadium erreicht. Darauf folgt eine kurze Phase, in der es auch zum Trockenfallen kommt und schließlich zur Ausbildung einer offenen Lagune, die durch eine stark reduzierte Fauna (*Campbelliellen*-Kalke) induziert wird. Es folgt die Entwicklung von normalen lagunären Sedimenten. Alle Phasen treten vergleichsweise reduziert auf und sind basal tektonisch amputiert.

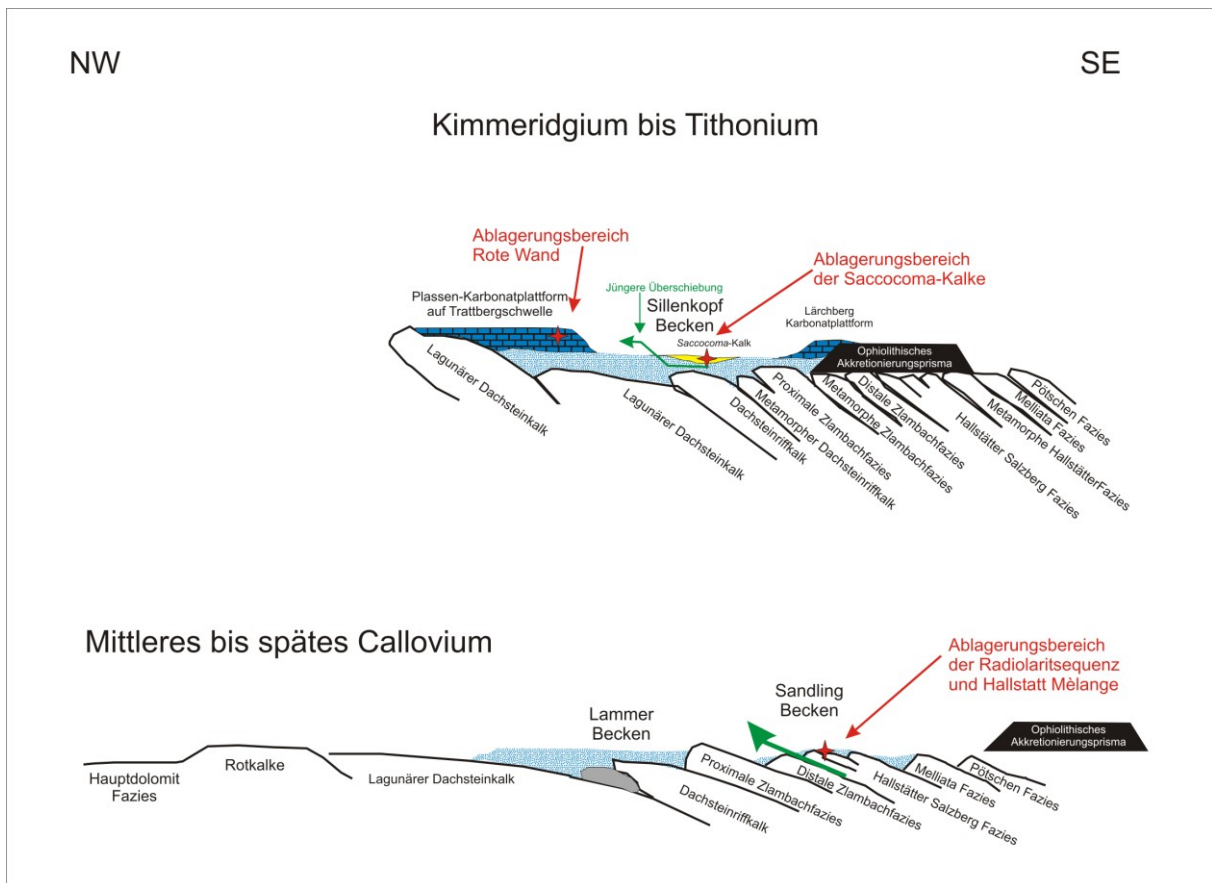


Abb. 40: Paläogeographische Lage der Gesteine am Wurzerkampl und auf der Roten Wand/Mitterberg (vereinfacht, auf Basis des Modells in MISSONI & GAWLICK 2011): im Callovium bis Oxfordium Entwicklung der Mèlange mit Gleitschollen aus der Hallstätter Zone im Sandling Becken und ersten Transport (nach Obduktion), Entwicklung der *Saccocoma*-Kalke über diesem Bereich, Abscherung und Transport Richtung NW in einer jüngeren Überschiebung in die heutige Position nahe der Plassen Karbonatplattform

## 5 Geotechnische Bedeutung

Gerade in gebirgegen Gebieten, die komplexe tektonische Verhältnisse gepaart mit unterschiedlich kompetenten Litholgien aufweisen, sind Massenbewegungen ein weit verbreitetes Problem. Das Verständnis für diese Phänomene sollte aus geologischer Sicht verbessert werden. Ähnlich verhält es sich mit der Gewinnung von Grund- und Quellwasser. Beide Aufgabengebiete erfordern ein umfassendes geologisches Bild einer Region.

### 5.1 Geotechnische Bearbeitungen

Geotechnische Betrachtungen in der Umgebung der Wurzer Alm wurden im Zusammenhang mit Massenbewegungen angestellt. Diese finden sowohl an den Flanken beiderseits des Wurzerkampls als auch östlich des Mitterberges und westlich der Roten Wand statt. In der geologischen Karte der

Geologischen Bundesanstalt im Maßstab 1:200000 ist auch die gesamte Südflanke des Mitterberges als Bergsturzmasse ausgewiesen.

Im Bereich südwestlich des Wurzerkampl-Gipfels gibt es oberhalb des Tops der Radiolarite und nur wenige Meter oberhalb von den nördlichen Ausläufern des Alpiner Haselgebirges, die sich in Richtung Südwesten talwärts bewegen. An einer Bruchstruktur werden sie dort an präexistenten Klüften gelöst. Die Schichten stehen in diesem Bereich fast senkrecht, was zu der Vermutung führt, dass auch Diapirismus eine Rolle spielen könnte, der zur Steilstellung und durch Dehnung in den hangenden Bereichen zur Klüftung führt. Die größeren dieser Blöcke haben Durchmesser von maximal 5 m. Einzelne sind jedoch wesentlich größer. Beim Herabfallen in den übersteilten Hängen wird die Rutschung von feinkörnigerem Verwitterungsmaterial kurzfristig beschleunigt. Natürlich stellen die Gipslagen im unteren Bereich der Bruchzone eine gute Gleitfläche für Rutschblöcke dar, da jedoch die Entfestigung der Blöcke bereits weit oberhalb des Haselgebirges stattfindet, können sie nicht allein dafür verantwortlich sein (HIEBL 2009).

Nördlich des Gipfels gibt es ebenfalls Geröllhalden. Diese entstanden durch die bruchhafte Verwitterung der Beckensedimente am steil aufragenden Gipfelaufbau. Die Geröllhalde ragt bis an den Rand der Verebnungsfläche der Wurzeralm. Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 5 m (HIEBL 2009).

An der Ostseite des Wurzerkampls kommt es einerseits zur Ablösung von kleineren Gleitschollen und Blöcken, andererseits zur Ausbildung von Schuttströmen. Die Gleitschollen lösen sich in Kammnähe aufgrund der hangparallelen Einfallsrichtung der Schichten. Sie haben zwischen 5 m und 20 m Durchmesser. Die Gleitflächen bilden Mergellagen und verwitterte Kiesel sedimente. Die Mergellagen fungieren als Wasserstauer und werden bei Wasserzufuhr plastisch. Verwitterte Kieselkalke (Beckensedimente sind wenig biegesteif) bilden besonderes bei Wasserzufuhr ebenfalls Gleitflächen aus (HIEBL 2009).

An der Ostseite des Mitterberges treten einige offene Klüfte mit NE-SW-Streichrichtung auf, die zur Bildung von Rutschblöcken und Geröllhalden führen. Ähnliches findet auch westlich der Roten Wand statt.

Alle oben beschriebenen Phänomene bedürfen einer geologischen Klärung, die nicht nur mit den Lagerungsverhältnisse und der Schichtfolge sondern auch der sedimentären Entwicklung im Einklang stehen.

Ein zweites geotechnisches Fachgebiet, welches mit der Lage von Wasserstauern im Zusammenhang steht, ist die Hydrogeologie. Abgesehen von den Arbeiten, die in Kapitel angeführt wurden, gibt es keine hydrogeologischen Untersuchungen.

## **5.2 Lagerstätten**

Wie bereits erwähnt richtete sich das Interesse im 19. Jahrhundert auf das Gipsvorkommen im Gebiet der Hintersteiner Alm und der Gameringalm. Dieses resultierte in einer Gewinnung ab der zweiten Hälfte in diesem Jahrhundert. Diese wurde bis zur Zeit der Weltkriege weitergeführt. Im Zuge der Gründung der Firma Knauf suchte man in den 1970er Jahren nahe Vorkommen. Die logische Konsequenz war die Wiederaufnahme der Gewinnung im Jahr 1978. Bis heute wird der Abbau betrieben. Allerdings gibt es Pläne, die zu einer Beendigung der Abbautätigkeit in den nächsten



Jahren führen sollen. Daher wird in den letzten Jahren auf den Massenrohstoff Gips in vergleichbaren geologischen Gegebenheiten exploriert. Kurze Transportwege spielen dabei aus umweltpolitischer Sicht eine wichtige Rolle. Trotz des zunehmenden Verbrauchs an mineralischen Rohstoffen erhöht sich der Widerstand gegen neue Bergbautriebe, die im Spannungsfeld des Umweltschutzes und des wirtschaftlichen Nutzens stehen. Exemplarisch kann ein Gipsbruch im Nationalpark Gesäuseberge genannt werden, der trotz großen Widerstandes weiterbetrieben wird.

Für die Rohstoffgeologie bedeutet das, dass nur Modelle auf dem höchstem geologischen Niveau in die entsprechende Lagerstättenerschließung einfließen dürfen. Nur so können die Sicherheit und der wirtschaftliche Nutzen gewährleistet werden. Gleichzeitig ist an eine Nachnutzung und Renaturierung zu denken.

### **5.3 Massenbewegungen**

Es gibt im Bereich südwestlich des Wurzerkampl-Gipfels oberhalb des Tops der Radiolaritsequenz und nur wenige Meter oberhalb von den nördlichen Ausläufern der Evaporite, die sich in Richtung Südwesten talwärts bewegen. An einer Bruchstruktur werden sie dort an präexistenten Klüften gelöst. Die Schichten stehen in diesem Bereich senkrecht. Der Auftrieb durch das Haselgebirge zusammen mit einer älteren Störung sind in diesem Fall ausschlaggebend. Die größeren dieser Blöcke haben Durchmesser von maximal 5 m. Einzelne sind jedoch wesentlich größer (Abb. 41). Beim Herabfallen in den übersteilten Hängen wird die Rutschung von feinkörnigerem Verwitterungsmaterial kurzfristig beschleunigt.

Natürlich stellen die Gipslagen im unteren Bereich der Bruchzone eine gute Gleitfläche für Rutschblöcke dar, da jedoch die Entfestigung der Blöcke bereits weit oberhalb des Haselgebirges stattfindet, können sie nicht allein dafür verantwortlich sein.

Man muss also davon ausgehen, dass die Steilstellung der Schichten und das Streichen fast parallel zum Hang die Ablösung der Blöcke nach sich zieht. Auch den mergeligen hemipelagischen Sedimenten kommt an dieser Stelle eine besondere Bedeutung zu, da sie bei Verwitterung eine duktile Masse bildet, die sich als Gleitfläche eignet. Verstärkt wirkt sich diese Eigenschaft bei erhöhtem Niederschlag beziehungsweise Wasserzufuhr aus.

Die Bewegungsgeschwindigkeit in diesem Bereich ist höchst unterschiedlich. Die wenigen sehr großen Blöcke bewegen sich mit sehr niedriger Geschwindigkeit, die einzelne Zentimeter im Jahr nicht übersteigt. Im oberen Bereich, wo auch Fallen und Kippen von kleineren Blöcken mit maximal einem Meter vorkommt, ist sie dementsprechend groß.



Abb. 41: Gleitscholle an der Westseite des Wurzerkampls bestehend aus radiolarienreichen *Saccocoma*-Kalke

Nördlich des Gipfels gibt es ebenfalls Geröllhalden. Diese entstanden durch die bruchhafte Verwitterung der *Saccocoma*-Kalke am steil aufragenden Gipfelaufbau, der wie schon erwähnt durch den Auftrieb des Haselgebirges an entlang einer Störung zustande kommt. Die Geröllhalde ragt bis an den Rand der Verebnungsfläche der Wurzeralm. Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 5 m.

Das Rutschmaterial besteht sowohl aus Steinen mit einem Durchmesser bis 100 cm als auch aus weitaus feinerem Verwitterungsmaterial in Sandkorngröße (Abb 42). Dabei erhöht sich der Anteil an feineren Gemengteilen nach unten hin. Die größeren Steine rollen oder Gleiten an der Oberfläche nach unten. Diese Sortierung ist ein Beweis für die Bewegung des Schuttmaterials. Die Schuttmassen bestehen im oberen Drittel vor allem aus der *Saccocoma*-Kalken, im unteren zur Gänze aus Radiolariten.

Eine direkte Gefährdung von Menschen ist durch diese Massenbewegung nicht zu erwarten. Vielmehr stellt sie den Wegebau am südlichen Rand der Wurzeralm vor das Problem eines erhöhten und immer wieder kehrenden Aufwandes, der beim Anschnitt des Hanges geleistet werden muss.



Abb. 42: Verrutschte Radiolarite an der Nordseite des Wurzerkampls

An der Ostseite des Wurzerkampls kommt es einerseits zur Ablösung von kleineren Gleitschollen und Blöcken, andererseits zur Ausbildung von Schuttströmen.

Die Gleitschollen lösen sich in Kammnähe aufgrund der hangparallelen Einfallsrichtung der Schichten. Sie haben zwischen 5 m und 20 m Durchmesser. Die Gleitflächen bilden Mergellagen und verwitterte Kiesel-sedimente. Die Mergellagen fungieren als Wasserstauer und werden bei Wasserzufuhr semiplastisch. Verwitterte Kieselkalke (Beckensedimente sind wenig biegesteif) bilden besonderes bei Wasserzufuhr ebenfalls Gleitflächen aus.

Die Lösung vom Fels erfolgt jedoch entlang einer der vorherrschenden Kluftrichtungen, die NE-SW streicht. Einige Gleitschollen haben sich zunächst entlang steiler kleinräumiger Abschiebungen, die ebenfalls in etwa NE-SW streichen, staffelförmig abwärts bewegt. Diese Störungen sind schon vor der lateralen Extrusion angelegt worden und sind in jüngerer Zeit reaktiviert worden.

Die kleineren losgelösten Blöcke zeichnen sich durch eine Rotation auf ihrer Gleitfläche aus, die somit eine listrische Form bekommt. Teilweise sind die Blöcke soweit rotiert, dass die Schichten senkrecht auf die Gleitfläche stehen. An der Sohlfuge werden dadurch die Schichten in Bewegungsrichtung gebogen (Abb. 43). Natürlich kommt es in der Folge im Besonderen bei diesen Blöcken zum Kippen einzelner Schichtpakete, die aber aufgrund der geringen Größe schon wenige Höhenmeter darunter zerfallen. Sie speisen somit die Geröllhalde und Schuttmassen im unteren Drittel des Hanges.



Abb. 43: Gleitscholle an der Ostseite des Wurzerkampls bestehend aus *Saccocoma*-Kalk

Die Bewegungsgeschwindigkeit einzelner Schollen kann ohne langwierige Messungen (z. B. ROHN 1991, LOTTER 2001) nicht bestimmt werden, kann aber aufgrund des Wachstums der Bäume geschätzt werden. Man kann schließen, dass sie bei den verschiedenen Blöcken sehr unterschiedlich ist, jedoch 10 cm im Jahr nicht überschreitet.

Ähnliche Dynamik hat die Rutschmasse, die sich unter den Steilwänden und Gleitschollen befindet. Sie besteht aus jenen Kalken, die den zur *Saccocoma*-Formation gehört. Die Korngröße reicht vom Sandkorn bis hin zum Kies. An der Oberfläche treten auch Steine mit Durchmesser von maximal 50 cm auf. Logisch ist, dass das Rutschmaterial durch Verwitterung und Zerfall der Festgesteine in Kammnähe entstanden ist. Durch das ständige Nachrücken von neuem Material ist es nötig, entlang der an die Schuttfächer angrenzende Forststraße beziehungsweise Schipiste in regelmäßigen Abständen dafür zu sorgen, dass größere Steine entfernt werden. Der dazu nötige Aufwand ist zeitlich betrachtet von den Klimaeinflüssen abhängig, weil bei Starkregen der Transport erheblich erleichtert

wird. Dabei wird jedoch vornehmlich feineres Material ausgewaschen. Folglich ist die Gefahr einer Murenbildung nicht auszuschließen. Sie beschränkt sich jedoch nur auf die beschriebenen Bereiche. Die Bewegungsgeschwindigkeit ist auch hier nur schwer bestimmbar. Natürlich ist sie eng mit der Bewegung der Blöcke im oberen Teil des Hanges verknüpft. Besonders, wenn Teile aus den Wänden wegkippen, ist eine Beschleunigung zu erwarten. Ansonsten erfolgt der Nachschub nur durch Klüftung und Verwitterung. Sie ist jedenfalls gering genug, dass das Wachstum von Pflanzen, vor allem von Gräsern, in begrenztem Maß möglich ist.

Im Gebiet Rote Wand ist vor allem die Südwestseite von Massenbewegungen betroffen. Der Bereich südlich des Gipfels ist mit großer Wahrscheinlichkeit von Alpinem Haselgebirge unterlagert. Man könnte annehmen, dass es sich das Ablösen der Gleitblöcke südlich des Gipfels eine Bergzerreissung im klassischen Sinn darstellt (z. B. ROHN 1991, LOTTER 2001). Jedoch gibt es in diesem Bereich keinen Kontakt zu einer inkompetenten Lage. Allerdings befinden sich die Blöcke nahe der erwähnten Störungszone. Sie sind also an eine Zerlegungszone gebunden.

Analogieschlüsse können für den stark zerklüfteten Bereich auf der Ostseite des Mitterberges gezogen werden. Dieser liegt ebenfalls im Einflussbereich von zwei Störungen, die aber schon früher angelegt wurden. Durch den Einschnitt, der zwischen Stubwieswipfel und Mitterberg später erfolgte, ergibt sich eine Komponente, die dort Dehnung in NW-Richtung zulässt.

#### **5.4 Hydrogeologische Aspekte**

Die hydrogeologischen Gegebenheiten können an der Schichtfolge und den tektonischen Strukturen festgemacht werden. Als Wasserstauer treten in den Gebieten der Filzen, der Wurzeralm, am Brunnsteiner See und nördlich des Gscheidriedls die Werfener Schichten auf. Auch außerhalb des untersuchten Gebietes in südöstlicher Richtung ist dieser Umstand an den Schichtquellen erkennbar.

Gebiet der Roten Wand, des Mitterberges. Unterirdisch erfolgt die Entwässerung infolge des generellen Schichteinfallens nach Süden und Südosten. Im Gebiet der Filzen kommt es zur Laugung des Alpinen Haselgebirges. Als Einzugsgebiet kommt nur jene Fläche zum Tragen, die von den Werfener Schichten abgedeckt wird. Das gilt für weite Bereiche der Roten Wand und des Mitterberges.

Zusätzliche Wegsamkeiten treten durch Karsthohlräume auf. Sie befinden sich gehäuft in der östlichen Hälfte des Mitterberges. Dort sind sie an den durch Dehnungstektonik gebildeten Abschiebungen ausgerichtet.

Das Wasser dieses Einzugsgebietes wird zum Teil knapp oberhalb der Grenze zwischen Jurasedimenten und Alpinem Haselgebirge in einem Brunnen gefasst und der lokalen Versorgung zugeführt. Der Großteil, der dann noch mit oberirdischem Wasser westlich des Brunnsteiner Sees angereichert wird, fließt dem Hochmoor und dem Teichlbach zu. An der Ostseite der Wurzeralm kommt es aufgrund des Fehlens eines Stauers zum neuerlichen Versickern in Ponoren.

## 5.5 Rohstoffgeologische Aspekte

Nur das Gipsvorkommen im Südwesten des untersuchten Gebietes ist von montangeologischer Bedeutung. Der weiß-grau gebänderte Gips ist das genutzte Mineral. Er erreicht südlich des Untersuchungsgebietes Mächtigkeiten bis zu 50 m (OTTNER 1990). Der Halit-Gehalt dieser Lagerstätte ist vergleichsweise gering. Daraus kann man schließen, dass es bei der Ablagerung über einen längeren Zeitraum im Meerwasser Salzkonzentrationen gegeben hat, die in der Nähe der Löslichkeit von Gips angesiedelt waren.

Für das Verständnis dieser Lagerstätte muss noch einmal der Schollencharakter herausgestellt werden. Die Platznahme erfolgt durch eine Gleitbewegung aus dieser Haselgebirgsscholle in das Sandlingalm-Becken zu einer Zeit, wo bereits die Füllung des Beckens begonnen hat (Callovium bis Oxfordium).

Basal ist das Haselgebirge in die Radiolarite mèlangeartig eingebettet. Es ist anzunehmen, dass auch Blöcke von anderen Gesteinen der Hallstatt Salzberg Fazies vorkommen. Diese Erkenntnis muss in die Machbarkeitsstudie einer Fortführung des Bergbaues einfließen, da man in solchen Bereichen mit einem aufwändigen selektiven Abbau zu rechnen hat.

Ein zweiter Aspekt der Interpretation betrifft die Standsicherheit. Diese muss sich im Südteil der Lagerstätte, wo die Überlagerung fast ganz abgetragen wurde (OTTNER 1990), auf die mechanischen Parameter der Mèlange und des Haselgebirges stützen. In der Überlagerung von Haselgebirgslagerstätten ist darauf zu achten, dass in den meisten Fällen nicht das Haselgebirge selbst sondern die tektonisch aktiven Zonen zur Gebirgszerlegung führen. Diese ermöglicht das Aufsteigen des Haselgebirges (WINTERLEITNER 2011). Erst in dieser Kombination werden Bergstürze möglich. Diese Überlegungen müssten bei einem Abbau, der bis in das Gebiet des Wurzerkampl reichen würde, miteinbezogen werden. Das ist aufgrund der geringen Mächtigkeiten und der touristischen Nutzung nicht sinnvoll.

## 6 Schlussfolgerungen

Das Untersuchungsgebiet zeigt mit seiner komplexen Geologie, dass nur unter Ausnutzung aller geologischen und sedimentologischen Betrachtungsweisen eine Interpretation möglich ist. Dazu gehören nicht nur das Kartieren des Gebietes und die makroskopische Beschreibung der Gesteine sondern im Fall von hemipelagischen und pelagischen Sedimenten auch die mikrofazielle Untersuchung. Wie das Beispiel der *Saccocoma*-Formation beweist, ist die Zuordnung einer bestimmten Formation nur schwer möglich. Das liegt ganz einfach daran, dass die feinkörnigen Beckensedimente mit Ausnahme von Farbe oder Textur oft keine makroskopischen Unterscheidungsmerkmale aufweisen. Es ist dann nur aus dem genauen Komponentenbestand solcher Sedimente ableitbar, welche palökologische Herkunft und welches Alter diese Sedimente aufweisen. Aus den Komponenten können auch Transportmechanismen und –distanzen abgeleitet werden. Zusammen mit der Strukturgeologie können so Modelle entwickelt werden.

Aus den bisher gewonnenen Ergebnissen lässt sich folgern, dass man derzeit nur mit den zusammengefassten Ergebnissen im Sinne von MISSONI & GAWLICK (2011) auf Basis des Modells von FRISCH & GAWLICK (2003) in der Lage ist, die Gesteinsabfolgen am Wurzerkampl sowie der Roten

Wand zu erklären. Das einzige Gegenargument von FRANK & SCHLAGER (2006) ist das zu junge Metamorphosealter, das im Zusammenhang der postulierten Subduktion steht. Man kann die Entstehung in wenigen Punkten zusammenfassen:

- Ausbildung eines pelagischen bis hemipelagischen Ablagerungsraumes (Callovium bis Oxfordium)
- Eingleiten von Schollen in das Becken aus der Hallstätter Zone (hier Teile des Alpenen Haselgebirges)
- Abscherung dieses Bereiches aufgrund der herannahenden Subduktionsfront
- Überlagerung durch hemipelagische Sedimente (*Saccocoma*-Kalk) und zunehmender Eintrag von Flachwasserkomponenten aus einer progradierenden Plattform (Lärchberg-Karbonatplattform), gleichzeitig Ausbildung einer Karbonatplattform nördlich des Beckens (Plassen Karbonatplattform sensu stricto, Kimmerdigium bis zumindest Tithonium)
- Transport des „Blockes Wurzerkampfl“ in die heutige Position zu einem unbestimmten Zeitpunkt in Richtung NW
- Transport eines Teilbereiches der Plassenkarbonatplattform (sensu stricto, →Rote Wand, Mitterberg) wenige Kilometer in Richtung SE in die heutige Position
- Überdeckung mit Gosasedimenten in Depressionen (nicht im untersuchten Gebiet vorgefunden)
- Zerlegung und Blockrotation im Zuge der Lateralen Extrusion

Aus einem geotechnischen Blickwinkel betrachtet lässt sich der Schluss ziehen, dass das Phänomen von Bergstürzen und anderen Typen von Massenbewegungen noch nicht vollständig verstanden wird. Früher versuchte man, die Massenbewegung in verschiedene Gruppen einzuteilen und diese Kategorien dann auf andere Gebiete zu übertragen. Allerdings funktioniert dies nur dann, wenn es sich um einfache ungestörte Lagerungsverhältnisse handelt. Sobald aktive Störungen ins Spiel kommen, funktionieren die einfachen Modelle nicht mehr. Als Beispiel sei die Bergzereissung erwähnt. Sie wird immer mit dem Abgleiten eines biegesteifen Blockes über einem duktilen Gestein beschrieben. In den mir bekannten Fällen ist immer eine aktive Störungszone vorhanden, die als Auslöser dient. Am Beispiel Wurzerkampfl erkennt man, dass nur in den tektonisch beanspruchten Teilen des Gebirges die klassischen Mechanismen wirksam werden. Es resultiert daraus, dass nur Detailkartierungen zusammen mit der Erstellung von geodynamischen Modellen zum besseren Verständnis führen können. Natürlich müssen auf dieser Basis auch die geomachanischen Parameter einfließen.

## 7 Ausblick

Der Großteil der geologischen Bearbeitungen in der jüngeren Vergangenheit konzentriert sich vor allem auf Gebiete, die westlich und östlich des Untersuchungsgebietes liegen. Es gibt also eine Art Lücke zwischen der Hochschwabregion und dem östlichen Toten Gebirge. Besonders im oberösterreichischen Teil dieses Streifens ist die Datenlage spärlich, wie das aktuelle Kartenblatt Liezen der Geologischen Bundesanstalt eindrucksvoll beweist.

Zunächst muss eine noch genauere Beprobung des Gebietes nördlich der Roten Wand erfolgen, um den genauen Übergang zu von den traissischen zu den jurassischen und die Schichtfolge innerhalb der Juraentwicklung charakterisieren zu können. Dabei kommt dem Komponentenbestand in diesen pelagischen und hemipelagischen Gesteinen eine tragende Rolle zu. Sie zeigen die Zugehörigkeit zu einem bestimmten Becken sowie die Herkunft der Komponenten bezogen auf ältere sedimentäre Entwicklungen an. Dadurch wird besonders in der Unterlagerung der Roten Wand eine weitere Diskriminierung der Einheiten möglich sein, sodass eine Zuordnung zu Formationen nach den heutigen Standards möglich wird. Lückenhaft sind auch noch die Informationen, die den Streifen westlich des Wurzerkampls betreffen, wo die Basale Sandlingalm-Formation angetroffen wurde. Ein letzter Punkt betrifft die Entwicklung ab der Kreide. Laut älteren Berichten müssten auch Gosausedimente im Gebiet anzutreffen sein (GEYER 1913). Diese wurden jedoch nicht angetroffen. Man müsste das Gebiet auch in Bezug auf diese Möglichkeit noch einmal überprüfen.

Dann muss eine Erweiterung der Untersuchungen auf die nähere Umgebung der Wurzeralm erfolgen. Wie bereits erwähnt fehlen Phasen der Plassen-Karbonatplattform-Entwicklung. Es ist somit nötig, auch am Stubwieswipfel die Schichtfolge neu aufzunehmen, um mögliche fehlende Schichtglieder, die durch Störungen abgetrennt sein könnten, zu identifizieren und das Bild zu vervollständigen. Dabei bekommt man im Regelfall auch neue Erkenntnisse über die tektonische Entwicklung.

Mit Hilfe der komplettierten sedimentologischen und tektonischen Entwicklung, die eng miteinander verknüpft sind, kann man in weiterer Folge einen neuen Versuch der Einordnung in ein gängiges Bildungsmodell in Betracht ziehen oder Gegenargumente ins Treffen zu führen. Es bietet sich nach den Untersuchungen innerhalb dieses Rahmens wieder eine Erweiterung an. In einem iterativen Prozess wird so der Kenntnisstand erweitert und das Entstehungsmodell erneuert oder verfeinert.



## **Danksagung**

An dieser Stelle möchte ich mich bei meinen Eltern Robert und Brigitte, meinen Geschwistern Barbara und Bernhard sowie allen Freunden für die langjährige Unterstützung bei meinem Studium bedanken.

Ich bedanke mich für die zahlreichen Hilfestellungen durch Professor Dr. Hans-Jürgen Gawlick, ohne den die Ausführung dieser Diplomarbeit nicht möglich gewesen wäre.

Ich möchte auch folgende Personen nicht unerwähnt lassen, die mir alle mit Rat und Tat zur Seite gestanden haben: Dr. Sigrid Missoni, Dr. Mathias Auer, Dipl. Ing. Oliver Krische, Dipl. Ing. Stefan Neumeister, Frau Ursula Schmidt, Professor Dr. Hisashi Suzuki, Dr. Felix Schlagintweit.

## 8 Literaturverzeichnis

- AMPFERER, O. (1912): Achenkirch und Benedictbeuern. – Topographische Spezialkarte Nr. 4947 der im Reichsrathe vertretenen Königreiche und Länder der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, Wien.
- AMPFERER, O. (1939): Die geologische Bedeutung der Halleiner Tiefbohrung. – Jb. Geologische Bundesanstalt, **86**, S. 98-114, Wien.
- AUER M., GAWLICK H.-J., SUZUKI H. & SCHLAGINTWEIT F. (2009): Spatial and temporal development of siliceous basin and shallow-water carbonate-sedimentation in Oxfordian Northern Calcareous Alps. – Journal of Alpine geology, **48**, S. 117-140, Wien.
- BAUMGARTNER, P. O. (ed., 1995): Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian of Tethys. – Lausanne.
- BECCARRO, P. (2004): Upper Jurassic Radiolarians from Inici Mount area (northwestern Sicily, Italy): biochronology and calibration by ammonites. – Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafia, **110/1**, 289-301, Milano.
- BECCARRO, P. (2006): Radiolarien correlation of Jurassic siliceous successions of the Rosso Ammonitico Formation in the Southern Alps and Western Sicily (Italy). – Eclogae geologicae Helvetiae, **99**, S. 21-33, Basel.
- BÖHM, F., DOMMERGUES, J. L., MEISTER, C. (1995): Breccias of the Adnet Formation: indicators of a mid-Liassic event in the Northern Calcareous Alps (Salzburg, Austria) – Geol. Rundschau, **84**, S. 272-286, Berlin.
- CZJZEK, J. (1852): Gyps-Brüche in Nieder-Österreich und den angrenzenden Landestheilen. – J. B. Geol. Reichsa., **2**, S. 27-34, Wien.
- EHRlich, C. (1853): Geognostische Wanderungen im Bereich der nordöstlichen Alpen. – 144 Seiten, Hübner, Leipzig.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Rossfeldschichten-Ein Beispiel für die Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – Geol. Rundschau **68**, S. 93-120, Stuttgart.
- FEININGER, A. & HOLZER, H. L. (1972): Fazies und Paläogeographie des Oberostalpinen Malm. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**, S. 52-141, Wien.
- FISCHER, A. G. (1964): The Lofer Cyclothem of the Alpine Triassic, S. 107-164, Kansas.

- FLÜGEL, E. (1967): Conodonten und Mikrofazies der Hallstätter Kalke (Nor) am Siriuskogel in Bad Ischl, Oberösterreich. – N. Jb. Geol. Pal., Mh., **2**, S. 91-103, Stuttgart.
- FRANK, W. & SCHLAGER, W. (2006): Jurassic Strike-Slip versus Subduction in the Eastern Alps. – Int. J. of Earth Sc., **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 evolution of the Eastern Alps. – Int. J. of Earth Sc., **92**, Issue 5, S. 712-727, Springer, Wien.
- GAWLICK H.-J., FRISCH W., VECSEI A., STEIGER T. & BÖHM, F. (1999a): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. – Geol. Rundschau, **87**, S. 644-657, Stuttgart.
- GAWLICK H.-J., KRYSZYN L., LEIN R. & MANDL G. (1999b): Tectonostratigraphic concept for the Juvavic domain. – Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Series A, **52**, S. 95-104, Tübingen.
- GAWLICK, H.-J. & FRISCH; W. (2002): The Middle to Late Jurassic carbonate clastic radiolaritic flysh sediments in the Northern Calcareous Alps: Sedimentology, basin evolution and tectonics-An overview. – N. Jb. f. Geol. und Pal.-Abhandlungen, **230**, Issue 2-3, S. 163-213, E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- GAWLICK H.-J., SCHLAGINTWEIT F. & SUZUKI, H. (2007): Die Ober-Jura-Unter-Kreide-Schichtfolge des Gebietes Sandlingalm-Höherstein – Implikationen zur Rekonstruktion des Blockpuzzles der zentralen Nördlichen Kalkalpen, der karbonatklastischen Radiolaritflyschbecken und der Entwicklung der Plassenkarbonatplattform. – N. Jb. f. Geol. u. Pal.-Abhandlungen, **243**, S. 1-70, Stuttgart.
- 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). – J. of Alpine Geology, **51**, S. 1-30, Wien.
- GAWLICK, H.-J. & SUZUKI, H. (1999): Zur stratigraphischen Stellung der Stubbergschichten in den Nördlichen Kalkalpen (Callovium-Oxfordium). – N. Jb. f. Geol. u. Pal.-Abhandlungen, **211**, 233-262, Stuttgart.
- GEYER, G. (1884): Über jurassische Ablagerungen auf dem Hochplateau des Toten Gebirges in Steiermark. – Jb. K. k. Geol. Reichsa., **34**, S. 335-336, Wien.
- GEYER, G. (1913): Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge. – Verh. K. k. Geol. Reichsa., **11-12**, S. 267-309, Wien.

- GÜMBEL, . (1888): Nachträge zur geognostischen Beschreibung des bayrischen Alpengebirges. – Geognostische Jahreshefte , **1**, S. 163-185, München.
- HAHN, F. F. (1913): Grundzüge des Baus der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns, II. Teil. – Mitt. Geol. Ges. **6**, S. 374-501, Wien.
- HIEBL, R. (2009): Geotechnische Betrachtung von Großhangbewegungen im Raum Salzkammergut, im Toten Gebirge und im Raum der Wurzeralm (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Bakkalaureatsarbeit, Leoben.
- HORNUNG, T. (2007): The „Carnian Crisis“ in the Tethys Realm-multistratigraphic studies and paleoclimatic constraints. – PhD-Thesis, Universität Innsbruck.
- JACOBSHAGEN, V. (1964): Lias und Dogger im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – Geologica Romana, **3**, S. 303-318, Rom.
- KLAUS, W. (1953): Mikrosporen-Stratigraphie der ostalpinen Salzberge. – Verh. Geol. B. A., **3**, S. 161-175, Wien.
- KOBER, L. (1912): Über Bau und Entstehung der Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges **5**, S. 368-481, Wien.
- KRYSTYN, L. (1971): Die Oberbajocium- und Bathonium-Ammoniten der Klaus Schichten des Steinbruches Neumühle bei Wien (Österreich). – In: Der geologische Aufbau Österreichs (ed.: OBERHAUSER, R.), Springer, Wien.
- KRYSTYN, L. & LEIN, R. (1996): Triassische Becken- und Plattformsedimente der Nördlichen Kalkalpen. – Exkursionsführer Sediment '96, 1-23, Wien.
- LEIN, R. (1985): Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. – Archiv für Lagerstättenforschung der G. B. A., **6**, S. 117-128, Wien.
- LEIN, R. (1987): Zur Verbreitung der Hallstätter Zone beiderseits des Phyrn-Passes. – OÖ. Geonachrichten, **2**, S. 21-37, Linz.
- LOTTER M., MOSER M. & MEIER H. (2001): Langzeitverhalten und Deformationsanalyse von instabilen Felshängen-Geotechnik, Sonderband zur 13. Nationalen Tagung für Ingenieurgeologie Karlsruhe 2001, S. 27-34, Verlag Glückauf, Essen.
- MANDL, G. (1982): Jurassische Gleittektonik im Bereich der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischl und Bad Aussee (Salzkammergut, Oberösterreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30**, Wien.
- MANDL, G. (1984a): Zur Trias des Hallstätter Faziesraumes-ein Modell am Beispiel Salzkammergut (Salzkammergut, Austria). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **30/31**, S. 133-176, Wien.

- MANDL, G. (1984b): Zur Tektonik der westlichen Dachsteindecke und ihres Hallstätter Rahmens (Nördliche Kalkalpen, Österreich).-Mitt. Geol. Ges. Österreich, **77**, S. 1-31, Wien.
- MANDL, G. (2000): The Alpine Sector off the Tethian Shelf-Examples of Triassic and Jurassic Sedimentation and Deformation in the Northern Calcareous Alps. – Mitt. Geol. Ges. Österreich, **92**, S. 61-77, Wien.
- MEDWENITSCH, W. (1949): Die Geologie der Hallstätter Zone von Ischl-Aussee. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **1**, S. 1-27, Wien.
- MEDWENITSCH, W. (1968): Salz und Gips im Steirischen Salzkammergut. – Der Bergmann. Der Hüttenmann (Katalog), S. 125-133, Graz.
- MISSONI S., SCHLAGINTWEIT F., SZUZUKI H. & GAWLICK H.-J. (2001): The late jurassic shallow water carbonate platform in Berchtesgaden Calcareous Alps (Germany) as revealed by the analysis of polymict mass-flow deposits in cherty sediments. – Zbl. Geol. Pal. Teil 1, **1/2**.
- MISSONI, S. (2003): Analyse der Mittel- bis Oberjurassischen Radiolaritbecken in den Berchtesgarden Alpen-Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie. – PhD-Thesis Montanuniversität Leoben, S. 1-150, Leoben.
- MISSONI, S. & GAWLICK H.-J. (2011): Jurassic Mountain building and Mesozoic-Cenozoic geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps as proven in the Berchtesgaden Alps. – Facies, **57**, S. 137-186, Springer Verlag, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1903): Übersicht über die geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. – In: DIENER, C. (ed.): Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes, S. 383-391, Tempsky & Freytag, Wien.
- NEUMAYER, M. (1873): Zur Kenntnis der Fauna des untersten Lias in den Nordalpen. – Abh. k. k. Reichsanstalt 7, Heft 5, S. 1-48, Wien.
- NOWAK, J. (1911): Acad. Sei. Cracovie Bull. (A)1911, S. 57-112, Prag.
- OTTNER, F. (1990): Zur Geologie der Wurzer Deckscholle und deren Rahmen im Bereich des Warschenecks (O.Ö.). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., S. 101-145, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1964): Die tektonischen Fenster von St. Ilgen und Strobl am Wolfgangsee. – J. B. Geol. A. (Salzburg), **107**, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1980): Die Nördlichen Kalkalpen. – In: OBERHAUSER, B. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, S. 218-264, Springer, Wien.

- RAKUS, M. (1999): Lower Liassic (Hettangian) Ammonites from Zlambach Graben near Bad Goisern, Upper Austria. – Abh. Geol. B.-A., **56/2**, S 329-341, Wien.
- RATSCHBACHER, L. et al. (1991): Lateral Extrusion in the Eastern Alps, Part 2: Structural Analysis. – Tectonics, **10**, S. 257-271, Washington.
- ROHN (1991): Geotechnische Untersuchung an einer Großhangbewegung in Bad Goisern (Oberösterreich). – Schriftenreihe Angewandte Geologie Karlsruhe, **14**, Karlsruhe.
- SCHLAGER, W. (1967): Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., S. 50-70, Wien.
- SCHLAGINTWEIT F., GAWLICK H.-J. & LEIN R. (2003): Die Plassen-Formation der Typlokalität (Salzkammergut, Österreich) – neue Daten zu Fazies, Sedimentologie, und Stratigraphie. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **46**, S. 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). – J. of Alpine Geology, **47**, S. 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**, S. 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**, S. 95-153, Wien.
- SPENGLER, E. (1919): Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. – Jb. Geol. Reichsa., **68**, S. 285-474, Wien.
- SPÖTL, C. (1988): Schwefelisotopendatierung und fazielle Entwicklung in Sakzbergbauen von Dürnberg (Hallein) und Hallstatt (Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**, S. 209-229, Wien.
- STEIGER, T. (1992): Systematik, Stratigraphie und Palökologie der Radiolarien des Ober-Jura-Unter-Kreide-Grenzbereiches im Osterhorn-Tirolikum (Nördliche Kalkalpen, Salzburg und Bayern). – Zitteliana (Abhandlungen der Bayrischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, **19**, S. 1-188, München.
- STUR, D. (1853): Die geologische Beschaffenheit des Enns-Thales. – Jb. Geologische Bundesanstalt, **4**, S: 461-483, Wien.

- SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2003): Die jurassischen Radiolarienzonen der Nördlichen Kalkalpen. – In: WEIDINGER J. T., LOBITZER H. & SPITZBART I. (ed.): Beiträge zur Geologie des Salzkammergutes, Gmundner Geostudien, **2**, S. 115-122, Gmunden.
- TOLLMANN, A. (1973): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. – Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976a): Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil II. – 580 S., Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976b): Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil III. – 566 S., Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1981): Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozess der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. – Mitt. d. Österr. Geol. Ges., **74/75**, S. 167-195, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, II: Außerzentralalpiner Teil. – 706 S., Deuticke, Wien.
- TRAUTH, F. (1937): Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. – Mitt. Geol. Ges., **29**, S. 473-573, Wien.
- WINTERLEITNER, G. (2010): Stratigraphische und mikrofazielle Neuuntersuchung der Ober-Jura-Karbonatplattform-Resedimente und deren Unterlagerung im Bereich Zwerchwand-Hoher Rosenkogel (Bad Goisern, Österreich)-Neuerkenntnisse zur Interpretation von Massenbewegungen. – Masterarbeit an der Montanuniversität Leoben, Leoben.
- ZANKL, H. (1971): Upper triassic facies in the Northern Limestone Alps. – Sedimentology of parts of Central Europe, S. 147-185, Kramer, Frankfurt.

## **Dünnschliffbeschreibung**

Nummer	Höhe[m] über NN	Geländebeschreibung	Inhalt/Mikrofazies	Bezeichnung	Ablagerungsraum	Bemerkungen
RH 1	1460	Radiolarite, rot, grün, schwarz-laminiert	Radiolarien	Radiolarien- Packstone	hemipelagisch	
RH 2	1465	Radiolarite, rot, grün, schwarz-laminiert, rekristallisiert	Radiolarien, Bioturbation	Radiolarien- Packstone	hemipelagisch	sekundäre organische Lösungen, durchgewandert
RH 3	1480	Laminierter Radiolarit	Mergel, Kalk, Radiolarien	Kalkiger Radiolarien- Wackstone	hemipelagisch	
RH 4	1505	Kieselkalk	Rekristallisierte Ostracoden, Radiolarien, zahlreiche Schwammnadeln, Crinoidenkrus, , Foraminiferen	Wackestone	hemipelagisch	Aggressive Lösungen
RH 5	1510	Radiolarit aus Rutschmasse/ Feinbreccie	Radiolarien, Crinoidenkrus, Schwerminerale	Kalkiger Radiolarien- Packstone	hemipelagisch	Verschiedene Schüttungen
RH 6	1520	Radiolarit, grün	Radiolarien, z. T. rekristallisiert, Ostracoden	Radiolarien- Wackestone	hemipelagisch	
RH 7	1530	Kalkiger Radiolarit, grau	Radiolarien, Mikritklasten	Kalkiger Radiolarien- Wackestone	hemipelagisch	
RH 8-1	1560	Bioturbater kieseliger Kalk	Radiolarien, Filamente, Spicula, Bioturbation	Wackestone	hemipelagisch	
RH 8-2	1560	Bioturbater kieseliger Kalk	Fast ausschließlich Filamente, einige Radiolarien, Crinoidenkrus	Beckenfilament- Kalk	hemipelagisch	
RH 8-3	1560	Bioturbater kieseliger Kalk	Filamente, Ostracoden, Radiolarien	Breccie	hemipelagisch	
RH 8-4	1560	Bioturbater kieseliger Kalk	Radiolarien, Filamente, Spicula	Wacke- Packstone	hemipelagisch	
RH 8-5	1560	Breccie mit toniger Matrix	Radiolarien, Filamente, Schwammnadeln, einzelne rekristallisierte Foraminiferen?	Wackestone	hemipelagisch	
RH 9	1560	Radiolarit	Radiolarien, Mikritklasten	Kalkiger Radiolarit	hemipelagisch	Verschiedene Schüttungen aus flacheren Bereichen
RH 10	1580	Roter Kalk mit Flachwasserkomponen ten, Ammoniten, vor allem mit Radiolarien, im Wechsel mit Biomikrit	Echinodermen, Filamente, Radiolarien, <i>Lentculina sp.</i> , dünnschalige Bivalvia, Ammoniten	Rotkalk	Schwellenfazies	Kondensierte Sedimentation



Nummer	Höhe[m] über NN	Geländebeschreibung	Inhalt/Mikrofazies	Bezeichnung	Ablagerungsraum	Bemerkungen
RH 11	1650	Gröberkörniges Gestein, darüber Mergellage	Rekristallierte Radiolarien, Benthosforaminiferen und Spicula mikritisierte Komponenten	Bioturbater, feinkörniger Packstone	hemipelagisch	Flachwasser-Klasten aus →Schüttungen aus Flachwasser in Mikritfazies
RH 12	1650	Mikrit mit zahlreichen Bioklasten	Radiolarien, Filamente, <i>Saccocoma</i> , Crinoidenkruis	Mudstone	hemipelagisch	
RH 13	1645	Mikrit mit zahlreichen Bioklasten, Feinturbidit	Radiolarien, Filamente, <i>Saccocoma</i> , Crinoidenkruis	Wackestone-Packstone	hemipelagisch	
RH 14	1690	Turbidit, Hornsteinknollen, Calcitreste	Radiolarien, Cherts	Roter Radiolarit mit Chert-Lage	hemipelagisch	kondensiert
RH 15	1685	Mikrit	Radiolarien, Benthosforaminiferen ( <i>Redmondoides lugeoni</i> , SEPTFONTAINE 1977), Filamente, Gastropoden, Echinodermen, Crinoidenkruis, Krebsreste	Mudstone-Wackestone	hemipelagisch	
RH 16	Gipfel, 1706	Mikrit, etwas grobkörniger	Rekristallisierte Radiolarien, Crinoidenkruis, Benthosforaminiferen, Filamente, Echinodermenreste	Packstone	hemipelagisch	Schüttungen von Slope in Mikritfazies
RH 17	1570	Radiolarit in Gleitscholle	Mikrit, <i>Saccocoma</i>	Mudstone	hemipelagisch	Feinturbidit
RH 18	1570	Radiolarit in Gleitscholle	Mikrit, dunkle Stylolithen und Pyrit, feine sulfidische Partikel	Mudstone	hemipelagisch	Rutschstrukturen
RH 19	1580	Mikrit, radiolarienreich	Radiolarien	Wackestone	hemipelagisch	
RH 21	1410	Brauner Mikrit mit Radiolarien	Radiolarien, Filamente	Wackestone	hemipelagisch	Klüfte mit Sparit verfüllt, feinturbiditisch
RH 22a	1415	Radiolarit	Radiolarien, Filamente	Wackestone	hemipelagisch	feinturbiditisch
RH 22b	1420	Brauner feinkörniger Kalk mit Radiolarien	Radiolarien, Filamente	Wackestone	hemipelagisch	
RH 22c	1425	Reich an Radiolarien	Radiolarien, <i>Saccocoma</i>	Wackestone	hemipelagisch	Etwas gröber als b
RH 22d	1435	Brauner radiolarienreicher Mikrit	Radiolarien, Filamente, Spicula	Wackestone	hemipelagisch	
RH 23	1450	Feinkörniger Kalk, kondensiert	Zwei Teilbereiche: einmal Mudstone mit Radiolarien, zum zweiten: Packstone mit Benthosforaminiferen, Filamenten, Kalkalgen ( <i>Clypeina jurassica</i> , Richards & FAVRE 1991), <i>Saccocoma</i> , Echinodermen	<i>Saccocoma</i> -Kalk/Mudstone/Packstone	hemipelagisch	<i>Saccocoma</i> Kalk mit Plattformkomponenten

Nummer	Höhe[m] über NN	Geländebeschreibung	Inhalt/Mikrofazies	Bezeichnung	Ablagerungsraum	Bemerkungen
RH 24	1460	Mikrit, gelb-braun, Radiolarien	Radiolarien, Filamente, <i>Saccocoma</i>	Wackestone	hemipelagisch	
RH 25	1470	Kondensierter Kalk mit Radiolarien	Radiolarien, rekristallisierte Benthosforaminiferen, Mudstone- Lithoklasten mit wenigen Radiolarien, <i>Saccocoma</i>	<i>Saccocoma</i> - Wackestone	hemipelagisch	
RH 26	1480	Radiolarien in Mikrit	Radiolarien, Ostracoden, Foraminiferen, Crinoidenreste, <i>Clypeina jurassica</i> (Richards & FAVRE 1991)	Wackestone	hemipelagisch	
RH 27	1540	Mikrit	Filamente, Radiolarien, vereinzelt Benthosforaminiferen	Wackestone	hemipelagisch	
RH 28	1565	Mikrit	Radiolarien, Crinoiden, <i>Saccocoma</i>	<i>Saccocoma</i> - Wackestone	hemipelagisch	
RH 29	1530	Radiolarit	Radiolarien, Crinoiden, <i>Saccocoma</i>	<i>Saccocoma</i> - Wackestone	hemipelagisch	Feiner Detritus, Mikroschüttungen, einzelne Radiolarien
RH 30	1480	Feinkörniger Kalk mit Radiolarien	Radiolarien, Benthosforaminiferen, Ostracoden, Crinoiden	Mudstone	hemipelagisch	
RH 31	1480	Brauner Biomikrit, gröber körnig	Radiolarien, Benthosforaminiferen, Ostrakoden, bioturbat	Mudstone/ Packstone	hemipelagisch	
RH 32	1470	Brauner feinkörniger Kalk	Radiolarien, Filamente, <i>Saccocoma</i>	Wackestone	hemipelagisch	
RH 33	1480	Hellbrauner Kalk, Radiolarien	Radiolarien, <i>Saccocoma</i>	Wackestone- Packstone	hemipelagisch	Gradierte Schüttungen
RH 34	1500	Hellgrauer Kalk, rot punktiert	Wenige Radiolarien rekristallisiert, Ostracoden	Wackestone	hemipelagisch	
RH 35	1535	Kondensierte Radiolarite	Radiolarien, Ostracoden	Mudstone	hemipelagisch	
RH 36	1540	Radiolarienreiches Sediment	Radiolarien, Ostracoden, <i>Saccocoma</i>	Mudstone	hemipelagisch	
RH 37	1560	Feinkörniges rot punktiertes Sediment	Radiolarien, Ostracoden	Mudstone	hemipelagisch	
RH 38	1570	gröber als in RH 37	Radiolarien, Mikritklasten	Wackestone	hemipelagisch	
RH 39	1510	Radiolarit	Fleckig, bioturbat, Radiolarien	Packstone	hemipelagisch	Mergelige Lage
RH 40a	1555	Grobkörniger Kalk	Total rekristallisierter Mudstone?, dolomitisiert	Dolomit		
RH 40b	1555	Wie in a	Total rekristallisierter Mudstone?, dolomitisiert	Dolomit		

Nummer	Höhe[m] über NN	Geländebeschreibung	Inhalt/Mikrofazies	Bezeichnung	Ablagerungsraum	Bemerkungen
RH 40c	1560	Wie in a	Total rekristallisierter Mudstone?, Dolomithomboeder!	Dolomit	hemipelagisch	
RH 40d	1560	Radiolarien, Knollen	Rekristallisierter Wackestone	Dolomit	hemipelagisch	
RH 41a	1555	Radiolarienhältiger Mikrit	Rekristallisierte Radiolarien, Crinoidenkruis	Kalkiger Radiolarien- Packstone	hemipelagisch	
RH 41b	1555	Radiolarienhältiger Mikrit	Rekristallisierte Radiolarien, Crinoidenkruis	Kalkiger Radiolarien- Packstone	hemipelagisch	
RH 41c	1560	Radiolarienhältiger Mikrit	Rekristallisierte Radiolarien, Crinoidenkruis	Kalkiger Radiolarien- Packstone	hemipelagisch	
RH 41d	1560	Radiolarienhältiger Mikrit	Rekristallisierte Radiolarien, Crinoidenkruis	Kalkiger Radiolarien- Packstone	hemipelagisch	
RH 41e	1560	Radiolarienhältiger Mikrit	Rekristallisierte Radiolarien, Crinoidenkruis	Kalkiger Radiolarien- Packstone	hemipelagisch	Bioturbationsspuren
RH 41f	1560	Radiolarienhältiger Mikrit	Rekristallisierte Radiolarien, Crinoidenkruis	Kalkiger Radiolarien- Packstone	hemipelagisch	
RH 41g	1560	Radiolarienhältiger Mikrit	Rekristallisierte Radiolarien, Crinoidenkruis	Kalkiger Radiolarien- Packstone	hemipelagisch	
RH 41h	1560	Radiolarienhältiger Mikrit	Rekristallisierte Radiolarien, Crinoidenkruis	Kalkiger Radiolarien- Packstone	hemipelagisch	
RH 41i	1560	Radiolarienhältiger Mikrit	Rekristallisierte Radiolarien, Crinoidenkruis	Kalkiger Radiolarien- Packstone	hemipelagisch	
RH 41j	1560	Radiolarienhältiger Mikrit	Rekristallisierte Radiolarien, Crinoidenkruis	Kalkiger Radiolarien- Packstone	hemipelagisch	
RH 41k	1565	Radiolarienhältiger Mikrit	Rekristallisierte Radiolarien, Crinoidenkruis	Kalkiger Radiolarien- Packstone	hemipelagisch	
RH 41l	1570	Radiolarienhältiger Mikrit	Rekristallisierte Radiolarien, Crinoidenkruis	Kalkiger Radiolarien- Packstone	hemipelagisch	

Nummer	Höhe[m] über NN	Geländebeschreibung	Inhalt/Mikrofazies	Bezeichnung	Ablagerungsraum	Bemerkungen
RH 41m	1570	Radiolarienhältiger Mikrit	Rekristallisierte Radiolarien, Crinoidenkruis	Kalkiger Radiolarien-Packstone	hemipelagisch	
RH 41n	1570	Radiolarienhältiger Mikrit	Rekristallisierte Radiolarien, Crinoidenkruis	Kalkiger Radiolarien-Packstone	hemipelagisch	
RH 42	1215	Radiolarit mit Hornsteinknollen	Radiolarien-Wackestone mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln und Chert-Lage	Radiolarit	hemipelagisch	
RH 44	1550	Lamminierter grauer Kalk	Stromatolith, Fenstergefüge mit Sparit-Zement verfüllt	Bindstone	Geschlossene Plattform, Lagune, Gezeitenzone	Stromataktis
RH 45	1785	Massiger brauner Kalk	<i>Crescentiella</i> , Echinodermen, kleinwüchsige Foraminiferen, Algenfragmente, komplett rekristallisierte Riffbildner, Algenfragmente	Wackestone-Packstone	Riffnaher Slope	
RH 46-1	1785	Karst-Breccie	Crinoiden-Bruchstücken, Foraminiferen, <i>Crescentiella</i> , Algenfragmente, v. a. Riffbildner	Packstone-Grainstone	Sehr hoher Schelf, oder zentrales Riff	Sekundärer Sparitzement, Riffschutt
RH 46-3	1785	Karst-Breccie	Crinoiden-Bruchstücken, Foraminiferen ( <i>Rectocyclammina</i> , HOTTINGER 1967), <i>Crescentiella</i> , Algenfragmente, v. a. Riffbildner	Packstone-Grainstone	Sehr hoher Schelf, oder zentrales Riff	Sekundärer Sparitzement, Riffschutt
RH 46-4	1785	Karst-Breccie	Crinoiden-Bruchstücken, Foraminiferen, <i>Crescentiella</i> , Algenfragmente, v. a. Riffbildner	Packstone-Grainstone	Sehr hoher Schelf, oder zentrales Riff	Sekundärer Sparitzement, Riffschutt
RH 47-1	1800	Heller Kalk mit roter Bänderung	<i>Crescentiella</i> , Echinodermen, Foraminiferen, Mikroinkrustierer, Crinoidenwurzeln, rekristallisierte Riffbildner, Korallenreste	Packstone-Grainstone	Hoher Slope	Sekundärer Sparitzement, Hohlraumfüllung
RH 47-2	1800	Heller Kalk mit roter Bänderung	<i>Crescentiella</i> , Echinodermen, Foraminiferen, Mikroinkrustierer, Crinoidenwurzeln, rekristallisierte Riffbildner, Korallenreste	Packstone-Grainstone	Hoher Slope	Sekundärer Sparitzement

Nummer	Höhe[m] über NN	Geländebeschreibung	Inhalt/Mikrofazies	Bezeichnung	Ablagerungsraum	Bemerkungen
RH 47-3	1800	Stylo-Breccie, rote Styolithen	<i>Crescentiella</i> , Echinodermen, Foraminiferen, Mikroinkrustierer, Crinoidenwurzeln, rekristallisierte Riffbildner, Korallenreste	Packstone-Grainstone	Hoher Slope	Sekundärer Sparitzement, kein Süßwasser, auch als Hohlraumfüllung
RH 48-1	1830	Tektonische Breccie	<i>Crescentiella</i> , Crinoiden, Foraminiferen	Breccie mit Wackstone-Komponenten	Slope, tiefer als vorher	Störung?
RH 48-2	1830	Tektonische Breccie	<i>Crescentiella</i> , Crinoiden, Foraminiferen	Breccie mit Wackstone-Komponenten	Slope, tiefer als vorher	Störung?
RH 49-1	1872	Heller Kalk, rote Styolithen	Foraminiferen, <i>Crescentiella</i> , Riffbildner	Wackestone	Hoher Slope riffnahe	Sparit
RH 49-2	1872	Heller Kalk, rote Styolithen	Foraminiferen, <i>Crescentiella</i> , Riffbildner	Wackestone	Hoher Slope riffnahe	Sparit
RH 50-1	1830	Breccie mit roter Matrix	<i>Crescentiella</i> , Lithoklasten von rekristallisierten Packstones, Benthos-Foraminiferen, Serpuliden, Inkrustierer, Vakuolen, <i>Salpingoporella johnsoni</i> (DRAGASTAN 1989)	Grainstone	Hoher Slope	Sparit als Rekristallisation der Matrix, Rote Karstfüllungen
RH 50-2	1830	Breccie mit roter Matrix	<i>Crescentiella</i> , Lithoklasten von rekristallisierten Packstones, Benthos-Foraminiferen, Serpuliden ( <i>Carpathiella triangulata</i> ; MISIK, ZOTAK & ZIEGLER 1999), Inkrustierer, Vakuolen, Korallenrest, <i>Thaumatoporella parvovesiculifera</i> (RAINERI 1922)	Grainstone	Hoher Slope	Sparit als Rekristallisation der Matrix, Rote Karstfüllungen
RH 51-1	1800	Breccie mit roter Matrix, helle Komponenten	Foraminiferen ( <i>Lituoilidae gen. et sp. Indet.</i> ), <i>Crescentiella</i> , Lithoklasten mit mikritisieren Komponenten, Echinodermen, Inkrustierer, Riffbildner	Packstone	Grober Vorriffschutt	Sparit mit zum Teil vollständiger Rekristallisation von Komponenten und der Matrix, Salzwasser, gute Durchlüftung
RH 51-2	1800	Breccie mit roter Matrix, helle Komponenten	Gastropoden, Foraminiferen, <i>Crescentiella</i> , Lithoklasten mit mikritisieren Komponenten, Echinodermen, Inkrustierer, Riffbildner; <i>Anisoporella jurassica</i> (Richards & FAVRE 1991)	Packstone	Grober Vorriffschutt	Sparit mit zum Teil vollständiger Rekristallisation von Komponenten

Nummer	Höhe[m] über NN	Geländebeschreibung	Inhalt/Mikrofazies	Bezeichnung	Ablagerungsraum	Bemerkungen
RH 52-1	1775	Heller bis hellrosa Kalk	Crescentiella, Echinodermen, Foraminiferen, Serpuliden ( <i>Carpathiella plassenensis</i> , SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2002), Mikroinkrustierer mit Vakuolen, Mikritbialite, Bacinella-Krusten	Packstone	Hoher Slope	Sparit als Rekristallisation der Matrix
RH 52-2	1775	Heller bis hellrosa Kalk	Crescentiella, Echinodermen, Foraminiferen, Serpuliden, Mikrobialite, Mikroinkrustierer	Floatstone-Rudstone	Hoher Slope	Sparit als Rekristallisation der Matrix
RH 53-1	1750	Breccie mit hellen Komponenten von Flachwasser-Kalken in roter Matrix	Echinodermen, <i>Crescentiella</i> , Foraminiferen, Bivalvia, Mikroinkrustierer, Riffbildner	Grainstone	Slope oder Rückriff	Möglich als Tempestit, heterogener, möglicher fehlender Teil in Riffentwicklung
RH 53-2	1750	Breccie mit hellen Komponenten von Flachwasser-Kalken in roter Matrix	Echinodermen, <i>Crescentiella</i> , Foraminiferen, Bivalvia, Mikroinkrustierer, Riffbildner	Grainstone	Slope oder Rückriff	Möglich als Tempestit, heterogener, möglicher fehlender Teil in Riffentwicklung
RH 54	1700	Heller Kalk	Mikroinkrustierer mit Vakuolen, Crescentiella, Echinodermen ( <i>Protopenneroplis sulcata</i> , WEYNSCHENK 1950), Riffbildner, Hydrzoen, Stromatoporoiden	Wackestone-Packstone	Riffnaher Slope	Sparit
RH 55-1	1650	Rötlicher Kalk, zahlreiche helle Ooide	Konzentrische Ooide, Kalkalgen-Reste, Gastropoden, alles mit Mikrit überzogen, Foraminiferen ( <i>Protopenneroplis</i> , WEYNSCHENK 1950)	Oosparit	Rückriff, Sandbarren	
RH 55-2	1650	Heller Kalk, zahlreiche helle Ooide	Konzentrische Ooide, Peloide, Kalkalgen ( <i>Campbelliella striata</i> , CAROZZI 1954), Gastropoden, breite Mikroinkrustierer auf Algen aufgewachsen, wenige Foraminiferen	Oosparit mit Kalkalgen	Rückriff, Sandbarren	Zwei Sparitgenerationen, eine mit aufgewachsenen Organismen, eine zweite durchschlägt die Komponenten, phreatisches Wasser
RH 55-3	1650	Heller Kalk, zahlreiche helle Ooide	Konzentrische Ooide mit Kalzitsaum, Kalkalgen, Dasycladales, Gastropoden, Mikroinkrustierer auf Algen (→ halbe Fläche von Schliff)	Oosparit mit Kalkalgen	Rückriff, Sandbarren	Zwei Sparitgenerationen, eine mit aufgewachsenen Organismen, eine zweite durchschlägt die Komponenten, phreatisches Wasser

Nummer	Höhe[m] über NN	Geländebeschreibung	Inhalt/Mikrofazies	Bezeichnung	Ablagerungsraum	Bemerkungen
RH 56-1	1595	Breccie mit roter Matrix, helle Komponenten	Rekristallisierte dickwandige Gastropoden, Bivalvia, Riffbildner mit Inkrustierern, kleinwüchsige Foraminiferen ( <i>Mohlerina basiliensis</i> , MOHLER 1938), Echinodermen	Floatstone	Vorriff-Schutt	Calcitader synsedimentär mit Inkrustierer bewachsen, Styloolithen mit roter Farbe sekundäre Anlösung
RH 56-2	1595	Breccie mit roter Matrix, helle Komponenten	dickwandige Bivalvia, Kalkalgen, Crinoiden-Bruchstücke, Inkrustierer auch auf Calcitader, Stromatoporoide, solitäre Koralle, <i>Salpingoporella</i>	Floatstone	Vorriff-Schutt	Calcitader synsedimentär mit Inkrustierer bewachsen, Styloolithen mit roter Farbe sekundäre Anlösung
RH 56-3	1595	Breccie mit roter Matrix, helle Komponenten	Kalkalgen, Inkrustierer mit Vakuolen, Korallen-Reste, andere rekristallisierte Komponenten	Floatstone	Vorriff-Schutt	Calcitader synsedimentär mit Inkrustierer bewachsen, Styloolithen mit roter Farbe sekundäre Anlösung
RH 57-1	1620	Breccie mit roter Matrix, helle Komponenten	Kalkalgen ( <i>Dasycladales</i> ), Echinodermen, <i>Crescentiella</i>	Tektonische Breccie	Slope	Sparit Zement in tektonischen Mikroklüften
RH 57-2	1620	Breccie mit roter Matrix, helle Komponenten	Kalkalgen ( <i>Dasycladales</i> ), Echinodermen, <i>Crescentiella</i>	Tektonische Breccie	Slope, steile Topographie	Sparit Zement in tektonischen Mikroklüften
RH 58-1	1485	Dunkelrotes Gestein mit zahlreichen Crinoiden bis 2mm Durchmesser	Crinoiden und zahlreiche Crinoiden-Bruchstücke, Gastropoden, Foraminiferen ( <i>Lenticulina</i> , LAMARCK 1804), Bivalvia, angebohrte, Bioklasten, Ammonoidaen ( <i>Involutina liassica</i> , JONES 1854)	Crinoiden-Packstone	Schwellenbereich marin	Eisenreiche Säume auf fast allen Komponenten, rot-braun,
RH 58-2	1485	Dunkelrotes Gestein mit zahlreichen Crinoiden bis 2mm	Crinoiden, Riffbildner, Inkrustierer, einzelne Dasycladales	Stylo-Breccie	Schwellenbereich marin	Weitaus weniger rötlich als 58-1
RH 59	1490	Heller grobkörniger Kalk	<i>Crescentiella</i> , <i>Dasycladales</i> , Foraminiferen ( <i>Kurnubia palastiniensis</i> , HENSON 1948), Stromatoporoide, Korallen		zentrales Riff	Starke Rekristallisation, Verkarstung
RH 60-1	1480	Heller Kalk, Flachwasser Komponenten bis 2mm	Algen ( <i>Dasycladales</i> ), Serpuliden	Bindstone?	Rückriff	Fenstergefüge, gut durchlüftet, junge rote Styloolithen

Nummer	Höhe[m] über NN	Geländebeschreibung	Inhalt/Mikrofazies	Bezeichnung	Ablagerungsraum	Bemerkungen
RH 60-2	1480	Heller Kalk, Flachwasser Komponenten bis 2mm	Korallen, Algen, Peloide?	Bindstone?	Rückriff	Fenstergefüge, gut durchlüftet, junge rote Styloolithen
RH 61	1505	Hellrosa Kalk mit bis 2mm großen Flachwasserkomponen ten	Mikritische Ooide, Onkoide, Peloide, mikritisierte Kalkalgen, <i>Garwoodia</i> , rekristallisierte dickwandige Gastropoden (>2mm), <i>Salpingoporella</i> , Wurmsspuren	Grainstone mit vollkommen mikritisierten Komponenten	Rückriff	Sparit in Zwischenräumen
RH 62	1500	Breccie mit roter Matrix, helle Komponenten	Echinodermen, Algen, vereinzelte Mikroinkrustierer, <i>Crescentiella</i> , Riffbildner <i>Bacinella irregularis</i> (RADOICIC 1959)	Rudstone	Slope mit relativ großen Crinoiden, riffnahe	
RH 63-1	1510	Heller Kalk, Flachwasser Komponenten bis 2mm	Algen	Floatstone	Zentrales Riff	
RH 63-2	1510	Heller Kalk, Flachwasser Komponenten bis 2mm	Algen, Stromatoporiden	Floatstone	Zentrales Riff	Sparit in Zwischenräumen
RH 64	1480	Hellbrauner Kalk mit einzelnen bis zu 4mm großen Komponenten	Korallen, Foraminiferen, Inkrustierer, <i>Bacinella irregularis</i> (RADOICIC 1959), <i>Salpingoporella</i> <i>sp.</i> , <i>Taumatoporella</i> <i>parvovesiculifera</i> (RAINERI 1922)	Floatstone	Vorriff	Sparit in Zwischenräumen
RH 65-1	1490	Heller bis hellrosa Kalk mit Ooiden und anderen Flachwasserkomponent en	Konzentrische Ooide, Onkoide, Aggregatkörner, Gastropoden, Bivalvia, Dasycladales-Reste einzelne umkrustete Bereiche, trocholine Foraminiferen	Packstone mit v. a. Ooiden	Rückriff, Sandbarren	Sparit in Zwischenräumen
RH 65-2	1490	Heller bis hellrosa Kalk mit Ooiden und anderen Flachwasser- Komponenten	Konzentrische Ooide, Aggregatkörner, Gastropoden, Inkrustierer, Algen-Reste, Foraminiferen	Packstone mit v. a. Ooiden	Rückriff, Sandbarren	Sparit in Zwischenräumen
RH 66	1480	Massiger brauner Kalk	Crinoiden	Crinoiden- Grainstone	Slope?	Rot imprägnierter Sparit, Eisen!
RH 67-1	1490	Rötlicher Kalk mit Crinoiden	Crinoiden	Crinoiden- Grainstone	Schwellenfazies	Mit Sparit verfüllte Klüfte und rote Styloolithen
RH 67-2	1490	Rötlicher Kalk mit Crinoiden	Crinoiden	Crinoiden- Grainstone	Schwellenfazies	Mit Sparit verfüllte Klüfte und rote Styloolithen



Nummer	Höhe[m] über NN	Geländebeschreibung	Inhalt/Mikrofazies	Bezeichnung	Ablagerungsraum	Bemerkungen
RH 68	1540	Hellbrauner Kalk mit zahlreichen Schalenresten und anderen Komponenten	Peloide, Bivalvia, Gastropoden, runde kleine rekristallisierte Komponenten	Feinkörniger Packstone	Lagune	
RH 69	1580	Oolith	Mikritische Ooide mit Sparitsaum, Bivalvia, <i>Saccocoma</i>	Schwach ausgewaschener Oosparit	Flach marin, höher energetisch	
RH 70	1625	Massiger Kalk mit Verkarstungsspuren	Korallen	Floatstone	Lagune nahe Schwelle	
RH 71-1	1610	Massiger Kalk mit Verkarstungsspuren	Foraminiferen ( <i>Redmondoides lugeoni</i> , SEPTFONTAINE 1977) Gastropoden, Peloide, <i>Clypeina</i> , alles dick mikritisch umkrustet	Packstone	Lagune nahe Riff	Verkarstung, rote eisenreiche Zemente, Styloolithen
RH 71-2	1610	Massiger Kalk mit Verkarstungsspuren	Foraminiferen ( <i>Streptocyclammia hottingeri</i> sp., <i>Valvulinidae?</i> Indet., <i>Siphovalvulina variabilis</i> SEPTFONTAINE 1988), Gastropoden, Peloide, Ooide, alles dick mikritisch umkrustet	Packstone	Lagune nahe Riff	Verkarstung, rote eisenreiche Zemente, Styloolithen
RH 72-1	1600	Dunkelrot	Sparit total rekristallisiert, <i>Dasycladales?</i> ,	Sparit		Deformationszone
RH 72-2	1600	dunkelrot	Sparit total rekristallisiert, <i>Dasycladales?</i> ,	Sparit		Deformationszone
RH 73	1630	Breccie mit roter Matrix und hellen Komponenten	Bivalvia, <i>Clypeina</i> , Foraminiferen ( <i>Lituolidae</i> ), Gastropoden, Korallenreste, Onkoide, <i>Thaumatoporella parvovesiculifera</i> (RAINERI 1922)	Wackestone	Lagune	
RH 74	1640	Roter Kalk, vefärbt, einzelne Bioklasten bis 1mm	Gastropoden (groß), Dickwandige Schalenbruchstücke	Floatstone	Lagune	Sparit in Klüften
RH 75-1	1680	Hellrosa Kalk mit roten Styloolithen, zahlreiche Bioklasten	Benthos-Foraminiferen ( <i>Kurnubia palastiniensis</i> HENSON 1948), ein größerer Echinodermen-Rest, Gastropoden-Bruchstücke, Algen	Packstone	Lagune	Alles stark umkrustet
RH 75-2	1680	Hellrosa Kalk mit roten Styloolithen, zahlreiche Bioklasten	Benthos-Foraminiferen ( <i>Kurnubia palastiniensis</i> HENSON 1948), ein größerer Echinodermen-Rest, Gastropoden-Bruchstücke, Algen, Serpuliden	Packstone	Oberer Slope, steiles Relief?	Alles stark umkrustet

Nummer	Höhe[m] über NN	Geländebeschreibung	Inhalt/Mikrofazies	Bezeichnung	Ablagerungsraum	Bemerkungen
RH 76-1	1695	Angelöste Komponenten eines hellen Kalkes, rote feinkörnige Masse	Einzelne Foraminiferen, Serpuliden ( <i>Carpathiella plassenensis</i> SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2002), Dasycladales, dickwandige Bivalvia	Floatstone	Lagune	Mit Sparit gefüllte Hohlräume, rekristallisierte Sparit- Bioklasten, sekundär verfüllte Klüfte
RH 76-2	1695	Angelöste Komponenten eines hellen Kalkes, rote feinkörnige Masse	Mikritisch inkrustierte Bivalvia, Foraminiferen, zahlreiche Dasycladales Serpuliden ( <i>Carpathiella plassenensis</i> SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2002)	Floatstone	Lagune	Mit Sparit gefüllte Hohlräume, rekristallisierte Sparit- Bioklasten, sekundär verfüllte Klüfte
RH 77	1645	Hellrosa, grobkörnig, einige mm-große Komponenten	Fast ausschließlich Dasycladales ( <i>Campbelliella striata</i> CAROZZI 1959, <i>Thaumatoporella</i> <i>parvovesiculifera</i> RAINERI 1922) in verschiedenen Schnittlagen, einzelne sehr kleine Foraminiferen, alles umkrustet	Wackestone- Packstone	Lagune	Sparit als Matrix
RH 78	1600	Hellbeige, massig, zahlreiche nicht erkennbare Komponenten	Mikritische und konzentrische Ooide, Aggregatkörner, Pelloide	Oosparit	Flach marin, höherenergetisch	
RH 79	1575	Beiges Karbonat, rote Stylolithen, einzelne mm-große Komponenten	Crescentiella, kleine Benthos-Foraminiferen, Gastropoden, Korallen, Serpuliden ( <i>Carpathiella plassenensis</i> SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2002), Echinodermen (angebohrt)	Wackestone/ Floatstone	Tempestit oder riffnaher Slope	
RH 80	1560	Beiges bis rötliches Karbonat mit einzelnen sichtbaren Bioklasten	Crinoiden	Crinoiden- Grainstone		Total rekristallisierte Matrix, gleich wie 66/67
RH 82-1	1500	Heller Kalk mit rot gefärbten Klüften und Stylolithen	Zerfressene Crinoiden-Reste, Kalkalgen, <i>Crescentiella</i>	Crinoiden- Grainstone	Riff?	Umkrustungen
RH 82-2	1500		Zerfressene Crinoiden-Reste, Kalkalgen, <i>Crescentiella</i>	Crinoiden- Grainstone		
RH 83-1	1520	Heller Kalk mit einzelnen Bioklasten bis 1mm	Gastropoden, <i>Bivalvia</i> , Serpuliden ( <i>Carpathiella perforata</i> ), <i>Crescentiella</i> , Foraminiferen, angenagte Crinoiden, <i>Bacinella</i>	Wackestone	Slope	

Nummer	Höhe[m] über NN	Geländebeschreibung	Inhalt/Mikrofazies	Bezeichnung	Ablagerungsraum	Bemerkungen
RH 83-2	1520	Heller Kalk mit einzelnen Bioklasten bis 1mm	Echinodermen, Kalkalgen, <i>Crescentiella</i>	Wackestone	Slope	
RH 84	1540	Heller Kalk mit einzelnen mm-großen Komponenten	Verschiedene Blau-Grünalgen ( <i>Salpingoporella sellii</i> CRESCENTI 1959, Stromatoporoida), Serpuliden ( <i>Carpathiella perforata</i> MISIK, ZOTAK & ZIEGLER 1999), <i>Crescentiella</i> , <i>Bivalvia</i> , Inkrustierer	Packstone mit Bindstone-Bruchstücken	Slope mit Flachwasser-Detritus	Karst-Klüfte mit eisenreichen Füllungen
RH 85-1	1580	Heller Kalk, bis 5mm große Algen und zahlreiche andere Komponenten	<i>Crescentiella</i> , Kalkalgen, dicke Umkrustungen mit Vakuolen	Packstone-Rudstone	Riff-Stillwasserbereich	
RH 85-2	1580	Heller Kalk, bis 5mm große Algen und zahlreiche andere Komponenten	<i>Crescentiella</i> , Kalkalgen, dicke Umkrustungen mit Vakuolen	Packstone-Rudstone	Riff	
RH 86	1590	Heller Kalk mit einigen sichtbaren Flachwasser-Komponenten	Kalkalgen, Serpuldien ( <i>Carpathiella perforata</i> MISIK, ZOTAK & ZIEGLER 1999), große <i>Bivalvia</i> , kleinwüchsige Foraminiferen, <i>Crescentiella</i> , Onkoide, Peloide	Packstone mit einzelnen großen Komponenten	Lagune?	
RH 87	1630	Grobkörniger heller, teilweise hellrosa Kalk	Kalkalgen, ( <i>Dasycladales</i> , <i>Campbelliella striata</i> CAROZZI 1959), <i>Crescentiella</i>	Rudstone	Riff	
RH 88-1	1730	Beiges bis rötliches Karbonat mit einzelnen sichtbaren Bioklasten	Einzelne Echinodermen, Foraminiferen ( <i>Kurnubia palastiniensis?</i> ), <i>Crescentiella</i> , Kalkalgen ( <i>Dasycladales</i> ), Gastropoden, Korallenreste	Floatstone-Wackestone	Zentrales Riff?	In Klüften Sparit-Zement, sekundär
RH 88-2	1730	Beiges bis rötliches Karbonat mit einzelnen sichtbaren Bioklasten	Zahlreiche biogene Komponenten wie in 88-1, total zu Sparit rekristallisiert, Mikrit-Matrix, <i>Bacinella irregularis</i>	Wackestone		Sparit in einzelnen feinen Klüften
RH 88-3	1730	Beiges bis rötliches Karbonat mit einzelnen sichtbaren Bioklasten	Zahlreiche biogene Komponenten wie in 88-1, total zu Sparit rekristallisiert, Mikrit-Matrix	Wackestone		Sparit in einzelnen feinen Klüften

### **Eidesstattliche Erklärung**

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 Mittel bedient habe.

### **Affidavit**

I declare in lieu of oath, that I wrote this thesis and performed the associated research myself, using only literature cited in this volume.

(Reinhold Hiebl)

Leoben, am 16.6. 2011