

Masterarbeit

**Die Ober-Jura bis Unter-Kreide Entwicklung der
nördlichen Trattberg-Schwelle im Bereich der
östlichen Unkener Mulde
(Nördliche Kalkalpen, Österreich)**



**Zur Erlangung des akademischen Grades eines
Diplomingenieurs.**

**Eingereicht am Department für Angewandte Geowissenschaften
und Geophysik, Lehrstuhl für Erdölgeologie der
Montanuniversität Leoben**

Vorgelegt von

Manfred Thomas Maxl, BSc

Wintersemester 2017/2018

Eidesstattliche Erklärung

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

(Manfred Thomas Maxl, BSc)

Das Ziel ist im Weg

Mine feat. Fatoni (2016)

Verzeichnis

Zusammenfassung	5
Abstract	6
1. Einleitung und Problemstellung	7
2. Geologischer Überblick	8
2.1. Die Nördlichen Kalkalpen	8
2.2. Sedimentäre Entwicklung	11
2.2.1. Perm und Trias	11
2.2.2. Jura	13
2.2.3. Unter-Kreide	15
2.3. Modelle und Konzepte	16
2.4. Forschung im Kartiergebiet	24
3. Arbeitsmethodik	28
3.1. Geländearbeit	28
3.2. Laborarbeit	28
4. Beschreibung der Schichtfolge	30
4.1. Dachsteinkalke	30
4.2. Adnet Gruppe	34
4.3. Ruhpolding-Formation	37
4.4. Barmsteinkalke und Oberalm-Formation	40
4.4.1. Barmsteinkalke	40
4.4.2. Oberalm-Formation	43
4.5. Schrambach-Formation	46
4.6. Lackbach-Schichten	48
5. Tektonik	59
6. Interpretation	61
7. Schlussfolgerung	68
8. Erdölgeologischer Aspekt	71
9. Ausblick	73
Danksagung	74
Literaturverzeichnis	75
Anhang / Dünnschliffbeschreibung	83

Zusammenfassung

Die komplexen Lagerungsverhältnisse des bis heute immer nur weitläufig oder punktuell untersuchten Ostrand der Unkenener Mulde, im Grenzbereich zur Saalachzone, machen eine Neubearbeitung dieses Areals notwendig. Der Fokus dieser Arbeit liegt auf der Beckenentwicklung, den Schichtfolgen und den geodynamischen Prozessen im Ober-Jura sowie der Unter-Kreide. Die ursprüngliche Annahme, dass die Tauglboden Mélange an die Saalachzone angrenzt, kann nicht bestätigt werden. Mithilfe geologischer Kartierung, Radiolariendatierung und mikrofazieller Analyse können folgende Ergebnisse präsentiert werden: Die Basis des Kartiergebietes nördlich des Unkenbaches bilden massige lagunäre und oberrhätische Dachsteinkalke. Auf ihnen liegen die Rotkalke der Adnet-Gruppe, welche durch Hierlatzkalke und das Lienbach-Member repräsentiert sind und der geringmächtigen Ruhpolding-Formation, welcher großteils verwittert vorliegt. Diesem liegen die Oberalm-Formation mit den an der Basis zwischengeschalteten Barmsteinkalken auf. Südlich des Unkenbaches bildet die Basis der obere Anteil der Oberalm-Formation, welche durch das Auftreten von Calpionellen datiert sind. Die konkordant aufliegende mergelige Schrambach-Formation stellt das finale Stadium des fining-upward Zyklus dar. Die hangende Einheit im Süden wird durch die Lackbach-Schichten dargestellt, welche einen erhöhten Eintrag von siliziklastischem und ophiolithischem Material aufweist und einen coarsening-upward Trend zeigt. Auf der Basis dieser Entwicklung kann das Gebiet als nördlicher Teil der Trattberg-Schwelle, als innertirolische Überschiebungsfront, interpretiert werden denn durch das Fehlen der Tauglboden-Formation in dem Untersuchungsgebiet, kann eine zentrale oder proximale Position innerhalb des oberjurassischen Tauglboden-Beckens ausgeschlossen werden. Eine paläogeographische Position an den Hochzonen der steilen und gekippten Staffelbrüche der ab dem Ober-Tithonium zerfallenden Trattberg-Schwelle ist somit am wahrscheinlichsten. Eine Störung entlang des Unkenbaches kann als Abschiebung während des Zerfalls der Schwelle und in späterer Folge als reaktivierte Aufschiebung betrachtet werden, um die heutigen Lagerungsverhältnisse zu erklären. Ein weiteres Störungssystem im Untersuchungsgebiet ist durch den sinistralen „Saalach-Westbruch“ gegeben. Basierend auf diesen Ergebnissen wird ein potentiell Kohlenwasserstoff-System hypothetisiert. In diesem System stellen jurassische organisch reiche Beckensedimente (z.B. Sachrang-Member) ein Muttergestein dar. Konventionelle Speichergesteine stellen die sandige Roßfeld-Formation, bzw. unkonventionelle die Radiolarite, dar.

Abstract

The complex sedimentary succession of the so far only generally investigated eastern margin of the Unken syncline adjacent to the Saalach unit is newly studied. Main focus of this study was set on the basin evolution, biostratigraphic dating and microfacies analysis of the sedimentary successions and the geodynamic processes in Late Jurassic to Early Cretaceous times. The preliminary assumption that the Tauglboden Mélange adjoins the Saalach unit to the east can not be confirmed. According to geological mapping, radiolarian dating and microfacies analysis following results can be drawn: The oldest sedimentary rocks of the studied area north of the Unkenbach is the Rhaetian lagoonal Dachsteinkalk overlain by red condensed limestones of the Adnet Group, i.e. the Hierlatz Limestone and the Lienbach Member. The sequence continues with the thin bedded reddish Rupolding Formation, which occurs as a weathered horizon. The Oberalm Formation with its intercalated Barmstein Limestones overlies the radiolarites. To the south of the river Unkenbach the basis is represented by the uppermost part of the Oberalm Formation dated with Calpionellids. The sequence is followed by the concordant overlying marly Schrambach Formation, which represents the final stage of the fining-upward trend. The top of the succession in the south is the Lackbach Formation, which is characterized by a high input of siliciclastic and ophiolitic material and showing a coarsening-upward trend. Based on this results, the studied area is interpreted as the northern part of the Trattberg Rise, which separates the Upper and Lower Tirolic nappe. The missing Tauglboden Formation doesn't favour a position in the central or proximal part of the Tauglboden Basin. It is assumed that the sedimentary succession was originally deposited in an area of the Oxfordian Trattberg Rise which collapsed in the Late Tithonian. By this collapse steep and tilted escarpment were formed. Along the river Unkenbach one of these normal faults is preserved, reactivated at a later stage. A second fault system in the studied area is represented by the sinistral strike-slip fault system of the "Saalach-Westbruch". Based on these results a potential Hydrocarbon system is hypothesized. Early Jurassic organic-rich basin sediments (e.g. Sachrang Member) represent source rocks, the sandy Roßfeld-Formation conventional reservoir rocks. Radiolarites can be seen as unconventional source and reservoir rocks.

1. Einleitung und Problemstellung

Die vorliegende Arbeit ist eine Neubearbeitung des Gebietes zwischen Hammerl im Westen, Hausruck im Norden, Friedlwirt im Osten und der Hoisenhöhe im Süden (Abb. 1). Die untersuchte Fläche beträgt ca. 3,5 km² und befindet sich 32 km südwestlich der Stadt Salzburg. Nach neuesten Untersuchungen grenzt das Gebiet im Osten an die Saalachzone, welche unter anderem von MISSONI & GAWLICK (2010) als Hallstatt Mélange neu definiert wurde, da sich die Jura-Abfolge von jener der Saalachzone unterscheidet. Die Saalachzone wurde als Teil des Hallstätter „Schollenkranzes“ (= Tiefjuvavikum) im Sinne von TOLLMANN (1976) gesehen, muss aber als durch Seitenverschiebungen begrenzte tektonisch isolierte Zone innerhalb der Nördlichen Kalkalpen betrachtet werden (MISSONI & GAWLICK 2010). Somit ist das untersuchte Gebiet als Teil der Staufen-Höllengebirgs-Decke von der Berchtesgadener Decke durch die Saalachzone getrennt.

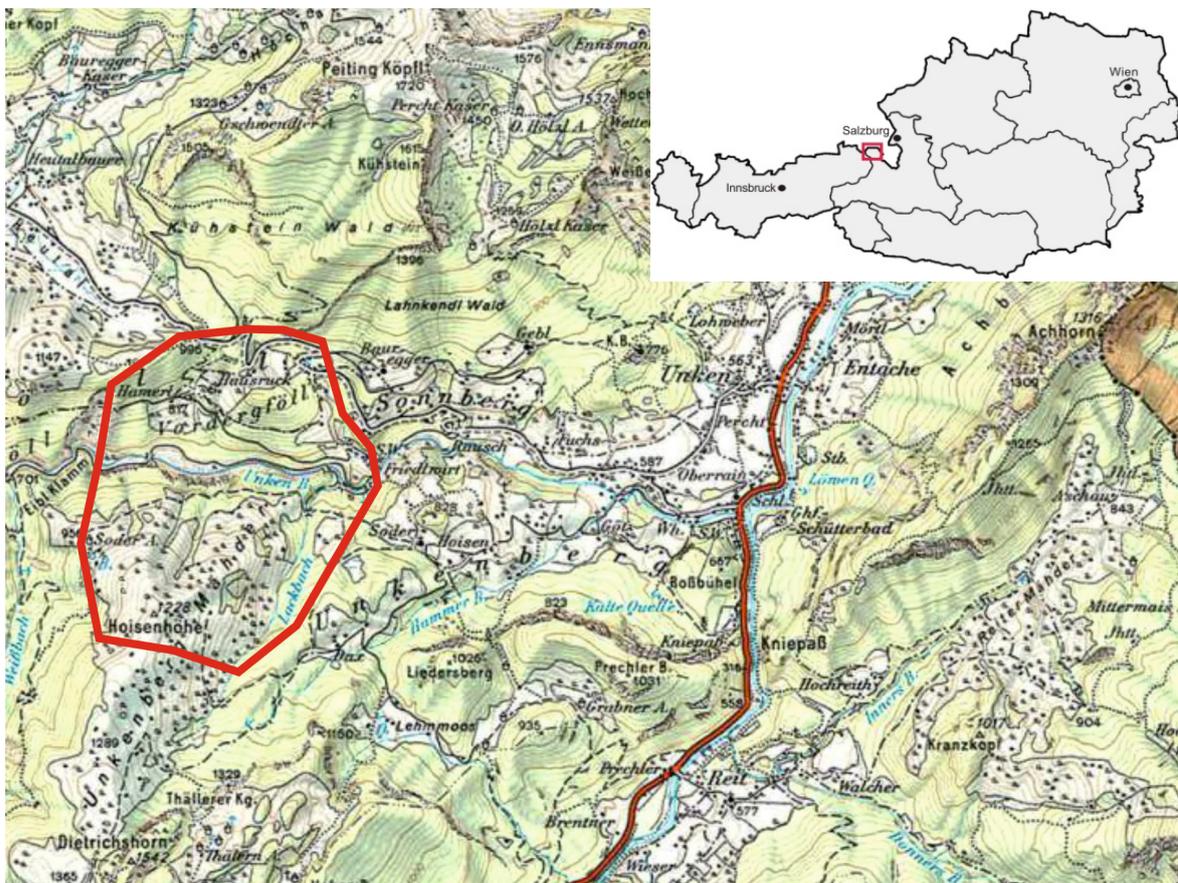


Abb. 1: Eingenordete topographische Übersichtskarte (Auszug der ÖK-Karte 1:50 000), Kartiergebiet rot umrahmt

Die verschiedenen Modelle zur Genese der Hallstätter Zone und mehrphasiger tektonischer Prozesse haben einen großen Einfluss auf die Interpretation der rezenten komplexen Lagerungsverhältnisse in dem Gebiet und machen eine Neubearbeitung des bis dato immer nur weitläufig oder punktuell untersuchten Areals (z.B.: HAHN 1910, GARRISON & FISCHER 1969, DARGA & WEIDICH 1986, etc.) notwendig. Ein Schlüssel zur Interpretation der geodynamischen Vorgänge im Ober-Jura stellt das Verständnis der Genese und der sedimentären Füllung der Radiolaritbecken in den Nördlichen Kalkalpen dar (GAWLICK 2000). Für die Neubearbeitung des Gebietes wurden deshalb folgende Aufgaben definiert:

- Detaillierte Kartierung des Gebiets zwischen Hausruck und Friedlwirt, bzw. Heutal und Hoisenhöhe (Abb. 1) mit einem Hauptaugenmerk auf die vorkommenden Faziesräume und deren Lagerungsverhältnisse
- Stratigraphische Datierung von Radiolaritproben
- Stratigraphische und tektonische Entwicklung im Kartiergebiet

2. Geologischer Überblick

In den folgenden Unterkapiteln soll ein geologischer Überblick über die Nördlichen Kalkalpen, die Hallstätter Zone sowie der damit verbundenen Modelle und Konzepte zu ihrer Genese und der sedimentären Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen gegeben werden.

2.1. Die Nördlichen Kalkalpen

Die Nördlichen Kalkalpen, als großtektonische Einheit der Ostalpen, sind als „fold-and-thrust belt“ ausgebildet. Vom Rheingraben im Westen erstrecken sie sich über ca. 600 – 700 km nach Osten zum Wiener Becken, wo sie unter dem Tertiär des Wiener Beckens

abtauchen (Abb. 2). In den westlichen Karpaten treten die Ausläufer der Nördlichen Kalkalpen wieder zutage (TOLLMANN 1985). Im Norden sind die Nördlichen Kalkalpen dem Rhenodanubischen Flysch aufgelagert und im Süden der Grauwackenzone.

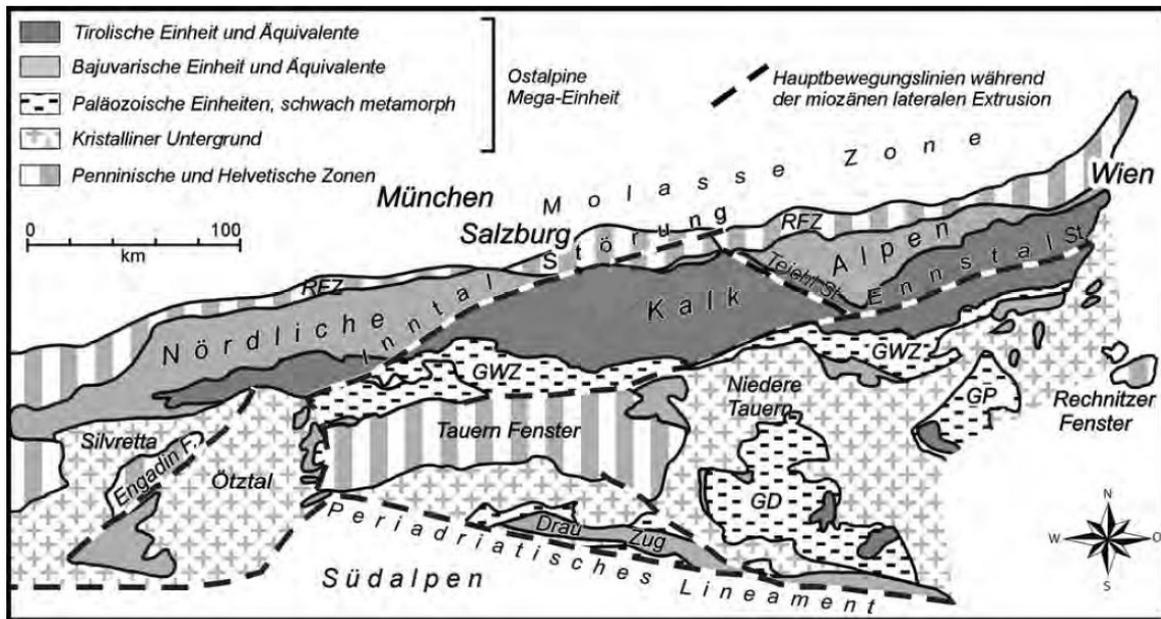


Abb. 2: Geologischer Überblick der Ostalpen nach FRISCH & GAWLICK (2003), modifiziert aus KRISCHE et al. (2013). GD: Gurktal Decke; GP: Grazer Paläozoikum; GWZ: Grauwackenzone; RFZ: Rhenodanubische Flyschzone

Die Nördlichen Kalkalpen geben die Sedimentationsabfolge des passiven Kontinentalrandes der westlichen Neo-Tethys wieder und umfassen einen Sedimentationszeitraum vom oberen Perm mit dem Zerfall von Pangäa (TOLLMANN 1976), bis ins Eozän. Beginnend mit siliziklastischem und evaporitischem Material folgen mächtige Kalk- und Dolomitablagerungen, welche in der Kreide wieder von einem siliziklastischem Sediment überlagert werden. Ab der Ober-Kreide kommt es abschließend zur Ablagerung der Gosausedimente, welche bis in das Eozän andauert.

Nach dem klassischen Konzept von TOLLMANN (1985) werden die Nördlichen Kalkalpen in das Kalkvorpalin und das Kalkhochalpin gegliedert. Das Kalkvorpalin wird weiter in Bajuvarikum und Tirolikum unterteilt, das Kalkhochalpin besteht aus dem Juvavikum. Somit sind die Nördlichen Kalkalpen in drei Deckeneinheiten von Nord nach Süd, bzw. vom Liegenden ins Hangende gegliedert:

- Bajuvarikum Liegende N
- Tirolikum
- Juvavikum Hangende S

Das Bajuvarikum wird noch in ein Tiefst-, Tief- und Hoch-Bajuvarikum unterteilt. Das Juvavikum wird ebenfalls unterteilt in ein Tief-Juvavikum, welches die Hallstätter Decken beinhaltet und das Hoch-Juvavikum, welches die Berchtesgadener-, Dachstein- und Schneebergdecke umfasst. Während der Schließung der Neo-Tethys werden die Deckenstapel vom Basement abgeschert und nach Norden transportiert. Das Juvavikum (landfernste Einheit) überschiebt das Tirolikum, welches wiederum auf das Bajuvarikum überschoben ist.

Aufgrund von neuen stratigraphischen, strukturellen und geochronologischen Untersuchungen (FRISCH & GAWLICK 2003), wurde eine neue Gliederung der Nördlichen Kalkalpen vorgenommen (Abb. 2), welche dem klassischen Deckenkonzeptes von TOLLMANN (1985) gegenübersteht.

Nach diesem neuen Konzept wird die tiefste Deckeneinheit, das Bajuvarikum, unverändert in Hoch- und Tief-Bajuvarikum unterteilt. Das Tirolikum wird in ein Tief-, Hoch- und dem metamorph überprägten Ultra-Tirolikum unterteilt. Die Abgrenzung zwischen Tief- und Hoch-Tirolikum bildet die Trattberg-Schwelle, welche eine oberjurassische Überschiebungsfront darstellt. Die Einheiten des ehemaligen Hoch-Juvavikum (Dachstein- und Berchtesgadener Decke) werden dem Tirolikum zugerechnet und die tiefjuvavische Hallstätter Zone wird nun als mittel/oberjurassische radiolaritische Wildfleyschentwicklung betrachtet und als Hallstatt Mélange ebenso dem Tirolikum zugerechnet. Diese Hallstatt Mélange beinhaltet Material des zur Gänze erodierten Juvavikums. Das erodierte Juvavikum, als Komponenten in einer radiolaritischen Matrix, kann Größen von mehreren Kilometern haben.

2.2. Sedimentäre Entwicklung

In diesem Kapitel wird in kurzen Zügen die komplexe sedimentäre Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen vom Perm bis in die Unter-Kreide beschrieben, beginnend mit der Entstehung des Alpenen Haselgebirges bis zum Ertrinken der Plassen-Karbonatplattform im frühen Ober-Berriasium und der Ablagerung der Roßfeld-Formation (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2006). Bezüglich der Jura-Entwicklung wird das Modell von FRISCH & GAWLICK (2003) und GAWLICK & FRISCH (2003) verfolgt. Die stratigraphische Entwicklung des Trias und Jura sind in Tabellen in Abb. 3 und 4 dargestellt.

2.2.1. Perm und Trias

Im Perm beginnt mit dem initialen Grabenbruch- bzw. dem Riftstadium ein neuer Wilsonzyklus. Es kommt im Norden zur Ablagerung von klastischen terrigenen Sedimenten (Alpiner Verrucano und Bundsandstein) und der Haselgebirgsentwicklung im Süden. Proximal zur Küstenlinie wird ab dem Skyth der stark terrigen-klastisch beeinflusste Alpine Bundsandstein abgelagert. Distal zur Küstenlinie werden die Schlammsedimente der Werfener Schichten abgelagert, welche aber im Hangenden geringmächtig karbonatisch werden. Dies zeigt, dass der Einfluss vom Festland durch stetige Transgression geringer wird und es zu einer Flachwasserkarbonatentwicklung kommt.

Im höheren Skyth wird der Faziesraum der Werfener Schichten durch eine Karbonatrampe abgelöst. In diesem abgeschnürten Meeresbecken werden die dunkelgrauen bis schwarzen Karbonate der Gutenstein-Formation abgelagert. Über diesen bilden sich in der Mittel-Trias (ab mittlerem Anis) die Steinalm-Karbonatplattform, bzw. die Wetterstein-Plattform im Ober-Ladin. Im höheren Unter-Karn kommt es zum plötzlichen Einsetzen von siliziklastischen terrigenen Schüttungen, (Raibler- und Lunzer-Schichten) und somit zu einem Ende des karbonatischen Sedimentzyklus. Dieses Ereignis ist auch als Raibler Ereignis bzw. als Reingrabener Wende bekannt. Über den Raibler Schichten kommt es im Tuval wieder zum Aufbau einer Karbonatrampe (Opponitzer- und Waxeneck-Formation). Ab der Grenze Tuval/Lac entwickelt sich daraus die obertriassische Dachsteinkalk Karbonatplattform samt Lagune (lagunärer Dachsteinkalk und Hauptdolomit), Riff

(Dachsteinriffkalk) und Becken (Hallstätter Zone). An der Trias / Jura Grenze kommt es, bedingt durch ein Massensterbeereignis, zum Erliegen des Riffwachstums und es folgt ein Ertrinken der Plattform.

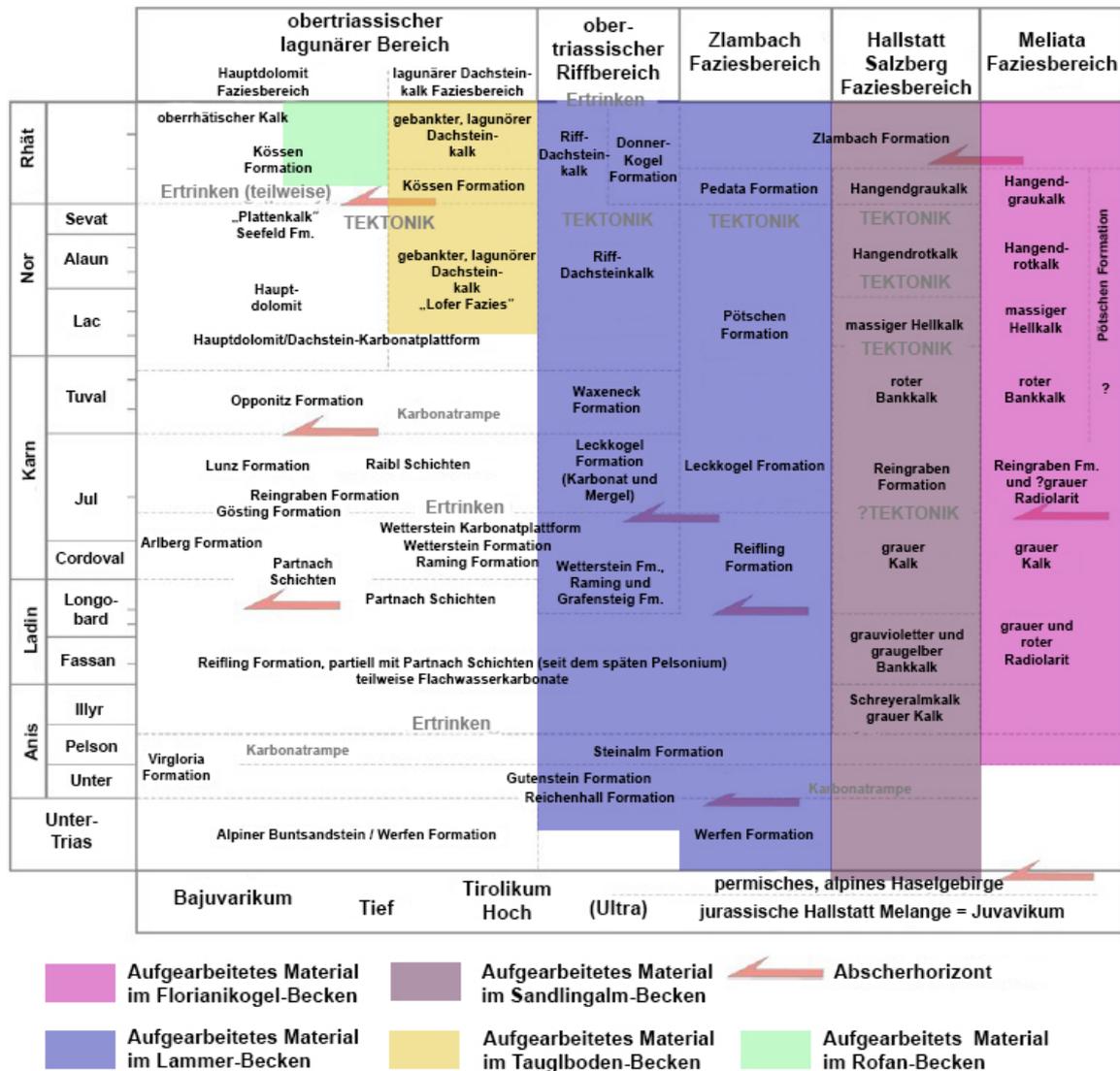


Abb. 3: Stratigraphische Tabelle der Trias in den Nördlichen Kalkalpen, sowie den jurassischen Abscherhorizonten. Die aufgearbeiteten Sedimente der Trias lagern sich in den jurassischen Becken ab; modifiziert nach MISSONI & GAWLICK (2011a).

Die herannahenden Deckenfronten (GAWLICK & FRISCH 2003) bilden trogförmige bzw. asymmetrische Becken aus, welche durch Schwellen (z.B. Trattberg-Schwelle, welche eine Deckenstirn darstellt) getrennt sind. Diese Becken werden mit kieseligen Sedimenten der Ruhpolding Radiolaritgruppe verfüllt (GAWLICK et al. 2009a). Eine Übersicht der jurassischen Becken stellt Abb. 5 dar. Die darin enthaltenen Resedimente des triassischen Schelfs können aus Abb. 3 entnommen werden. Ab dem Kimmeridgium bilden sich auf den Schwellen drei Karbonatplattformen (Abb. 12) aus, welche die Becken zum Teil mit Resedimenten verfüllen (SCHLAGINTWEIT et. al. 2003, GAWLICK et al. 2007, SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2007). So kommt es auch z.B. im Tauglboden-Becken oberhalb der Tauglboden-Formation zur Ablagerung der pelagischen Oberalm-Formation mit den eingeschalteten Mass-flow Ablagerungen der Barmsteinkalke (GAWLICK et al. 2005). Ab dem Ober-Tithonium kommt es zum Absinken und Zerfall der Schwellenzonen (Trattberg-Schwelle). Die Kombination aus siliziklastischem Eintrag (Roßfeld-Formation) aus dem Süden und hoher Subsidenz indiziert ein Absterben der zentralen Ober-Jura-Plattformen im Unter-Berriasium (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2006).

	Florianikogel Becken	Sandlingalm Becken	Lammer Becken	Tauglboden Becken	Rofan Becken	Sillenkopf Becken
Formations-name	Florianikogel-Formation	Sandlingalm-Formation	Strubberg-Formation	Tauglboden-Formation	Rofan Brekzie	Sillenkopf-Formation
Mächtigkeit	> 100 m	600 - 800 m	1800 - 2000 m	bis 800 m	> 100 m	100 - 1000 m
Matrixalter (Radiolarien)	?Bajocium bis Callovium	?O.-Bajocium bis Oxfordium	U.Callovium bis M.-Oxfordium	U.-Oxfordium bis U.-Tithonium	O.-Oxfordium bis U.-Kimmeridgium	O.-Oxfordium bis Tithonium

Abb. 5: Gegenüberstellung der jurassischen Becken mit Mächtigkeit und Matrixalter. Modifiziert nach QUAST (2011). Eine schematische Darstellung der Jura-Becken wird in Abb. 12 am Beispiel des Tauglboden- und Sillenkopf-Beckens gezeigt

2.2.3. Unter-Kreide

Ab dem Ober-Berriasium kommt es zur Sedimentation der Schrambach-Formation und der darüber liegenden siliziklastischen Roßfeld-Formation, bzw. der Lackbach-Schichten (FAUPL & TOLLMANN 1979), welche das Ende der Jura-Entwicklung darstellt und zu einem neuen Sedimentationszyklus in der Kreide führt (Abb. 6). Die Roßfeld-Schichten repräsentieren nach GAWLICK et. al. (2005) ein Molassestadium innerhalb eines un-gefüllten Vorlandbeckens (Tauglboden- / Oberalm-Becken). Die zeitgleiche sedimentologische Entwicklung der Roßfeld-Formation und der Lackbach-Schichten wurde hauptsächlich von Meeresspiegelschwankungen und zu einem gewissen Grad von tektonischer Aktivität kontrolliert (KRISCHE et al. 2014). Die in der Roßfeld-Formation enthaltenen Schwermineralen (Chromspinelle, KRISCHE 2012) spiegeln die Erosion des obduzierten Tethys-Ophiolithes wieder.

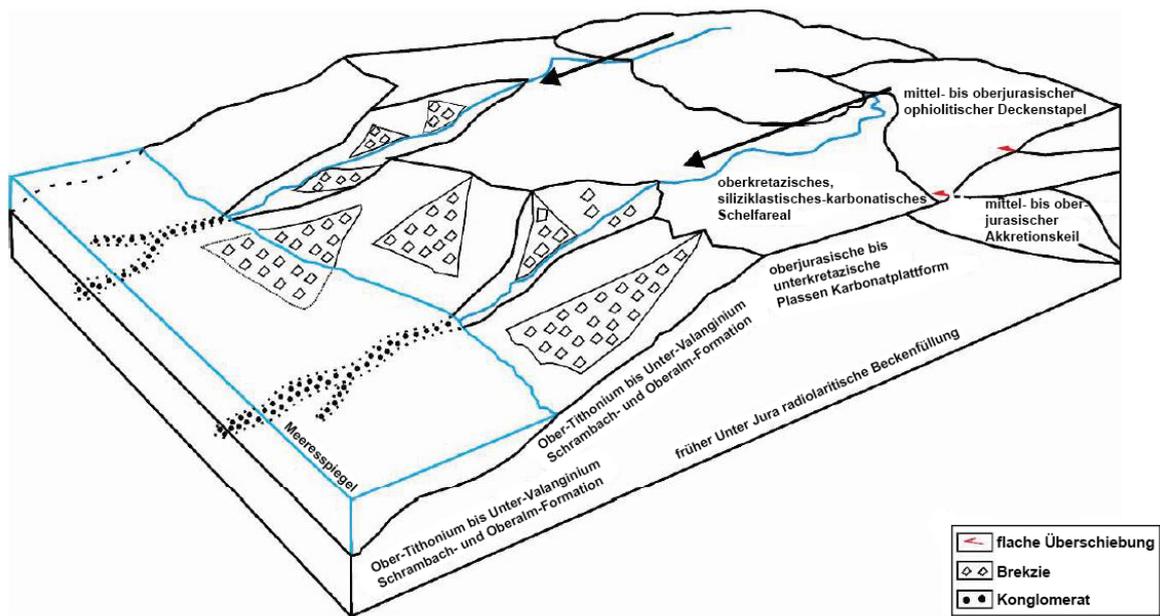


Abb. 6: Sedimentationsmodell der Roßfeld-Formation, modifiziert nach KRISCHE et al. (2014):

2.3. Modelle und Konzepte

Seit mehr als 100 Jahren befassen sich Geologen damit, den Aufbau und die dazugehörige Geodynamik der Nördlichen Kalkalpen erklären zu können. Eine besondere Schlüsselstelle spielt hierbei die Hallstätter Zone. Deswegen soll in diesem Kapitel auf ihre Definition, bzw. die verschiedenen Modelle und Konzepte eingegangen werden, welche seit langer Zeit kontrovers diskutiert werden.

Unter dem übergeordneten Begriff „Hallstätter Zone“ werden die Sedimente des Hallstätter Faziesraumes und deren rezente Verbreitung innerhalb der Nördlichen Kalkalpen verstanden. Dieser Hallstätter Faziesraum wird in drei weitere Faziesgürtel unterteilt: Zlambach-, Hallstatt Salzberg- und Meliata-Faziesraum. Den Übergangsbereich zur triassischen Plattformentwicklung (Dachsteinkalkfazies) stellt die Zlambachfazies dar. Die Zlambachfazies setzt sich aus, hemipelagischen beeinflussten Graukalken zusammen (graue Hallstätter Fazies sensu LEIN 1987). Dieser mikro- und lithofaziell sehr differenzierte Sedimentationsraum entwickelt sich ab dem Anis bis in den Ober-Lias (MISSONI & GAWLICK 2011b). In Richtung des tieferen Schelfs hin, knüpft der Faziesgürtel der Hallstatt Salzbergfazies an die Zlambachfazies an. Dieser offen marine, hemipelagische Ablagerungsraum reicht ebenfalls von Anis bis in den Ober-Lias (MISSONI & GAWLICK 2011b). Dieser Faziesraum liegt dem permo-skythischen Haselgebirge auf und somit kommt es schon während der Sedimentation zur Entstehung von Schwellen- und Beckenbereichen in Folge von Diapirismus (LEIN 1985). An den Hochzonen der Schwellen kommt es zur Ablagerung von geringmächtigen, kondensierten Rotkalken, in den Beckenbereichen werden hingegen mächtige Graukalke abgelagert (bunte Hallstätter Fazies sensu LEIN 1987). Nach GAWLICK & BÖHM (2000) ist die Akkumulation der Kalke stark an Meeresspiegelschwankungen, Eintrag von benachbarten Flachwassergebieten und lokale tektonische Ereignisse gebunden. Der Meliata-Faziesraum repräsentiert den äußersten Teil des Schelfs, den Kontinentalabhang, sowie den Übergangsbereich zur pelagischen Entwicklung der Neo-Tethys (GAWLICK 1996, GAWLICK et al. 2009a). Triassische Radiolarite und Kieselkalke charakterisieren diesen Faziesbereich (Abb. 3). Unter dem Begriff Jurassische Hallstatt Mélange werden die aufgrund von Erosion hervorgebrachten Resedimente der Hallstätter Zone bezeichnet.

Mit den Jahren entstanden einige unterschiedlichen Konzepte und Modellvorstellungen zur Genese der Hallstätter Zone, welche teils verworfen, kombiniert oder weiterentwickelt wurden. Diese Entwicklung führte zu einer jeher kontrovers Betrachtung zur Entstehung der Hallstätter Zone.

Eines der ersten Modelle nach MOJSISOVICS (1903) beruht auf der Autochthonie der „Hallstätter Kanäle“. Dieses Modell vertritt die Ansicht, dass sich die hemipelagischen Abfolgen der Hallstätter Zone in Kanälen der „zerschnittenen“ triassischen Dachsteinkalkplattform entwickelten. MOJSISOVICS (1903) ging dabei von einem Nordkanal (Wolfgangsee – Bad Ischl – Bad Aussee) und einem Südkanal (Berchtesgaden – Hallein – Hallstatt) aus, welche sich über dem Haselgebirge ablagerten und durch spätere tektonische Prozesse in ihre heutige Position bewegten. HAUG (1906) erklärte die Genese der Hallstätter Zone mit dem Modell der allochthonen Verfrachtung und gliederte die Hallstätter Zone nördlich der Dachsteindecke ein. Ein weiteres Modell erklärt die Entstehung der Hallstätter Zone mit dem mehrphasigen Deckenschubes (z.B.: NOWAK 1911). Hierbei wird die Hallstätter Decke aufgrund ihrer faziellen Eigenschaften in einen gegenüber den Kalkalpen, südlich liegenden Sedimentationsraums angenommen und tektonisch in mehreren Überschiebungen nach Norden transportiert. Auch KOBER (1912) erklärte die heutige Position mit Überschiebungen und platzierte die Hallstätter Decke (Tief-Juvavikum) zwischen Tirolikum und Dachsteindecke (Hoch-Juvavikum). Sowohl HAHN (1913) und SPENGLER (1919) gingen von der Theorie aus, dass das Juvavikum dem Südrand der Kalkalpen mit späteren Überschiebungen entspricht (Abb. 7, vgl. Abb7/1 mit Abb. 9.).

PLÖCHINGER (1974) erkannte im Tithonium Gleitstrukturen in den Beckenfüllungen und es folgte damit das Modell der oberjurassischen Gleittektonik (TOLLMANN 1981, 1985). Das Modell der Gleittektonik mit einem einheitlichen Hallstätter Faziesraum südlich der Kalkalpen wurde von mehreren Autoren (SCHÄFER 1976, TOLLMANN 1981, MANDL 1982, SPÖTL et al. 1998, etc) vertreten. Gemeinsam ist auch die Annahme, dass das permische Haselgebirge als Gleit- und Abscherhorizont fungiert, lediglich werden andere Zeitpunkte der Gleittektonik angenommen. Das Konzept, der autochthonen Hallstätter Kanäle, nach MOJSISOVICS (1903) wurde in der zweiten Hälfte des 19ten Jahrhunderts von ZANKL (1967), SCHLAGER (1967) und etwas später auch von TOLLMANN (1976) weiterentwickelt. TOLLMANN (1976) vereinte dann die Theorie der Hallstätter Kanäle mit der Theorie der Gleitschollentektonik – die kombinierte Hallstätter Theorie (Abb. 8). Es wird angenommen, dass es insgesamt drei Kanäle mit unterschiedlicher Fazies innerhalb der Dachstein- und Totengebirgsdecke gibt. Alle drei Kanäle beinhalten autochthone Gebiete als auch solche,

die durch Gleitschollentektonik unter partiellem Einfluss von Salzdiapirismus von Süden nach Norden transportiert worden sind (TOLLMANN 1976). Im Raum Unken-Lofer wird eine erste Eingleitung aufgrund der auflagernden Lärchbergkalke im Tithonium angenommen und eine zweite Phase im Barremium auf die Roßfeld-Formation, die als Beginn der Einengungsphase interpretiert wurde (TOLLMANN 1981).

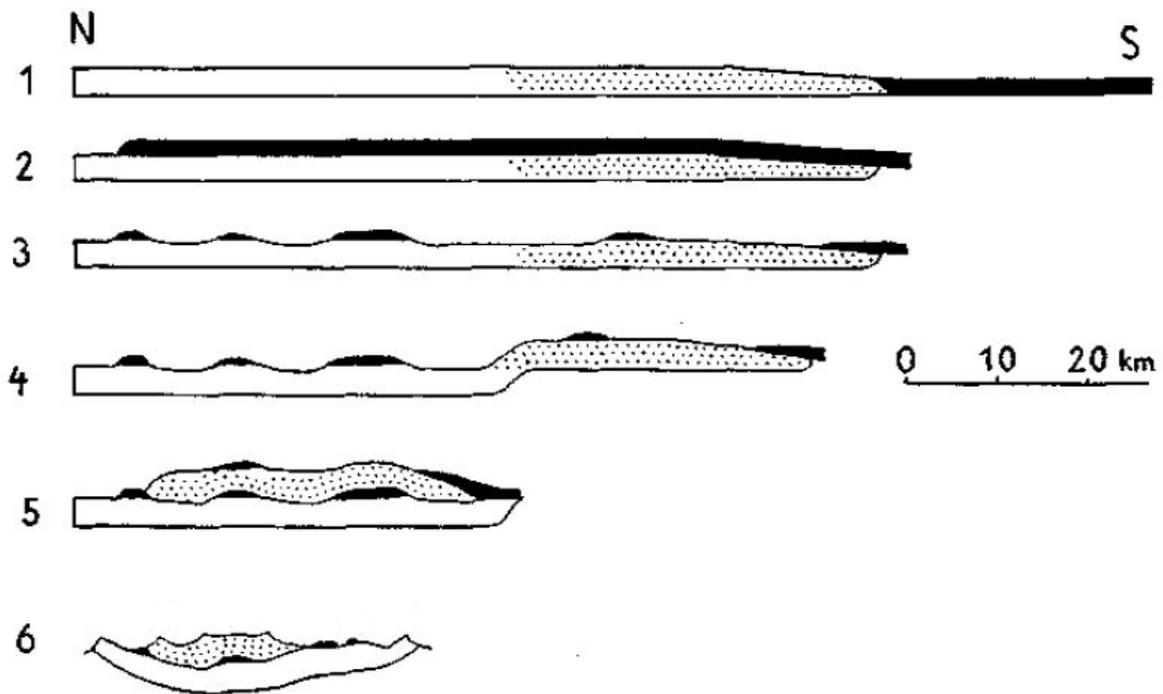


Abb. 7: Schematische Darstellung der Phasen der juvavischen Deckenschübe nach SPENGLER (1956). Weiß = Staufen-Höllengebirgs Decke (Tirolische Decke), Punktiert = Reiteralmdedecke, Schwarz = Hallstätter Decke. 1. Zustand vor der Orogenese, 2. Nach der Überschiebung der Hallstätter Decke, 3. Nach der Erosion der Hallstätter Decke, 4. Nach der Bildung einer Flexur, 5. Nach der Reliefüberschiebung der Reiteralmdedecke, 6. Heutiger Zustand.

1985 konnte LEIN mit seiner Arbeit endgültig die bisherigen Theorien, welche sich auf der Annahme der Hallstätter Kanäle aufbauen, widerlegen. Er erkannte, dass es sich bei dem Hallstätter Faziesraum um die mesozoische Abfolge eines passiven Kontinentalrandes handelt. Dadurch wird die Sedimentationsgeschichte der Nördlichen Kalkalpen als Wilson-Zyklus beschrieben. Die Hallstätter Zone wird von nun an als zusammenhängender Ablagerungsraum zwischen der triassischen Karbonatplattform und einem Becken betrachtet (Abb. 9). Im Mittel-Jura wird eine Umstellung von einem passiven zu einem aktiven Kontinentalrand mit der Bildung von Radiolaritbecken und Gleitdecken angenommen. Durch den Wechsel von einem Extensions- in ein Kompressionsregime

werden ältere listrische Störungen invers reaktiviert (COHEN 1982). Somit können die Faziesübergänge und die heute unzusammenhängend verteilten Hallstätter Zonen, welche die Grundlage für die Theorie der autochthonen Kanäle sind, mit tektonischen Prozessen erklärt werden (LEIN 1987).

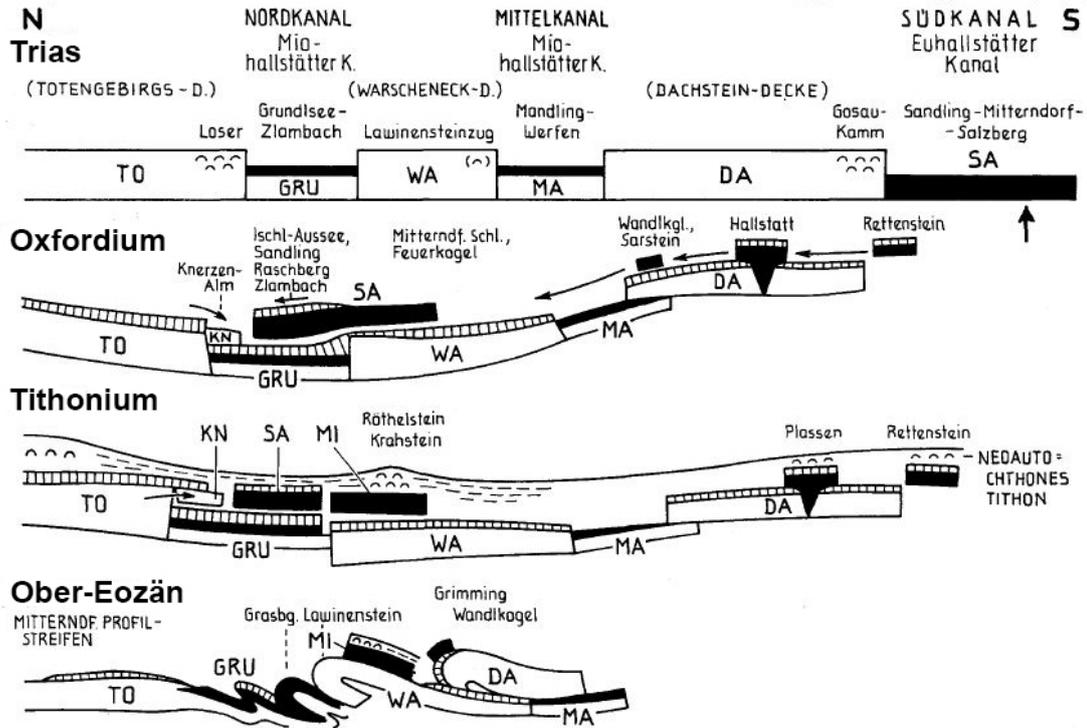


Abb. 8: Historische, schematische Darstellung des „Gleitdeckenbau“ anhand des zentralen Salzkammerguts, modifiziert nach TOLLMANN (1981)



Abb. 9: Schematische Faziesverteilung des passiven Kontinentalrandes in der Trias, modifiziert nach FRISCH & GAWLICK (2003)

Basierend auf dieser Grundlage wurde dieses Konzept weiterhin verfeinert und es entwickelten sich neue Modelle (u.a. MANDL 2000, FRISCH & GAWLICK 2003 und FRANK & SCHLAGER 2006), die wiederum sehr unterschiedlich sind.

GAWLICK et al. (1999a) sieht aufgrund der mittel-/oberjurassischen Radiolaritbecken und den Anzeichen von LT/HP-Metamorphose, dass es sich um die beginnende Subduktion der Tethys zu dieser Zeit handelt, welche mit der orogenen Phase des jurassischen „Neotethyan Belt“ (MISSONI & GAWLICK 2011b) in Verbindung steht. MANDL (2000) fasst die aktuellen Ergebnisse von GAWLICK et al. (1999a, b) zusammen und baut das Konzept weiter aus. Er berücksichtigt die Vorstellung des Hallstätter Faziesraumes und beschreibt die Abscherung der Hallstätter Zone und das gravitativ bedingte Eingleiten in die, während der Subduktionsphase entstandenen, Radiolaritbecken. Das entstandene Paläorelief, welches aus Hochzonen und Becken besteht, wird demnach von oberjurassischen / früh-kretazischen Karbonatplattformen und pelagischen Kalken plombiert. Als Ursache für die Deckenbildung der Nördlichen Kalkalpen, wird einsetzende Krustenverkürzung im Ober-Jura angenommen (Abb. 10).

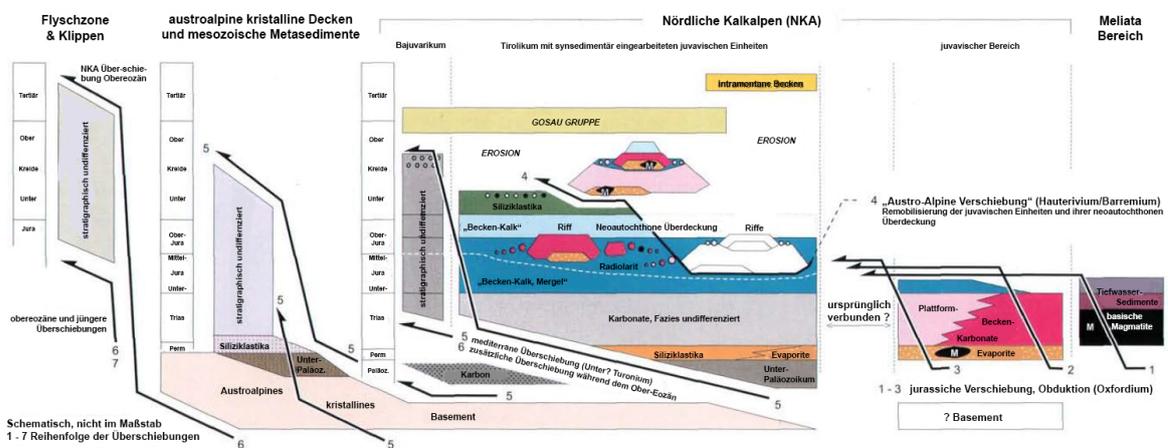


Abb. 10: Modell zur Entwicklung des Hallstätter Faziesraumes, modifiziert nach MANDL (2000)

Mit der Arbeit von FRISCH & GAWLICK (2003) wird ein neues Konzept vorgestellt, welches die Faziesverteilung der Trias mit der jurassischen Gleittektonik, bzw. mit der Sedimentationsabfolge der mittel- bis oberjurassischen Radiolaritbecken vereint. Im Gegensatz zu TOLLMANN (1981, 1985) wird die Bildung der Radiolaritbecken nicht mit Krustenzerrung, sondern mit Krustenstauchung, bedingt durch die partielle Schließung der Neo-Tethys erklärt. Durch die Schließung des Ozeans im Mittel-/Ober-Jura bilden sich

nördlich der propagierenden Überschiebungsgürtel asymmetrische Radiolaritbecken (z.B. Tauglboden-Becken), welche das erodierte Material der vom Basement abgescherten Hallstätter Zone aufnehmen. Zuerst werden die distalen Bereiche - Meliata- und Hallstatt Salzberg-Faziesraum - abgeschert und später auch der proximale Bereich - Zlambach-Faziesraum – und mit fortschreitender Subduktion auch der Dachstein-Faziesraum (GAWLICK et al. 1999a). Das erodierte Material wird in den radiolaritischen Tiefseerinnen sedimentiert, wobei Olistolithe in km-Größe vorkommen können. Diese Geschehnisse führen auch zu einer Neudefinierung der Deckeneinheiten und die vormals juvavischen Deckeneinheiten werden als sedimentäre Weiterentwicklung (Wildfyschentwicklung) der tirolischen Deckeneinheit beschrieben. Diese Entwicklung wird von Karbonatplattformen, welche sich an den Hochzonen ausbilden und deren Resedimenten, plombiert. Die Deckenüberschiebung der bajuvarischen Einheiten erfolgt in der späten Unter-Kreide gemeinsam mit der Ausbildung eines siliziklastischen Grabens. Bei diesem tektonischen Ereignis, als auch bei späteren, kommt es zur Reaktivierung von jurassischen Störungen. Im Miozän kommt es zur finalen N-S-Stauchung und der E-W-Elongation, welches eine Zerlegung der der Nördlichen Kalkalpen zur Folge hat. Diese Segmentation ist mit Rotation und Translation der einzelnen Blöcke zueinander verbunden (Abb. 11). Um ihr Model zu Überprüfen rekonstruierten FRISCH & GAWLICK (2003) die oligozäne Konfiguration der Blöcke und zeigen damit, dass das Model unter Berücksichtigung der Faziesverteilung und der tektonischen Events (Subduktion, Überschiebungsfronten und daraus resultierenden Radiolaritbecken) in sich konsistent ist.

Aufbauend auf den bestehenden Modellen (LEIN 1985, 1987, GAWLICK et al. 1999a, b, FRISCH & GAWLICK 2003) und neuen Daten aus den Berchtesgadener Alpen, präsentieren MISSONI & GAWLICK (2011a) neue Ergebnisse für eine Rekonstruktion der Geodynamik im Mesozoikum. Der Beginn der Subduktion der westlichen Neo-Tethys wird in den späten Unter-Jura datiert. Während der Einengungsphase im Mittel- und frühen Ober-Jura kommt es zur Ausbildung von „trench-like“ Radiolaritbecken vor den herannahenden Überschiebungsgürtel. Die dadurch entstandenen Becken werden durch die Hochzonen (Schwellen) der Deckenfronten getrennt und durch ihren Komponentenbestand, sowie dem Alter der radiolaritischen Matrix differenziert. Die Beckenfüllungen zeigen typische „coarsening-upward“ Zyklen. An der Grenze Oxfordium / Kimmeridgium kommt es zur Bildung von Karbonatplattformen an den Hochzonen (Abb. 12). Die drei progradierenden Karbonatplattformen (NW nach SE): Wolfgangsee-Karbonatplattform, Plassen-Karbonatplattform, Lärchberg-Karbonatplattform (SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2007).

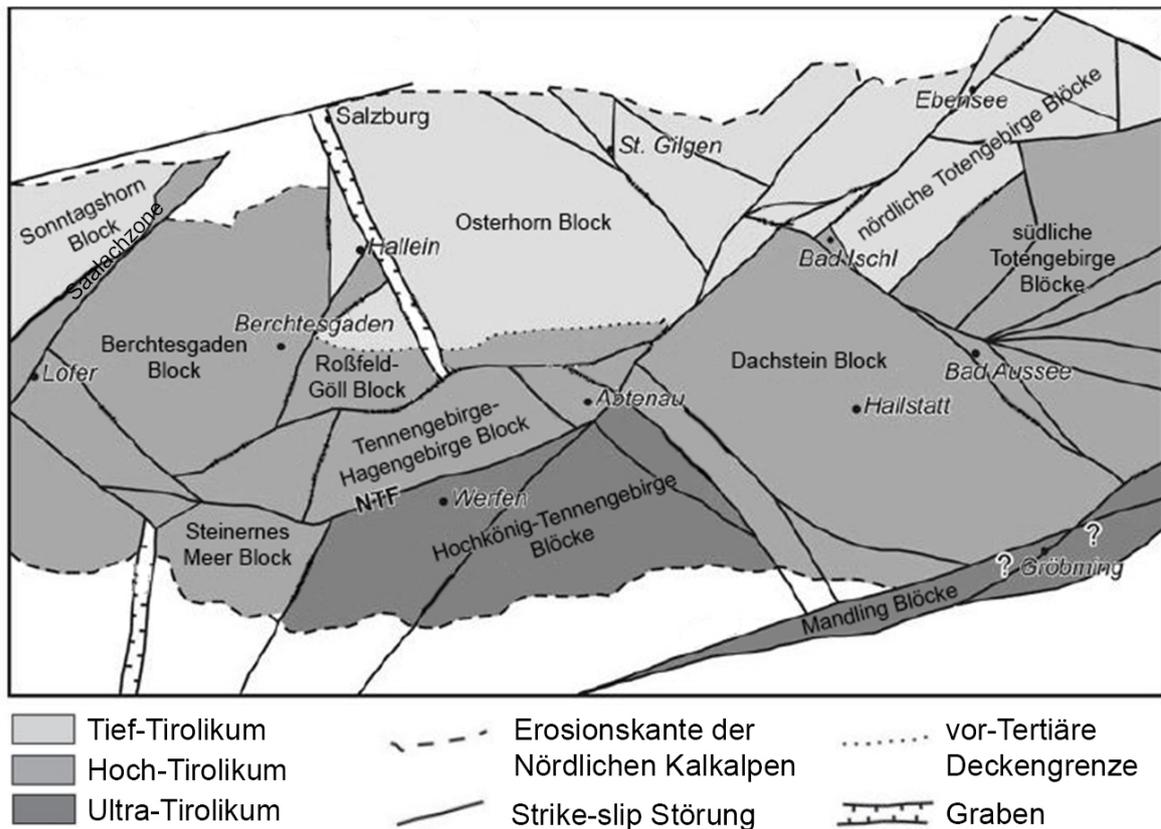


Abb. 11: Rezenten „Blockpuzzle“ der zentralen Nördlichen Kalkalpen nach FRISCH & GAWLICK 2003.

Kimmeridgium bis Unter-Tithonium

P L A S S E N - K A R B O N A T P L A T T F O R M

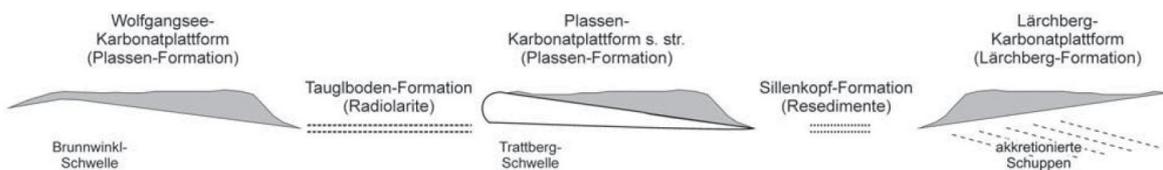


Abb. 12: Plassen-Karbonatplattform im Kimmeridgium bis Unter-Tithonium (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2009b)

An der Grenze Unter-/Ober-Tithonium kommt es durch das Aufsteigen eines metamorphen Domes im Süden zu einer rasche Abtiefung im Norden. Die dadurch entstehende Extensionstektonik hat Ab- und Seitenverschiebungen zur Folge. Die südliche Lärchberg-Karbonatplattform wird partiell gehoben und erodiert, die Plassen-Karbonatplattform progadiert Richtung NW und verfüllt das Tauglboden-Becken und im

Norden kommt die Karbonatproduktion der Wolfgangsee-Karbonatplattform zum Erliegen. Das nördlich gelegene Tauglboden-Becken wird bis in das Aptium mit siliziklastischen Molassesedimenten der Schrambach-Formation und der darauffolgenden Roßfeld-Formation verfüllt. Auch die Roßfeld-Formation stellt einen „coarsening-upward“ Zyklus dar und beinhaltet Klaster der Plassen-Karbonatplattform s. str. sowie siliziklastische, ophiolithische und vulkanische Komponenten aus dem Hinterland. In der Roßfeld-Formation sind keine Klaster aus dem Hallstätter Deckenstapel, bzw. der Dachstein oder Berchtesgadener Decke vorhanden. Diese wird mit der letzten Phase der spätkimmerischen Orogenese in Verbindung gebracht. Die Ober-Kreide ist gekennzeichnet durch Extension und Seitenbewegungen, das Eozän von Überschiebungen und das Miozän von Seitenbewegungen und Blockrotationen (FRISCH & GAWLICK 2003). Diese geodynamische Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen im Jura ist mit jener in den Westkarpaten, den Dinariden, sowie der Albaniden korrelierbar (GAWLICK et al. 2008)

FRANK & SCHLAGER (2006) erklären die Genese der Hallstätter Zone mit einem anderen Konzept. Sie gehen von einem oberjurassischen Strike-Slip System aus um die paläogeographische Position zu klären. Gestützt wird dieses Konzept mit $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Datierungen. Diese geochronologischen Untersuchungen ergeben ein Alter um die Aptium/Albium Grenze und sprechen somit gegen eine oberjurassische Subduktion, wobei auch ein Alter von 160 Ma bei niedrigen Temperaturen gemessen wurde. Die große Variationsbreite des Sedimentverlaufs in Hinblick auf Liefergebiet und Ablagerungsmechanismen werden mit Seitenbewegungen (und damit einhergehenden Flower Structures und Pull-Apart Becken) beschrieben. Die, von den Autoren angenommenen, fehlenden „coarsening upward“ Zyklen und exotischen Komponenten, welche auf eine Ophiolithobduktion hinweisen, werden als weitere Indizien für eine Seitenbewegung und gegen eine Subduktion gesehen. Neueste Untersuchungen von GAWLICK et al. (2015) konnten aber zeigen, dass ophiolithisches Material (Chromspinelle) bereits in spätjurassischen (Kimmeridgium), karbonatischen Resedimente vorkommen.

2.4. Forschung im Kartiergebiet

Das untersuchte Gebiet (Abb. 1.) westlich der Berchtesgadener Decke, ist mit seinen komplexen Lagerungsverhältnissen, sowie mit einer geringen Datendichte beidseitig des Unkenbaches seit jeher kontrovers betrachtet worden.

Forschungsarbeiten unmittelbar direkt im Kartiergebiet sind von HAHN (1910), DARGA & WEIDICH (1986) und REZVANI-SALMASY (2004) erstellt worden. Man muss aber den Forschungsradius größer wählen, um die Gesamtheit der Geodynamik und der Lagerungsverhältnisse zu verstehen. Im Bereich Unken-Lofer und der Berchtesgadener Alpen sind auch die Arbeiten von GARRISON & FISCHER (1969) mit den Untersuchungen der jurassischen und kretazischen Sedimenten der Unken Mulde, MISSONI (2003) mit der Analyse der mittel- bis oberjurassischen Beckenentwicklung in den Berchtesgadener Kalkalpen, ORTNER et al. (2008) mit der Grubhörndl- und Schwarzbergklambrekzie, MISSONI & GAWLICK (2010, 2011a,b) mit der Neudefinierung der Saalachzone, sowie der jurassischen Subduktion und der geodynamischen Prozesse in den Berchtesgadener Alpen und QUAIST (2011) mit der Detailkartierung des im Osten angrenzenden Gebietes, zu berücksichtigen.

Eine der ersten Untersuchungen dieses Kartiergebietes führte HAHN (1910) durch. Er unterteilte seine Forschungsarbeit der Kammerker-Sonntagshorngruppe in drei Einheiten. Die westlichste Einheit wird als „Muldenschüssel“ bezeichnet und durch den Saalach-Westbruch von der „Saalachsenkscholle“ (heutige Saalachzone, Abb. 11) abgegrenzt. Diese „Scholle“ wird wiederum im Osten vom Saalach-Ostbruch von der östlichsten Einheit, der Berchtesgadener Schubmasse, begrenzt (Abb. 13). Der östliche Teil der „Muldenschüssel“ mit seiner Abgrenzung durch den Saalach-Westbruch stellt das Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit dar.

HAHN (1910) beschreibt die Schichtfolge im Untersuchungsgebiet mit Dachsteinkalk an der Basis, gefolgt von 10-15 m Adneter Schichten, 10-25 m Ruhpoldinger Radiolarit und der 250-350 m mächtigen Oberalm-Formation, sowie dem überlagerndem Neokom. Ebenso stellte er die Frage, ob der Dogger als Radiolarit vorliegt, konnte diese Frage aber nicht klären. HAHN (1910) stellte auch fest, dass das basale Gebirge sich aus jurassischen und kretazischen Schichten zusammensetzt, wobei es primär von Kreidesedimenten repräsentiert wird. Ebenso hielt er die Form der Unken Mulde fest und notierte ein

Die Forschung von DARGA & WEIDICH (1986) beschäftigte sich mit der Profilaufnahme der im Lackbach anstehenden Schichtfolge. Hierbei werden vom Liegenden ins Hangende die Oberalm-Formation und Schrambach-Formation aufgenommen und vor allem die Lackbach-Schichten verschiedenen Faziesbereichen eines Tiefseeschuttfächers zugeordnet. Durch das überlagernde Juvavikum (Hallstätter Trias und Jura des Dietrichshorns) wird die Profilsäule tektonisch gekappt. Ein ca. 50m mächtiger, wohl gebankter Sandmergelstein zeigt bei 1060m NN aufgrund seiner Saigerstellung die tektonische Beanspruchung der Lackbach-Schichten durch die sogenannte Loferer-Hallstätter Decke in diesem Profilverlauf (DARGA & WEIDICH 1986). Neueste Untersuchungen von GAWLICK et al. (2015) zeigen aber, dass nördlich des Dietrichshorns eine den Lackbach-Schichten makroskopisch und lithologisch ähnelnde, aber in das Kimmeridgium datierte Formation vorliegt. Mit diesem Ergebnis muss die Lage der Seitenverschiebung, welche die Sillenkopf-Formation von den Lackbach-Schichten abgrenzt, nach Nordwesten verschoben werden. Nach DARGA & WEIDICH (1986) liegen ost-südöstlich vom Dax obere Anteile der Lackbach-Schichten zwischen Loferer-Hallstätter Decke und Berchtesgadener Decke aufgeschlossen. Dies kann aber von QUAST (2011), welche das Gebiet um den Dax neu bearbeitet hat, nicht bestätigt werden.

Die Untersuchung von REZVANI-SALMASY (2003) bezieht sich auf die Stratigraphie und Fazies der triassischen und jurassischen Sedimente im Bereich Unken. Damit kam es zu einer ersten genaueren Aufnahme, welche sich mit Bereichen des aktuellen Kartiergebietes überdecken. Es wurden auch mit Hilfe von Radiolarienproben Altersdatierungen durchgeführt. Diese stimmen mit der Zeitspanne Callovium bis Unter-/Mittel Oxfordium bzw. dem Grenzbereich Oxfordium / Kimmeridgium mit aktuellen Forschungsuntersuchungen (siehe Kapitel 4.3.) überein.

Die Arbeit von GARRISON & FISCHER (1969) beschäftigt sich mit den Ablagerungsräumen und -tiefen der vorgefundenen Lithologien in der Unken Mulde und geht aber nicht auf die geodynamischen Prozesse ein. Sie bestätigt und verfeinert aber die von HAHN (1910) angenommenen Schichtmächtigkeiten (Adneter-Schichten 15 m, Ruhpolding Radiolarit 20 m und Oberalm-Formation 270 m).

Erwähnt sei auch die Arbeit von ORTNER et al. (2008), welcher west-südwestlich vom Kartiergebiet die Grubhörndl-Brekzie und südwestlich die Schwarzbergklamm-Brekzien neu untersucht hat. Die Grubhörndl-Brekzie wird als distaler Teil und die Schwarzbergklamm-Brekzie als proximaler Teil einer Schüttung bezeichnet, die syn-sedimentär mit der Ruhpolding-Formation abgelagert wurde (Abb. 14). Die Komponenten

der Brekzien sind hauptsächlich rhätischer Dachsteinkalk, Mergel der Kössen-Formation, Rotkalke der Adnet- und Klaus- Formation, sowie der Ruhpolding-Formation. Die Größe der einzelnen angularen Klasten variiert von einigen Millimeter über 40 m (Schwarzbergklamm-Brekzie), bis zu einigen hundert Metern (Grubhörndl-Brekzie) Diese Brekzienkörper sind entlang einer N-S streichenden Abschiebung nach Nordwesten abgelagert worden. Das Störungssystem wird nach ORTNER et al. (2008) mit pull-apart Becken entlang von Seitenverschiebungen im späten Jura in Zusammenhang gebracht, welche zeitgleich mit gravitativen Eingleiten von „exotischen“ Rutschungen und Brekzien (Hallstatt Mélange) einhergingen. Auslöser für dieses Ereignis ist eine Einengung im östlichen Teil der Nördlichen Kalkalpen im späten Jura. Dem gegenüber steht die Forschungsarbeit von GAWLICK et al. (2009a), welche das Tief-Tirolikum stratigraphisch anders gliedert, vergleiche Abb. 4.

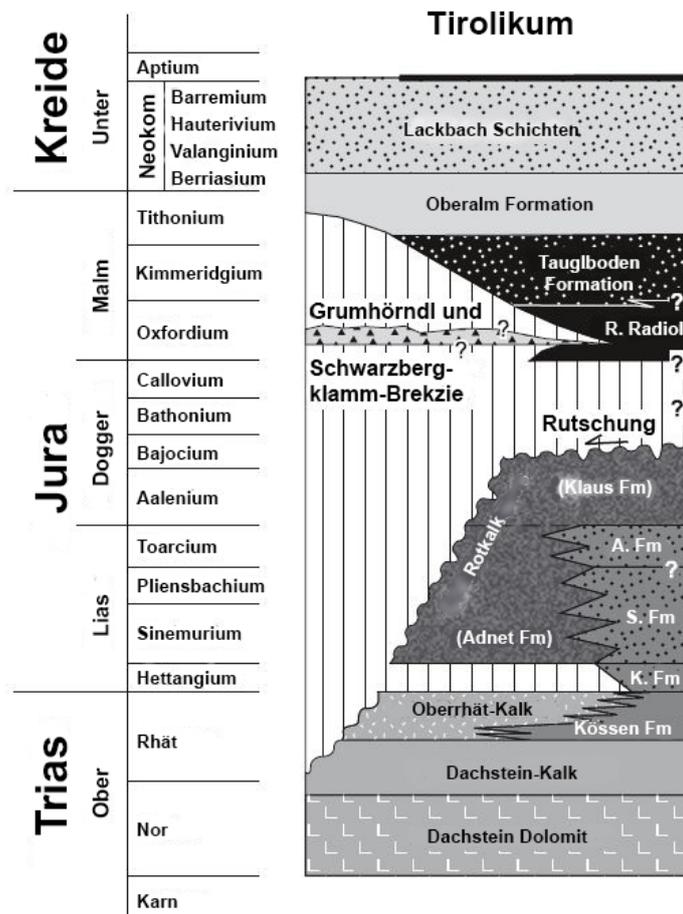


Abb. 14: Chronostratigraphische Tabelle der Sedimente in der Unkenner Mulde modifiziert nach ORTNER et al. (2008). Zusammengestellt aus HAHN (1910), GARRISON (1969), GARRISON & FISCHER (1969), FISCHER (1969), DIERSCHKE (1980), TOLLMANN (1985), KRÄINER & MOSTLER (1997), GAWLICK et al. (1999c), SANDERS et al. (2007) und ORTNER et al. (2008). K.Fm = Kendlbach-Formation, S.Fm = Scheibelberg-Formation, A.Fm = Allgäu-Formation, R.Radiol. = Ruhpolding Radiolarit.

3. Arbeitsmethodik

Die Arbeitsmethodik umfasst Geländearbeit als auch Laborarbeit zur Herstellung von Dünnschliffen für die Analyse der Mikrofazies.

3.1. Geländearbeit

Im Kartiergebiet wurden ca. 160 Aufschlüsse aufgenommen und das Gestein im Feld beschrieben und angesprochen, desweiteren wurden 65 Proben (Abb. 15) entnommen. Auch tektonische Gefüge wurden eingemessen und in der geologischen Karte (Abb. 42) eingezeichnet. Wo es die Topographie zugelassen hat, wurden die Schichtgrenzen kreuzend entlang des Streichens verfolgt um deren Verlauf genauest möglich zu bestimmen.

3.2. Laborarbeit

Die 65 entnommenen Proben aus der Geländearbeit wurden zu 79 Dünnschliffen weiterverarbeitet. Aus dem Probenmaterial wurden mittels einer Diamantkreissäge ca. 4x4 cm große Stücke geschnitten. Die Probenstücke wurden anschließend einseitig mit Diamantschleifscheiben plangeschliffen und mit Siliziumkarbidpulver plan poliert. Die getrockneten Proben wurden mit einem Zweikomponentenklebstoff auf 5x5 cm große Glasobjektträger fixiert und anschließend auf eine Dicke von ca. 0,1 mm gefräst. In weiterer Folge wurden die Schliffe von Hand mit Siliziumkarbidpulver der Körnung 240 µm, 400 µm und 800 µm auf eine Stärke von ca. 30 µm geläpft und unter dem Durchlichtmikroskop ausgewertet.

Die Punkte der Probenentnahmen, sowie die Punkte der Radiolarienproben sind in Abb. 15 dargestellt. Die sieben bereitgestellten Radiolarienproben stammen von früheren Bearbeitern dieses Gebietes, wurden jedoch noch nicht ausgewertet. Die Radiolarienfaunen wurden mit Hilfe von REM-Bildern der einzelnen Radiolarien bestimmt.

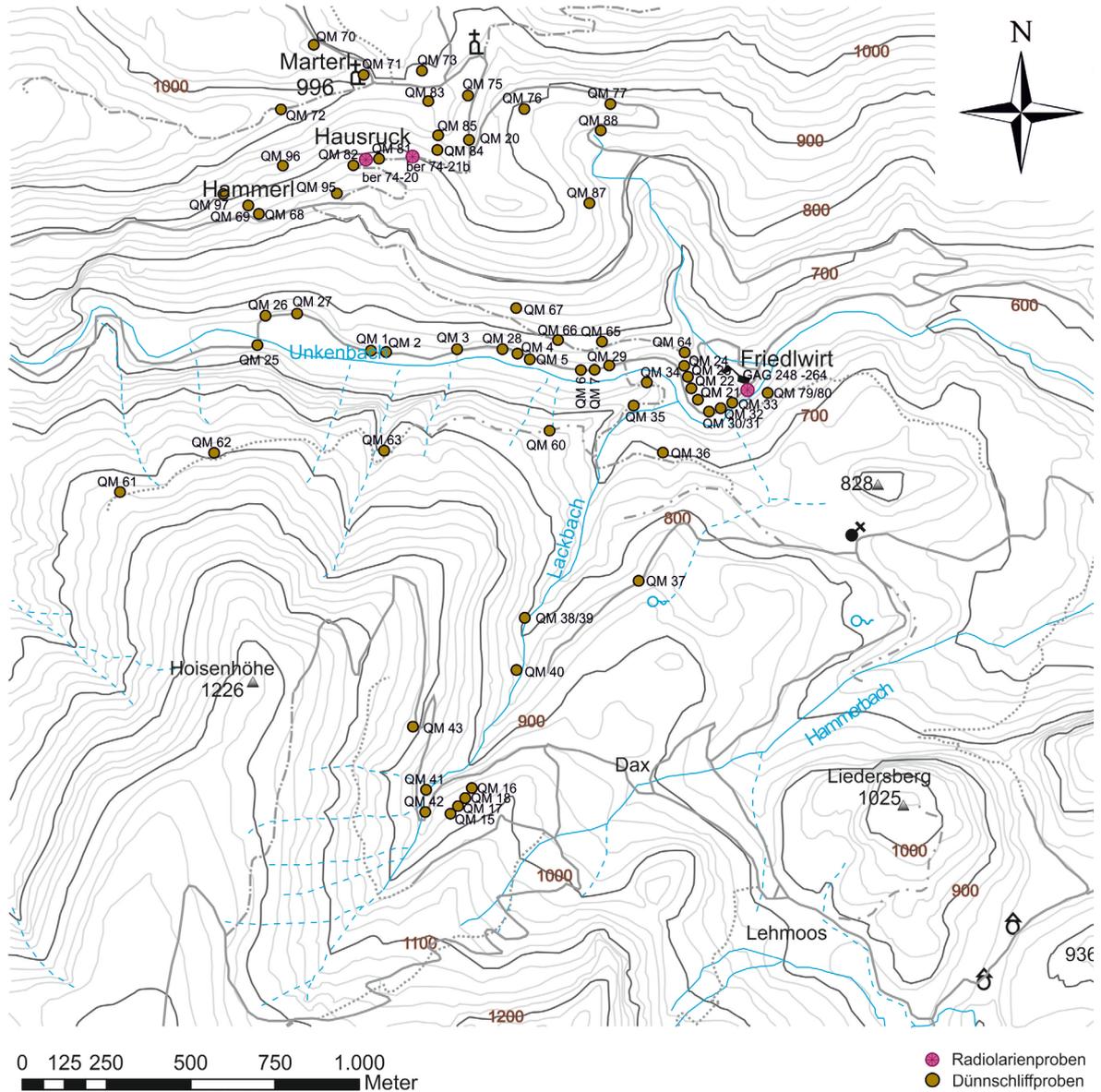


Abb. 15: Karte der Dünnschliff- und Radiolarienproben

4. Beschreibung der Schichtfolge

Im den folgenden Unterkapiteln wird die Schichtfolge im Untersuchungsgebiet vom Liegenden ins Hangende beschrieben.

4.1. Dachsteinkalke

Die Basis der Schichtfolge bildet der obertriassische Dachsteinkalk. Er kommt an der nördlichen Abgrenzung des Kartiergebietes (Anfang des Heutals) in lagunärer Fazies und oberrhätischer Riffschuttkalk-Fazies vor.

Der lagunäre Dachsteinkalk tritt im Gelände als massiger, hellgrauer bis beiger, fein- bis mittelkörniger Kalk auf (Abb. 16). Im Dünnschliff der lagunären Dachsteinkalkfazies ist das typische Bild der Grainstones, Sparitmatrix mit vielen gut sortierten, mikritischen Peloiden, gegeben. Die Peloiden zeigen teilweise mikritische Anwachsäume. Als Mikrofossilien treten Foraminiferen der Gattung *Textulariden sp.* und *Ammodiscus incertus* (D'ORBIGNY 1839) auf (Abb. 18 /1-3). Desweiteren kommen Crinoidenbruchstücke vor. Die Proben weisen eine tektonische Beanspruchung auf, welche in den Dünnschliffen anhand der vorkommenden Kalzitadern ersichtlich ist.

In den massigen, grauen bis beigen Aufschlüssen der oberrhätischen Riffschuttkalke sind deutlich herauswitternde Korallenbruchstücke erkennbar (Abb. 17). Im Dünnschliff (Abb. 18/4-6) zeigen diese viele Muschel- und Korallenbruchstücke, sowie ein häufiges Auftreten von Gastropoden. Die Matrix wechselt allmählich ins mikritische, somit kommt es nach der Dunham-Klassifizierung zu einem Wechsel von Grainstones zu Floatstones.

Lokal treten auch dunkelgraue, massige Kalke (z.B. QM 74) nordöstlich des Marterls (996m, Abb. 15) am Anfang des Heutals auf, welche einen Einfluss der Kössener Fazies anzeigen. Dies zeigt sich im Dünnschliff (Abb. 18/8) mit vielen kleinen sparitischen Bruchstücken, Crinoidenbruchstücken und opaken Phasen, welche als Organikrückstände

angesprochen werden. Generell zeigen die mikritischen Komponenten eine dunklere Verfärbung. Die Probe QM 70 (Abb. 18/7) dürfte einen Übergangsbereich von den Kössener Schichten zu den oberrhätischen Riffschuttkalk darstellen.

Da keine eindeutige Abgrenzung im Gelände getroffen werden konnte, und vielleicht sogar eine Faziesverzahnung vorliegt, wurden zur Simplifizierung die Formationen als „Dachsteinkalke“ zusammengefasst.



Abb. 16: Massiger Dachsteinkalk im Norden des Kartiergebietes



Abb. 17: Dachsteinkalk mit herauswitternden Korallen, Marterl in der Spitzkehre, nördlichster Punkt des Kartiergebietes (Abb. 15)

Zu Abb. 18: Mikrofazies des Dachsteinkalke: **1** Peloide mit viel Crinoidengrus in sparitischer Matrix (QM 77, Bildbreite: 1,4 cm) **2** *Ammodiscus incertus*, Peloide und Crinoidengrus (QM 77, Bildbreite: 0,25 cm) **3** Tubiphyt (QM 83, Bildbreite: 0,5 cm) **4** Koralle (QM 20, Bildbreite: 0,5 cm) **5** Riffbildner, Gastropode und Muschelbruchstück (QM 20, Bildbreite: 0,5 cm) **6** Floatstone mit Riffschutt (QM 81a, Bildbreite: 1,4 cm) **7** Riffschutt, Gastropoden, Muschel- und Crinoidenbruchstücke (QM 70, Bildbreite: 1,4 cm) **8** opake Phasen (organische Rückstände) im oberen Teil des Schriffes (QM 74, Bildbreite: 1,4 cm)

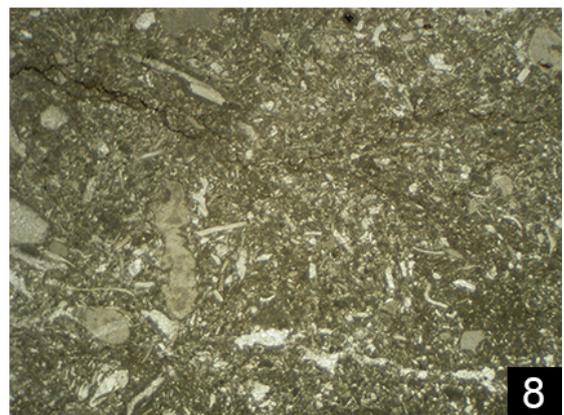
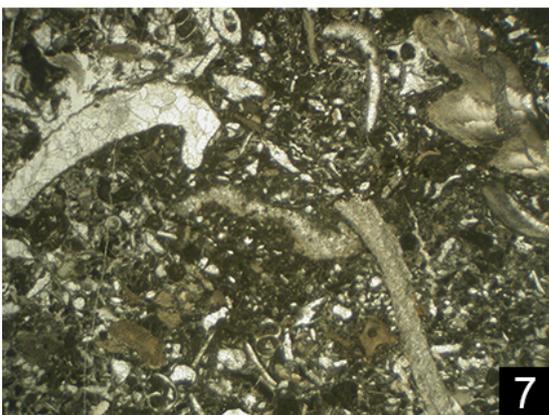
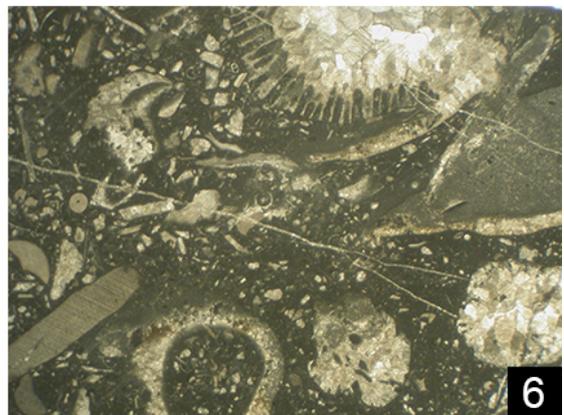
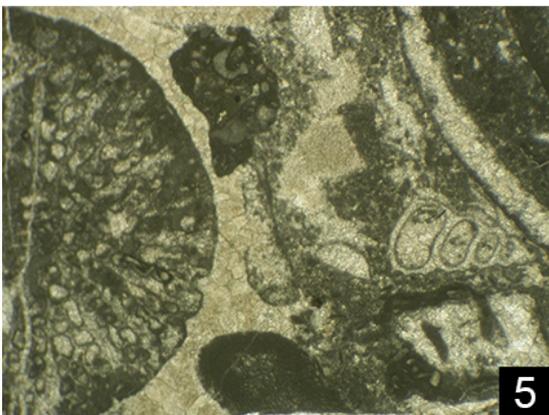
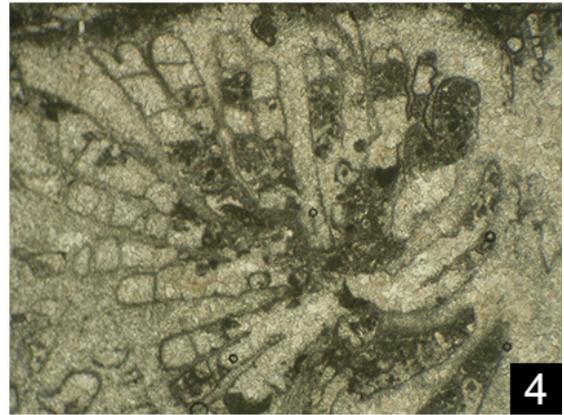
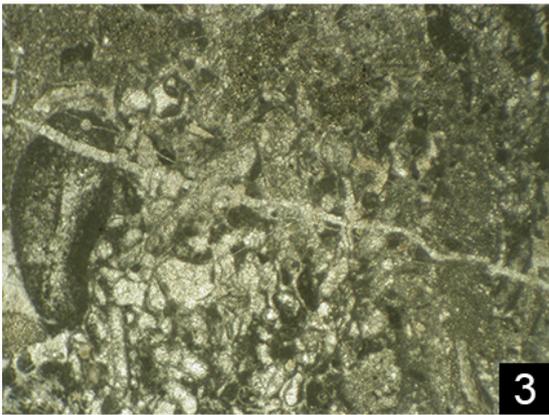
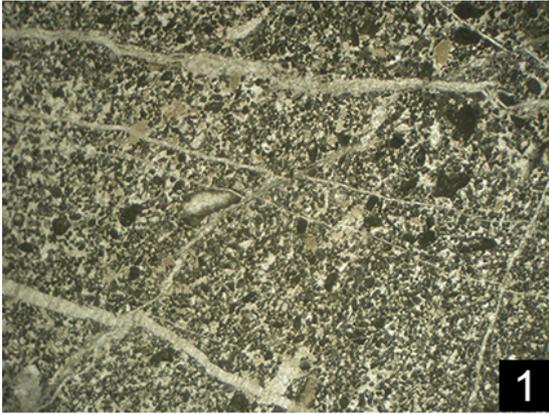


Abb. 18: Mikrofazies des Dachsteinkalke (Beschreibung siehe vorherige Seite)

4.2. Adnet Gruppe (Lienbach-Member und Hierlatzkalk)

Über den obertriassischen Kalken folgen die Rotkalke der Adnet Gruppe. Sie liegen undeutlich gebankt am Nordufer des Unkenbaches (Abb. 19) und im Bereich zwischen Hammerl und Hausruck (Abb. 15) bis zum Heutal aufgeschlossen vor und weisen für die Adnet Gruppe klassische Fe(Mn)-Krusten auf. Das Einfallen der im dm-Bereich gebankten sedimentären Schichtung variiert von Südost über Süden bis Südwest mit einer Neigung von 25° - 40°. Die hemipelagischen Kalke der Lienbach-Member sind charakterisiert durch 1-3 cm große Intraklasten (BÖHM 2003). Die graurötlichen, mikritischen Klasten sind angular bis subangular. Oft sind auch Stylokontakte ausgebildet. Die Zwischenräume sind mit einem dunkelroten Sediment verfüllt, in welchem auch öfters kleinere Klasten sowie Crinoidenbruchstücke vorhanden sind. Der biogene Hauptbestand der Wackestone-Klasten sind Echinodermenreste (hauptsächlich Crinoiden, nur vereinzelt Seeigelstachel), Bivalven, Gastropoden, Ostracoden, juvenile Ammoniten und Aptychenbruchstücke, Foraminiferen und kieselige Fossilien (Radiolarien und Spicula). Folgende Foraminiferen konnten näher bestimmt werden: *Involuta liassica* (JONES 1853) als Einzelfund (QM 27a, Abb. 20/7)), *Lenticulina* sp.. Die Probe QM 71 (Abb. 20/1-2) muss an dieser Stelle hervorgehoben werden, da sie als Crinoiden-Packstone angesprochen wird. Sie stellt somit eine crinoidenreiche Varietät der Adnet Formation dar und wird damit als Hierlatzkalk klassifiziert.

Beide Member werden in den Lias gestellt. Die Lienbach-Member wurde im ?frühen bis späten Sinemur (BÖHM 2003) abgelagert und die Hierlatz Member vom Sinemur bis ins Pliensbach (VÖRÖS 1991, RAKÜS 1999).

Die karbonatischen Brekzien der Adnet-Gruppe weisen aufgrund der Fe(Mn)-Krusten, der rötlichen Färbung der Klasten, sowie den roten, teils tonigen Spaltenfüllungen, auf eine Mangelsedimentation hin. Dies lässt auf einen Schwellenbereich als Ablagerungsraum schließen. Der Hierlatzkalk repräsentiert die Ablagerung auf einer paläogeographischen, submarinen Hochzone und geht in Richtung Becken in die Lienbach-Member über (GAWLICK et al. 2009a). Die angenommene Schichtmächtigkeit von HAHN (1910) und GARRISON & FISCHER (1969) kann mit ungefähr 15 m bestätigt werden.



Abb. 19: Rote kondensierte Kalke der Adnet-Gruppe mit am nördlichen Unkenbachufer (QM 2), Bildhöhe ca. 6m.

Zu Abb. 20: Mikrofazies der Adnet-Gruppe: **1** Hierlatzkalk mit sehr viel Crinoidenbruchstücke und Filamente (QM 71a, (Bildbreite: 1,4 cm) **2** Hierlatzkalk mit Foraminiferen *Lenticulina* sp. und Crinoidenbruchstücke (QM 71a, Bildbreite: 0,5 cm) **3** Stylobrekzie der Lienbach-Formation mit Crinoiden und Filamenten (QM 2, Bildbreite: 1,4 cm) **4** Styloolithen (QM 27b, Bildbreite 0,25 cm) **5** juveniler Ammonit (QM 82, Bildbreite: 0,5 cm) **6** Brekzie mit Crinoiden in den Klasten und in der Matrix (QM 95, Bildbreite: 1,4 cm) **7** Klast des Hierlatzkalkes mit *Involuta liassica* und Crinoiden (QM 27a, Bildbreite: 0,25 cm) **8** Ostracode, Ammonit und Crinoiden (QM 2, Bildbreite 0,5 cm)

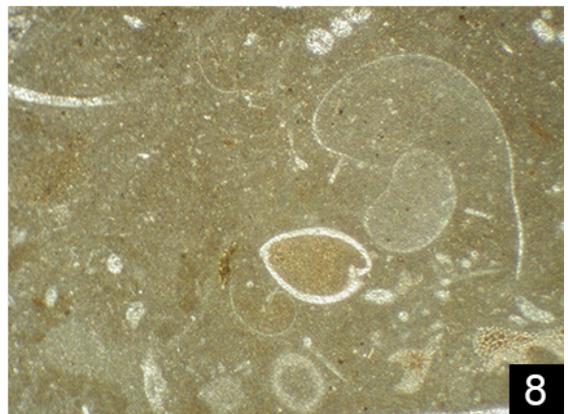
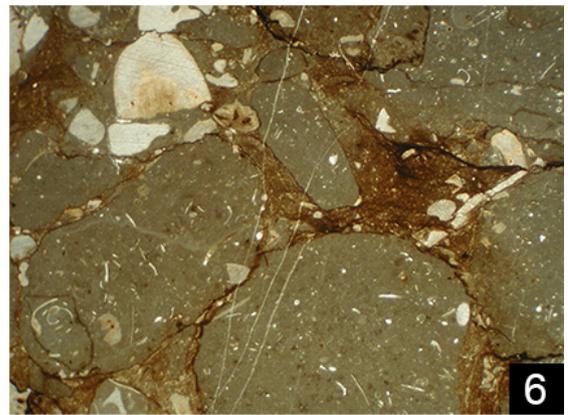
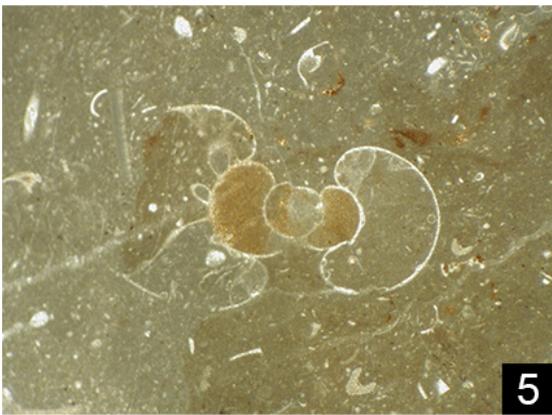
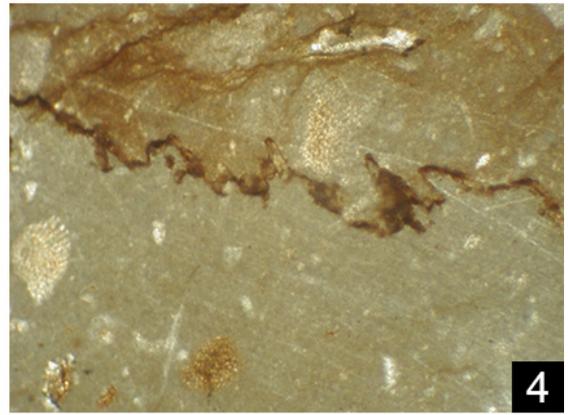
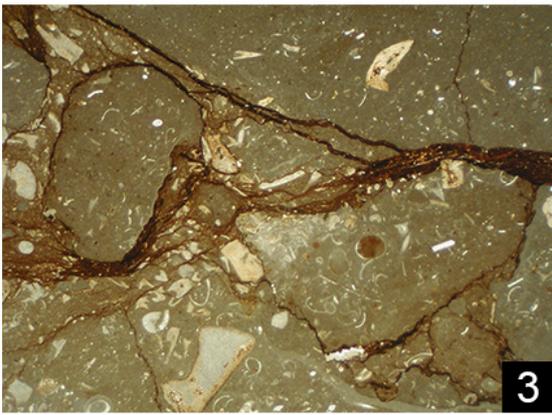
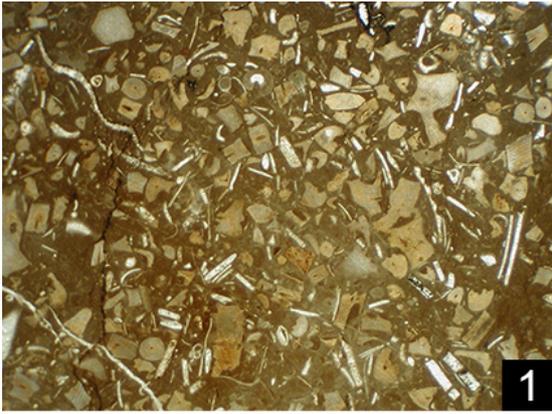


Abb. 20: Mikrofazies der Adnet-Gruppe (Beschreibung siehe vorherige Seite)

4.3. Ruhpolding-Formation

Die geringmächtigen schwarzen und roten bis dunkelvioletten Radiolarite der Ruhpolding-Formation (Abb. 21) kommen nördlich von Hausruck als dünne, gebankte, homogene Lagen vor, welche flach nach Süden einfallen und die Rotkalke der Adnet-Gruppe direkt überlagern. In Richtung Süden (Unkenbach) ist nur mehr der rote bis violette Radiolarit als weitflächiger kieseliger Verwitterungshorizont vorhanden (Abb. 22).



Abb. 21: Gebankter schwarzer und rot-violetter Radiolarit getrennt durch eine rote Tonlage am Anfang des Heutals (Marterl 996m, Abb. 15). Das Schichteinfallen beträgt 180/40.



Abb. 22: cm-große Gesteinsbruchstücke von roten bis violetten Radiolarit (um den Hammerstiel) in der Umgebung vom Gehöft Hammerl. Meist ist der radiolaritische Verwitterungshorizont von kleineren, bis maximal ein 1 cm große, subangulare Gesteinsbruchstücken im Boden gekennzeichnet.

Eine frühere Radiolaritbeprobung (ber74-20 und ber74-21b, Abb. 23, 24) im Bereich Hausruck (Probenpunkte siehe Abb. 15) war fündig an Radiolarien, wurde aber bis jetzt noch nicht ausgewertet und nun für eine Datierung verwendet. Die Proben geben ein Altersspanne von frühen Callovium bis mittleren /späten Oxfordium an, spätestens jedoch Kimmeridgium.

Die Probe ber74-20 (Abb. 23) enthält sowohl *Williriedellum crystallinum* als auch *Zhamoidellum ovum* und wird somit dem frühen Callovium bis mittleren/spätem Oxfordium, bzw. Kimmeridgium, am spätestens, zugerechnet.

Die Probe ber74-21b (Abb. 24) beinhaltet die Radiolarienfaunen *Zhamoidellum ovum*, *Williriedellum crystallinum*, *Eucyrtidiellum unumanese pustulatum* und *Parvicingula cf. mashitaensis* und kann mit unteres/mittleres Oxfordium eingestuft werden.

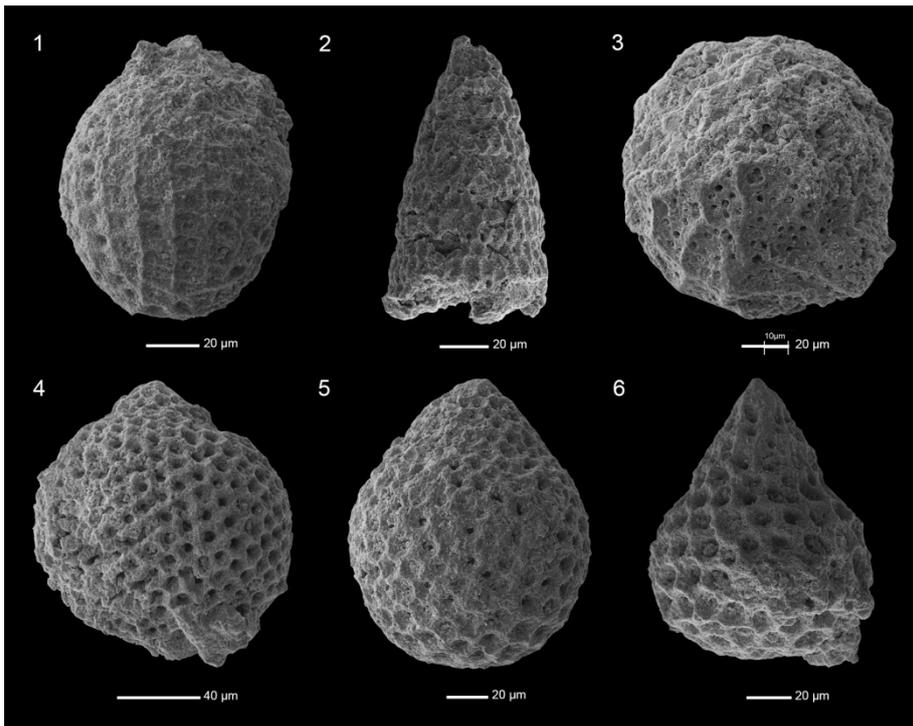


Abb. 23: Fauna der Probe ber 74-20: **1** *Gongylothorax cf. marmoris* KIESSLING 1992 **2** *Pseudodictyomita venusta* (CHIARI et al. 1997) **3** *Williriedellum cf. crystallinum* DUMITRICA 1970 **4** *Williriedellum* sp. **5** *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970 **6** *Zhamoidellum* sp.

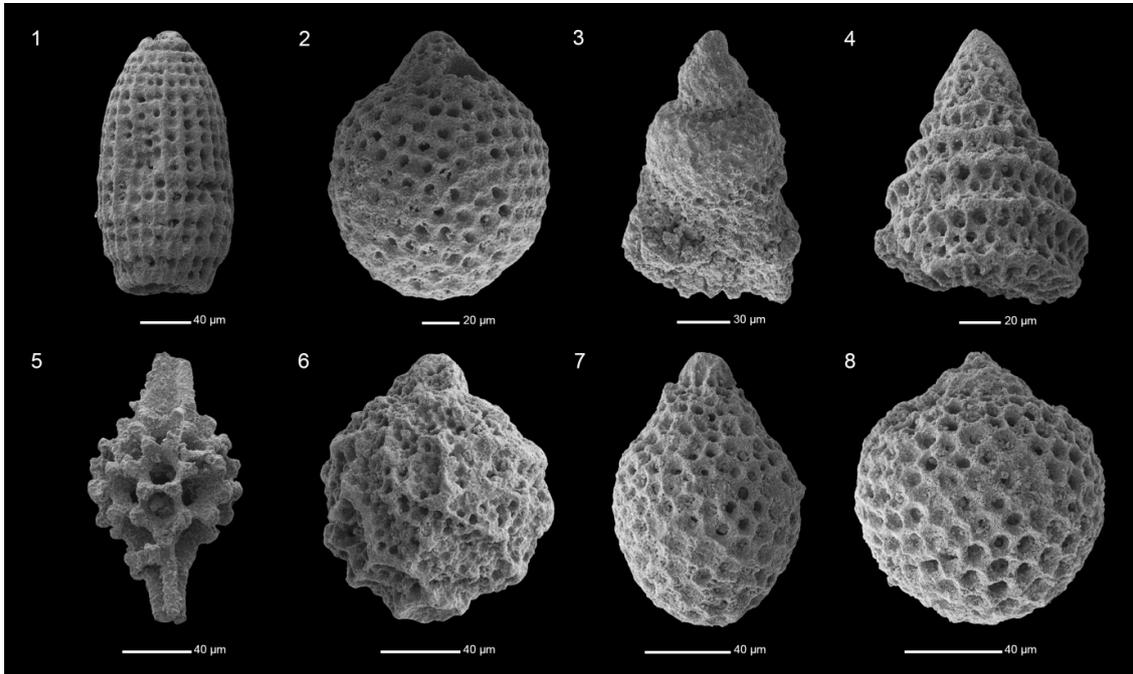


Abb. 24: Fauna der Probe ber74-21b: **1** *Archaedictyomitra apiarium* **2** *Cryptamphorella cf. dumitricai* **3** *Eucyrtidiellum cf. unumaense pustulatum* BAUMGARTNER 1984 **4** *Paricingula cf. mashitaensis* MIZUTANI 1981 **5** *Sphaerostylus* sp. **6** *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA 1970 **7** *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970 **8** *Zhamoidellum cf. ventricosum* DUMITRICA 1970

4.4. Barmsteinkalke und Oberalm-Formation

4.4.1. Barmsteinkalke

Die Barmsteinkalke, welche in die Oberalm-Formation eingeschaltet sind, treten am Nordufer des Unkenbaches regional sehr begrenzt auf (Abb. 42). Sie kommen im Gelände als dm-mächtige Bänke mit einem hangparallelen Einfallen (160/30) bis zu metermächtigen Ablagerungen (Abb.25) vor. Im Handstück haben sie ein mittelsandiges, graues bis beiges Erscheinungsbild. Südlich des Unkenbaches dürften die Barmsteinkalke in der Steilwand vorkommen, welche aber aufgrund der steilen Topographie nicht beprobt werden konnten.

Die Barmsteinkalke (Abb. 26) werden als fossilienarme, gut sortierte Pack- bis Grainstones klassifiziert und bestehen größtenteils aus mikritischen Peloiden, sparitischen Körnern mit mikritischen Anwachs säumen und Onkoiden in einer sparitischen Matrix. Am häufigsten treten Foraminiferen der Gattung *Redmondoides lugeoni* (SEPTFONTAINE 1977) und *Miliolida* auf, als Einzelfunde kommen auch *Nautiloculina oolithica* MOHLER und *Andersenolina elongata* (LEUPOLD 1935) vor. Untergeordnet kommen Crinoidenbruchstücke vor. Tektonische Beanspruchungen können anhand der Kalzitadern und vereinzelter feiner Stylolithenausbildung nachgewiesen werden. Die allodapischen Eingleitungen der Barmsteine repräsentieren Resedimente (Kalzitturbidite) der Plassen Karbonatplattform.

Durch das Vorkommen von *Redmondoides lugeoni* (SEPTFONTAINE 1977) und *Miliolida*, bzw. den mikritischen Peloiden kommt als primärer Ablagerungsraum der Barmsteinkalke die offene Plattform der Plassen Karbonatplattform s. str. in Frage.

Da die Barmsteinkalke nur nördlich des Unkenbaches in den basalen Schichten der Oberalm-Formation vorkommen, wird ein Alter vom mittleren Tithonium angenommen. Dies steht im Zusammenhang mit dem Entstehen von steilen Escarpments der nördlichen Trattberg-Schwelle, welche durch deren Zerfall im Grenzbereich Unter-/Ober Tithonium (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2009b) hervorgerufen wurden.



Abb. 25: Barmsteinkalke (hangend) innerhalb der Oberalm-Formation, Aufschluss der Probenahme QM 65.

Zu Abb. 26: Mikrofazies der Barmsteinkalke: **1** Packstone mit vielen kalzitischen Adern (QM 66b, Bildbreite: 1,4 cm) **2** *Nautiloculina oolithica* (QM 66b, Bildbreite: 0,25 cm) **3** *Andersenolina elongata* (QM 29, Bildbreite: 0,25 cm) **4** *Redmondoides lugeoni* (QM 65, Bildbreite 0,25 cm) **5** Packstone mit Crinoidenbruchstücke (QM7, Bildbreite: 0,25 cm) **6** *Redmondoides lugeoni* (QM 7, Bildbreite: 0,25 cm) **7** *Miliolida* und feiner rötlicher Stylolith (QM 6, Bildbreite: 0,25 cm) **8** Packstone mit biserialen Foraminiferen (QM 6, Bildbreite: 0,25 cm)

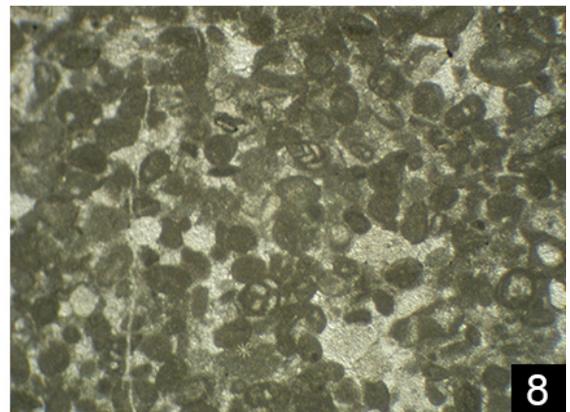
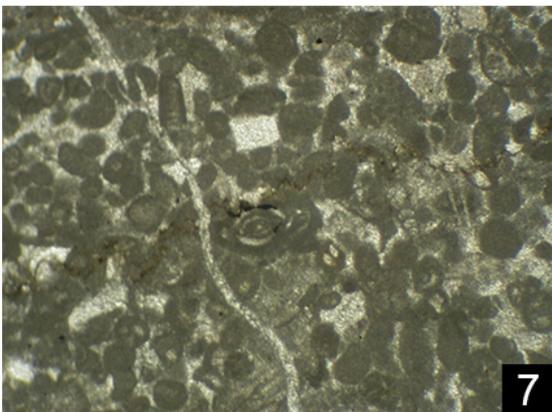
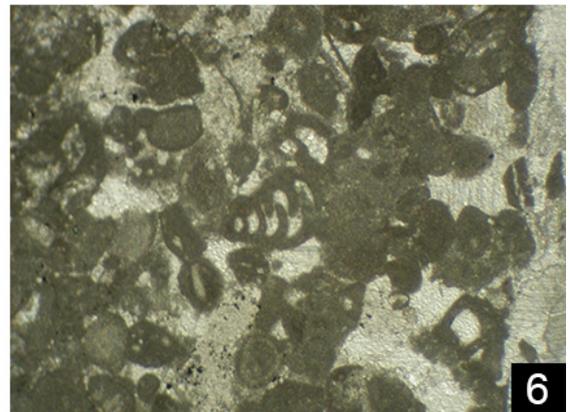
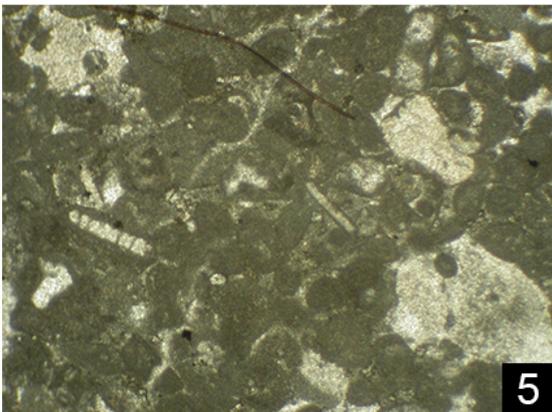
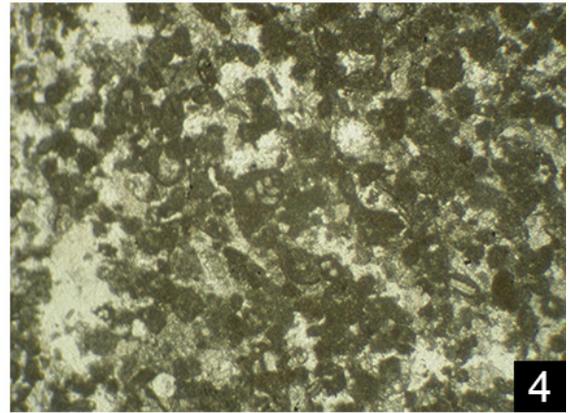
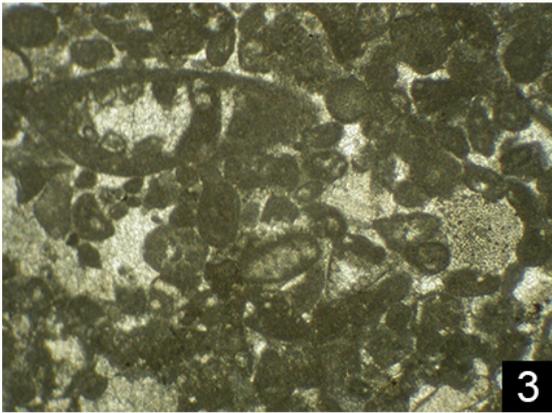
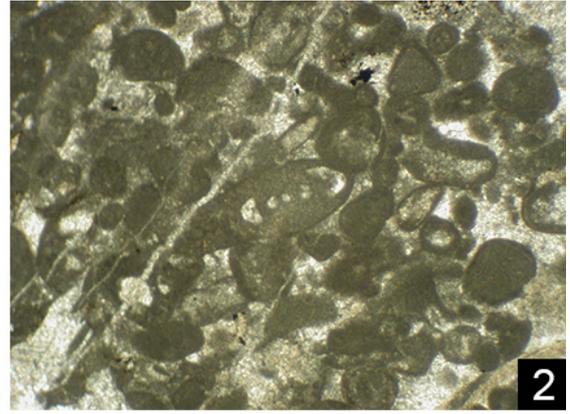
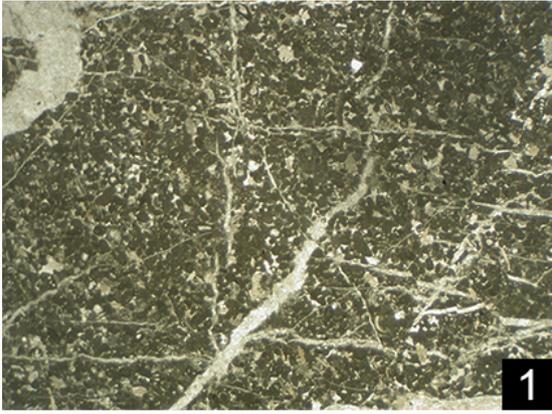


Abb. 26: Mikrofazies der Barmsteinkalke (Beschreibung siehe vorherige Seite)

4.4.2. Oberalm-Formation

Die feinkörnigen Biomikrite der Oberalm-Formation treten parallel des Südufers des Unkenbaches in Form einer steilen, im dm-Bereich, gebankten Wand auf und fallen mit 25° - 40° nach Süden bis Südosten ein (Abb. 42). Nördlich des Unkenbaches begrenzen sie das Kartiergebiet, ebenfalls in Form einer Steilwand, nach Westen und kommen auch als Aufschlüsse direkt entlang des Nordufers des Unkenbaches vor und ziehen Richtung Nordwesten. Südlich des Unkenbaches zeigen sich innerhalb der gesamten Mächtigkeit der Oberalm-Formation kaum makroskopische Unterschiede (Abb. 27). Das anstehende graue, mikritische Gestein zeigt vereinzelt Kalzitadern, sowie Spuren von Bioturbation (GARRISON & FISCHER 1969). Die Bankung ist sehr ausgeprägt und die Fugen sind mit einem grauen Mergel verfüllt. Lediglich nördlich des Unkenbaches kommen häufig lokale Verkieselungen vor (Abb. 28). Die pelagische Biomikrite (Abb. 29) beinhalten Radiolarien, Calpionellen und Spicula. Untergeordnet kommen auch Aptychenbruchstücke vor. Rein mikritische Bereiche in den Dünnschliffen (Abb. 29/4) lassen auf Bioturbation schließen. (GARRISON & FISCHER 1969). Die im Dünnschliff vorkommenden kleinen opaken Phasen werden als Pyriteinsprenglinge angesprochen. Feine Kalzitadern sind Anzeichen für eine tektonische Beanspruchung. Vereinzelt treten auch dunkle bis schwarze Flecken auf, welche auf Bitumenrückstände hindeuten lassen. Südlich des Unkenbaches nehmen vom Liegenden zum Hangenden das Vorkommen von Spicula ab und die Proben QM 35 und QM 60 am Top der Formation sind Calpionellenführend. Somit wird mit dem Vorkommen von *Calpionella alpina* (LORENZ, 1902) im Hangenden der Wackestones ein Alter von Berriasium datiert (BLAU & GRÜN 1997). Die Proben nördlich des Unkenbaches beinhalten keine Calpionellen, sondern fast ausschließlich Radiolarien und Spicula in einer mikritischen Matrix, haben aber zwischengeschaltete Barmsteinlagen an der Basis. Da die Oberalm-Formation einen generellen fining-upward Trend zeigt und die Barmsteinlagen in Mächtigkeit und Häufigkeit vom Liegenden zum Hangenden abnehmen, wird ein Alter von mittlerem Tithonium für den Norden und oberes Tithonium bis unteres Berriasium für den Süden angenommen (BUJTOR et al. 2013). Der Ablagerungsraum der Oberalm-Formation entspricht dem eines Beckens (Tauglboden- / Oberalm-Beckens), bzw. der Trattberg-Schwelle.

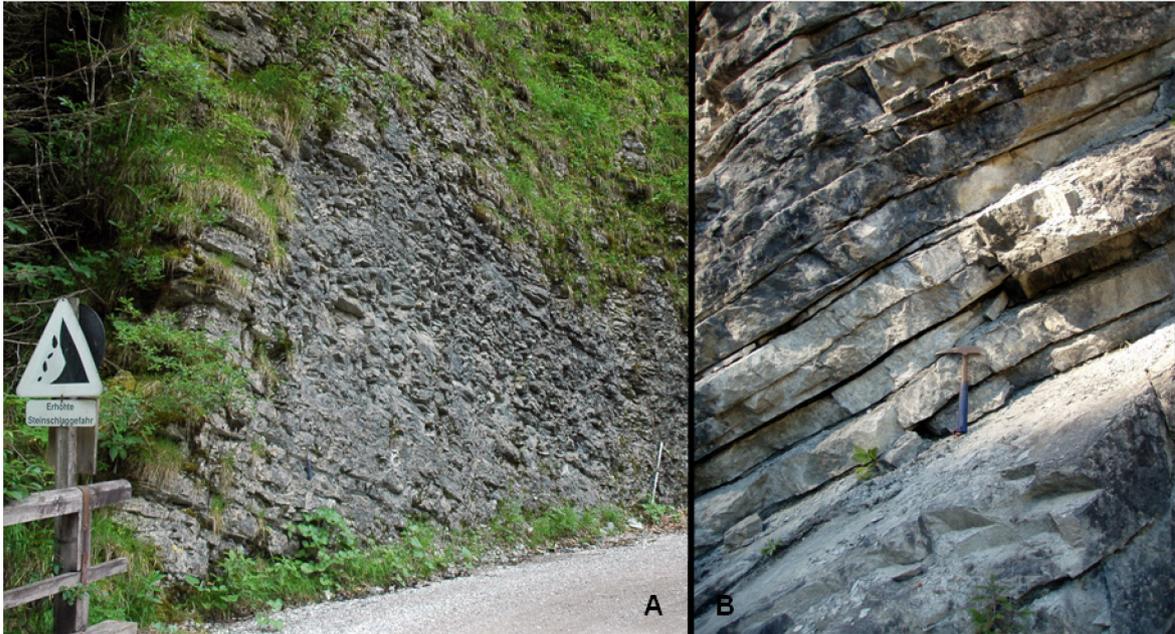


Abb. 27: Oberalm-Formation südlich des Unkenbaches **A)** Aufschluss der Probennahme von QM 25, die im dm-Bereich gebankten Schichten fallen mit 170/25 ein und führen keine Calpionellen. **B)** Aufschluss der Probennahme von QM 35, Schichten fallen mit 122/40 ein und führen Calpionellen. Die vertikale Distanz beträgt ca. 40m.



Abb. 28: Frische Bruchfläche der Oberalm-Formation (auf der Straße südlich der Probe QM 87). Nördlich des Unkenbaches weist die Oberalm-Formation häufig lokale Verkieselungen auf.

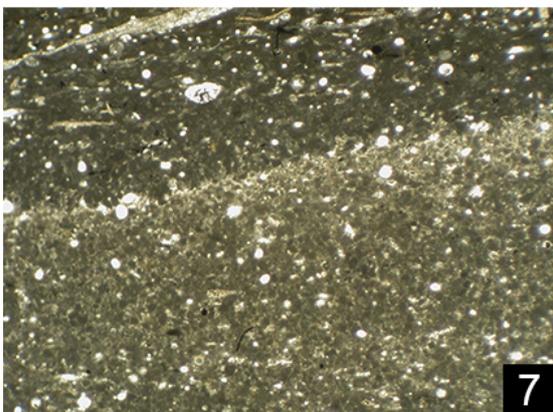
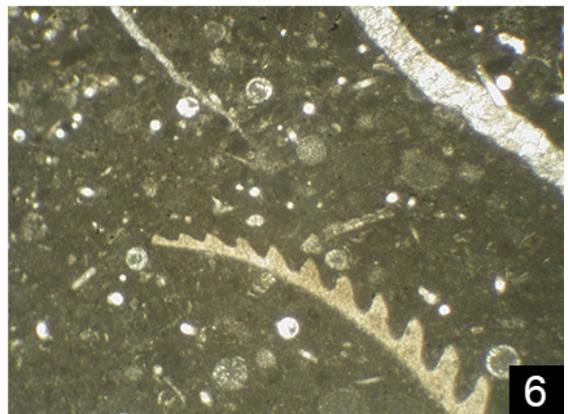
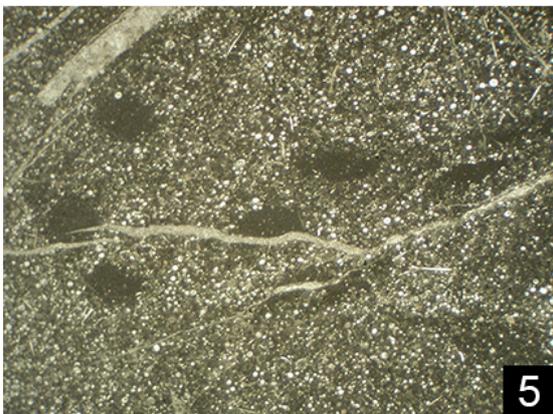
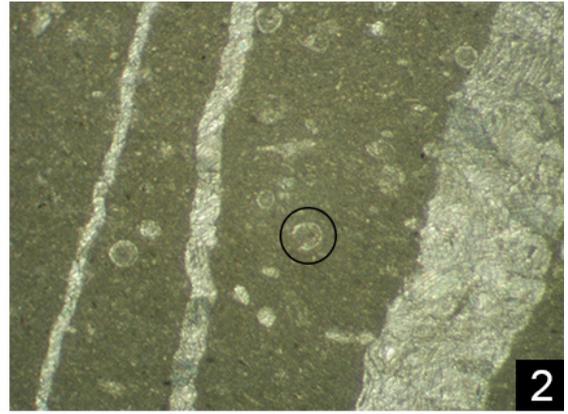
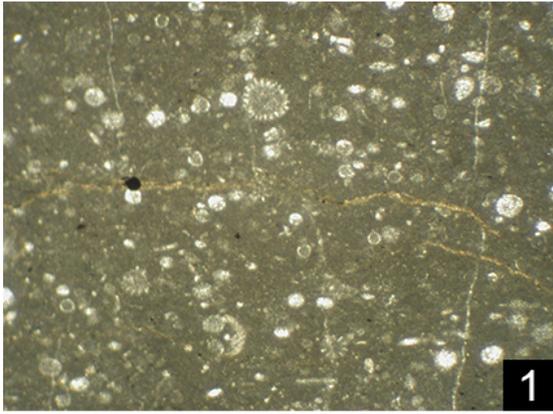


Abb. 29: Mikrofazies der Oberalm-Formation (Beschreibung siehe nächste Seite)

Zu Abb. 29: Mikrofazies der Oberalm-Formation, Proben **1-5** südlich des Unkenbaches, **6-8** nördlich des Unkenbaches: **1** Wackestone mit Radiolarien und Calpionellen (QM 35, Bildbreite: 0,25 cm) **2** *Calpionella alpina* (Lorenz 1902) im schwarzen Kreis, Radiolarien und Kalzitadern (QM 35, Bildbreite: 0,125 cm) **3** Wackestone mit Radiolarien, Calpionellen und Kalzitadern (QM 60, Bildbreite: 1,4 cm) **4** Calpionelle im schwarzen Kreis (QM 60, Bildbreite: 0,125 cm) **5** reine Mikritplomben lassen auf Bioturbation schließen (QM 25, Bildbreite: 1,4 cm) **6** Wackestone mit Radiolarien und Aptychenbruchstück (QM 28, Bildbreite: 0,25 cm) **7** feine Schüttungen (QM 5, Bildbreite: 0,5 cm) **8** Radiolarien mit Pyriteinsprenglingen und Aptychenbruchstück (QM 72, Bildbreite: 0,5 cm)

4.5. Schrambach-Formation

Die Schrambach-Formation kommt im Süden des Kartiergebietes vor und überlagert die Oberalm-Formation konkordant. Die Abtrennung der Schrambach-Formation von der Oberalm-Formation im Gelände bereitet nicht selten erhebliche Schwierigkeiten (LOBITZER et al. 1994). Im Feld kann man den Übergang anhand der sanfter werdenden Topographie (Abb. 44) erkennen, da die mergelige Schrambach-Formation leichter erodiert wird und somit nicht solch steile Flanken wie die Oberalm-Formation (z.B. am Südufer des Unkenbaches) ausbildet. Das Gestein wird im Allgemeinen mergeliger, da der Toneintrag größer wird, dies äußert sich im Gelände durch eine bräunliche Farbe des Gesteins, sowie einer geringeren Mächtigkeit (cm-Bereich) der Bankung (Abb. 31). Die Schrambach-Formation stellt den Übergang von kalkiger zu siliziklastischer Sedimentation dar. In den Schliffen (Abb. 30) sind deutlich Spuren von Bioturbation sichtbar, welche sich in fast reinen Mergelplomben darstellen. In den Dünnschliffen ist ein deutlicher Rückgang der Radiolarien erkennbar und Spicula kommen nur mehr vereinzelt vor, Calpionellen (BUJTOR et al. 2013) und Aptychenbruchstücke (MOHTAT-AGHAI 1999) konnten in den angefertigten Dünnschliffen nicht vorgefunden werden. Wie auch bei der Oberalm-Formation deuten schwarze Flecken auf Bitumenrückstände und opake Phasen auf Pyriteinsprenglinge hin. Das Alter der Schrambach-Formation wird nach neueren Untersuchungen von KRISCHE (2012) mit Ober-Berriasium bis Ober-Valanginium eingestuft. BUJTOR et al. (2013) bestätigt diese Alterseinstufung der Schrambach-Formation anhand von Ammonitendatierung. Der Ablagerungsraum der Mud- bis Wackestones entspricht jener der Oberalm-Formation.

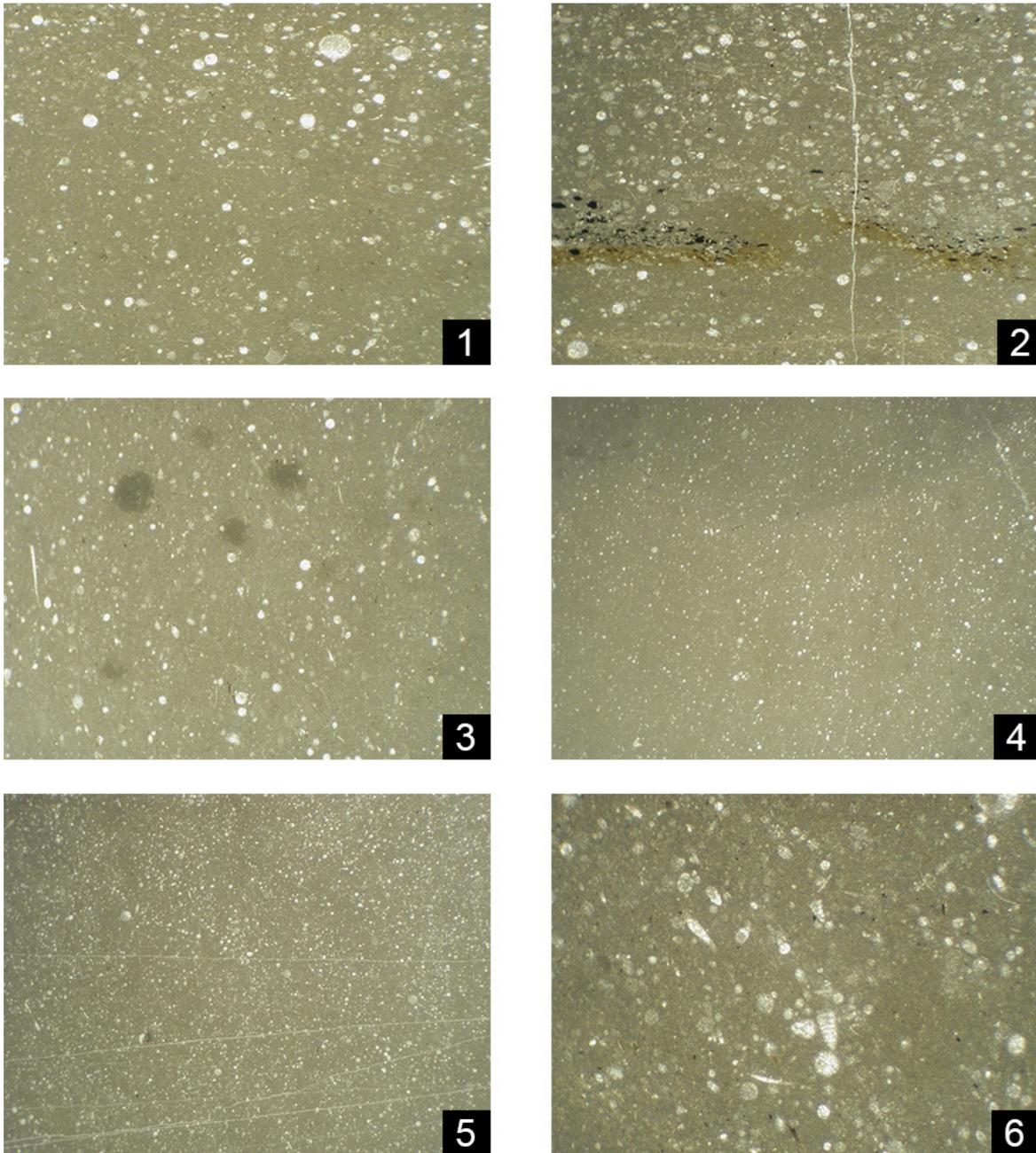


Abb. 30: Mikrofazies der Schrambach-Formation: **1** Wackestone mit Radiolarien (QM 61, Bildbreite: 0,5 cm) **2** Wackestone mit Radiolarien und Spuren von Bitumenrückstände (QM 61, Bildbreite: 0,5 cm) **3** Wackestone mit Radiolarien und Anzeichen von Bioturbation (QM 62, Bildbreite: 0,5 cm) **4** Wackestone mit Radiolarien und feinen Kalzitadern (QM 62, Bildbreite: 1,4 cm) **5** Übersicht Radiolarien-Wackestone mit feinen Kalzitadern (QM 63, Bildbreite: 1,4 cm) **6** Wackestone mit Radiolarien (QM 63, Bildbreite: 0,25 cm)



Abb. 31: Aufschlüsse der Schrambach-Formation **A**) zeigt die deutlich dunklere, bräunliche Farbe des Gesteins aufgrund des Mergels, Aufschluss im Lackbach **B**) im Vergleich zur Oberalm-Formation ist die Bankung nur mehr im cm-Bereich gegeben, Aufschluss des Probenpunktes QM 61

4.6. Lackbach-Schichten

Die Lackbach-Schichten stellen das Top der Abfolge im Süden dar und sind die Überlagerung der Schrambach-Formation. Die dunkelgrauen bis bräunlichen, teils mergeligen Kalksilt-/Kalksandsteine, Kieselkalke bis hin zu Brekzien und Konglomeraten (Abb. 32) kommen im Gelände in Wechsellagerung vor und zeigen entlang des Lackbaches einen generellen coarsening-upward Trend. Die Lackbach-Schichten kommen auch nördlich des Unkenbaches, entlang des Ufers, westlich vom Gasthaus Friedlwirt (Abb. 15) vor. Das Erscheinungsbild der Lackbach-Schichten im Gelände ist vielfältig und reicht von gebankter (Wechsel-) Lagerung über Olisthostrome, Slumpings bis hin zu feinen Turbiditen. Der gut kantengerundete bis gerundete Korn-/Klastenbestand, welcher auf einen weiten Transportweg schließen lässt, zeigt ein breites Bestandsspektrum. Ein Abbild der Komponentenvielfalt zeigt Abb. 33. Bei den vorkommenden Resedimenten handelt es sich um oberjurassische und unterkretazische Formationen, wie zum Beispiel die unterlagernden Oberalm- und Schrambach-Formation. Auch Klasten der Plassen-Karbonatplattform s. str. mit *Dasycladale* (*Salpingoporella*) und Foraminiferen (*Redmondoides lugeoni* (SEPTFONAINE 1977)) kommen in dem Komponentenbestand der

Lackbach-Schichten vor. Desweiteren kommen auch ophiolitische Komponenten (Serpentinite), mikritische und sparitische Körner, detritische Quarzkörner, Schwerminerale (grüne Minerale werden als Chromspinelle angesprochen), Crinoidenbruchstücke und Bryozoen vor. Auch kommen die Lackbach-Schichten selbst als aufgearbeitete Klasten in den Konglomeraten vor. Unterjurassische (z.B. Adnet Gruppe) oder triassische (z.B. ober-rhätischer oder lagunärer Dachsteinkalk) Resedimente kommen hingegen nicht vor. Die Körner der Sandsteine zeigen eine gute Sortierung. Die polymikte Zusammensetzung der Konglomerate und Sandsteine ist charakteristisch für die Ablagerungen der Unterkreide, mit einer Alterseinstufung von Valanginium bis unterem Aptium (DARGA & WEIDICH, 1986).



Abb. 32: Polymiktes Konglomerat aus dem oberen Lackbach (QM 41)

Der generelle coarsening-upward Trend entlang des Lackbaches wird anhand der Abb. 34, 35, vom Hangenden zum Liegenden, dargestellt. Die in den linken Spalten dargestellten Fotos der Abbildungen (ungerade Nummern) sind immer mit der gleichen Vergrößerung (Bildbreite: 1,4 cm) aufgenommen. Die Aufnahmen der rechten Spalten zeigen Detailausschnitte der Dünnschliffe. Auch, wenn die Probe QM 40 wieder eine Korngrößenabnahme zeigt, so ist doch ein genereller Trend der Korngrößenzunahme

vom Liegenden zum Hangenden entlang des Lackbaches erkennbar. Auffällig ist auch der Quarzanteil innerhalb der Serie, welcher zyklisch erscheint. Während im Liegenden des Lackbaches (QM 39) mit viel fein verteilten Quarzkörnern einsetzt, zeigt die nächst höhere Probe QM 38 nur mehr vereinzelt Quarzkörner. Danach kommt es zu einem stetigen Anstieg des Quarzgehaltes (Menge und Größe) bis zur Probe QM 15a, welche kaum Quarzkörner beinhaltet. Die Probe QM 41 im hangenden zeigt dann wieder einen höheren Quarzanteil.

Zu Abb. 33: Überblick zum Komponentenbestand der Konglomerate der Lackbach-Schichten: **1** Klast der Oberalm-Formation mit vielen Calpionellen (QM 33a, Bildbreite: 0,25 cm) **2** Klast der Schrambach-Formation mit vielen pyritisierten Radiolarien (QM 22a, Bildbreite: 0,25 cm) **3** Klast der Plassen-Formation mit Dasycladale *Salpingoporella* (QM 21, Bildbreite: 0,25 cm) **4** Klast der Plassen-Formation mit *Redmondoides lugeoni* (QM 41, Bildbreite: 0,25 cm) **5** Sandstein der Lackbach-Schichten (QM 80-2, Bildbreite: 0,25 cm) **6** Bryozoe (QM 80-1, Bildbreite: 0,25 cm) **7** viel detritischer Quarz und ein grünes Schwermineral Korn (QM 18, Bildbreite: 0,5 cm) **8** Serpentin (QM 80-1, Bildbreite: 0,25 cm)

Zu Abb. 34: Lackbach-Schichten entlang des Lackbaches, hangende Serie: **1** Konglomerat mit kantengerundeten Klasten und Körnern der Plassen- und Schrambach Formationen, sowie Quarzkörner, Crinoiden, sparitischen und mikritischen Körner (QM 41, Bildbreite: 1,4 cm) **2** Klasten der Schrambach- und Plassen-Formation, Crinoiden und Quarzkörner (QM 41, Bildbreite: 0,5 cm) **3** polymikter Sandstein (QM 15a, Bildbreite: 1,4 cm) **4** Sandstein mit Körnern der Schrambach- und Plassen-Formation, Crinoiden, Serpentin und grünen Körnern (QM 15a, Bildbreite: 0,5 cm) **5** Sandstein (QM 17, Bildbreite: 1,4 cm) **6** Sandstein mit vielen Quarzkörnern (QM 17, Bildbreite: 0,5 cm) **7** Sandstein mit vielen karbonatischen Körnern, sowie Quarz- und Serpentin Körnern (QM 18, Bildbreite: 1,4 cm) **8** Sandstein mit vielen Quarzkörnern (QM 18, Bildbreite: 0,5 cm)

Zu Abb. 35: Lackbach-Schichten entlang des Lackbaches, liegende Serie: **1** Kalksandstein mit gut gerundeten und sortierten mikritischen und sparitischen Körnern (QM 16, Bildbreite: 1,4 cm) **2** Kalksandstein mit einem größeren Klast der Schrambach-Formation (QM 16, Bildbreite: 0,5 cm) **3** Wackestone mit Schüttung im oberen Teil (QM 40, Bildbreite: 1,4 cm) **4** gibt den oberen Anteil von Bild 3 wieder: vielen Radiolarien, eingeregelter Spicula, Quarz und grünen Körnern (QM 40, Bildbreite: 0,25 cm) **5** Kalksandstein mit vielen mikritischen und sparitischen Körnern und Crinoiden (QM 38, Bildbreite: 1,4 cm) **6** Kalksandstein mit vielen mikritischen und sparitischen Körnern und Crinoiden (QM 38, Bildbreite: 0,25 cm) **7** Wackestone mit Radiolarien, Spicula und Quarzkörnern, feine Kalzitadern (QM 39, Bildbreite: 1,4 cm) **8** mergeliger Wackestone mit rekristallisierten Radiolarien, teilweise pyritisiert, Spicula und vielen Quarzkörnern (QM 39, Bildbreite: 0,25 cm)

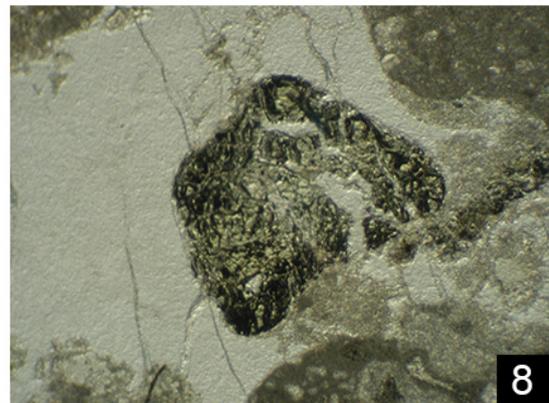
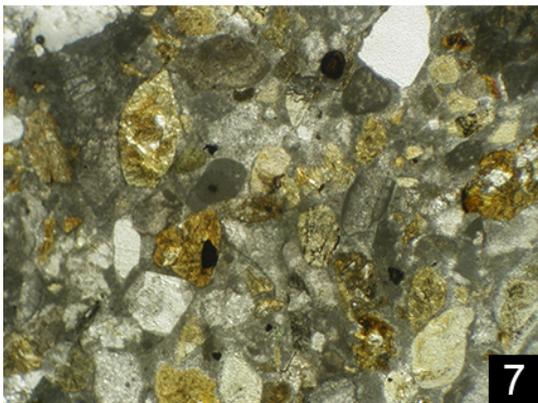
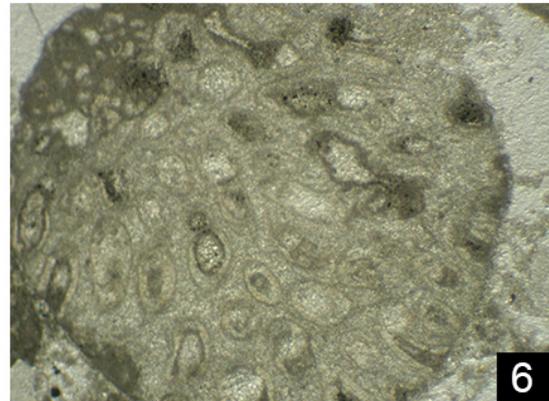
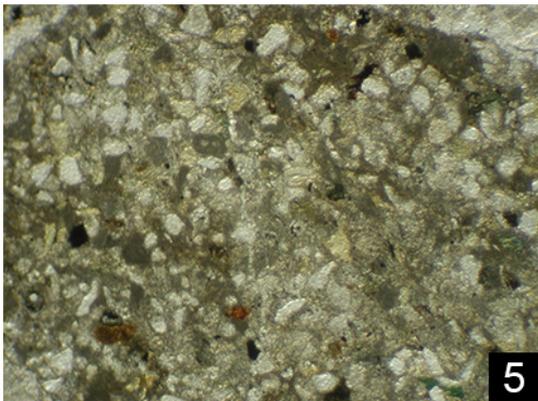
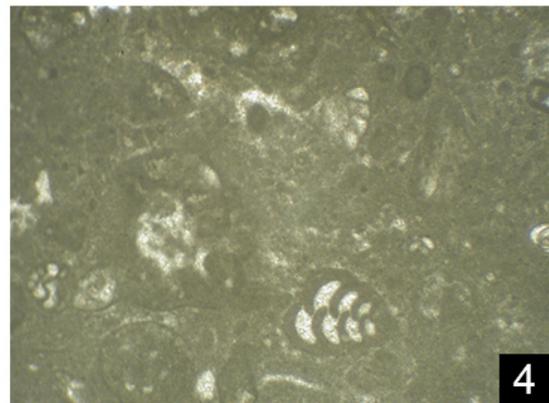
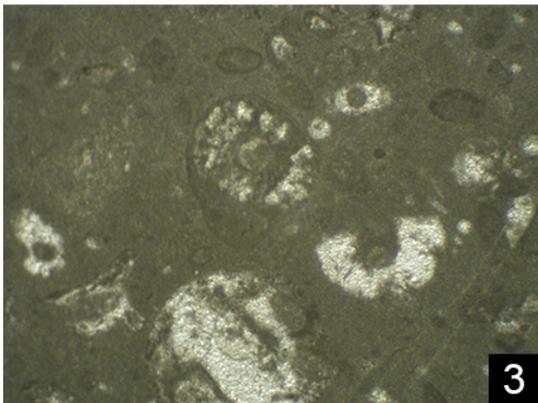
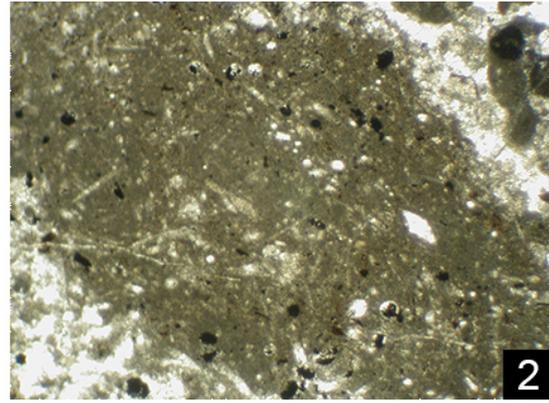
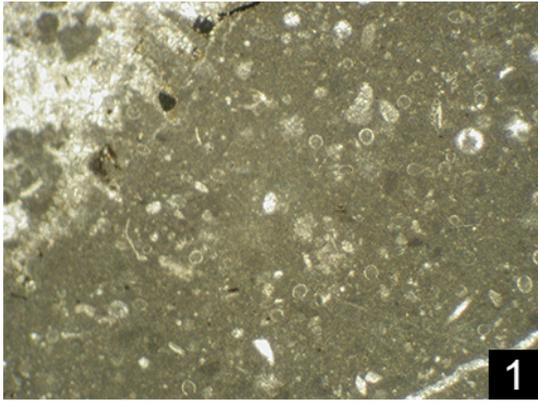


Abb. 33: Überblick zum Komponentenbestand der Konglomerate der Lackbach-Schichten (Abbildungsbeschreibung siehe vorherige Seite)

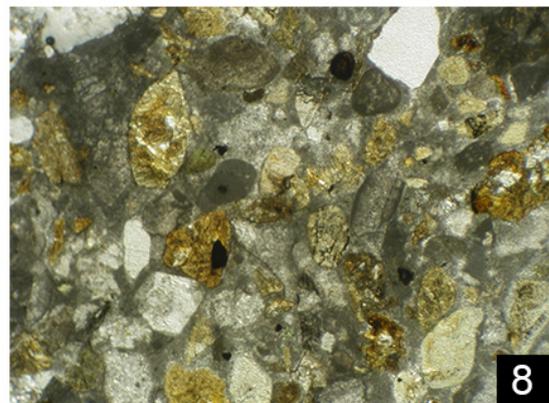
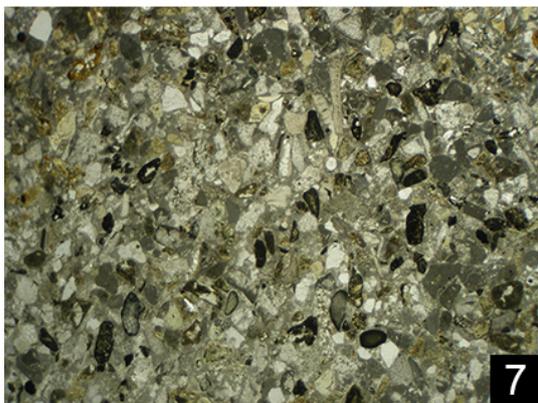
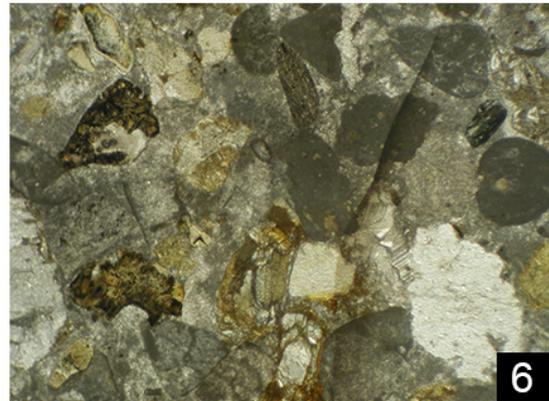
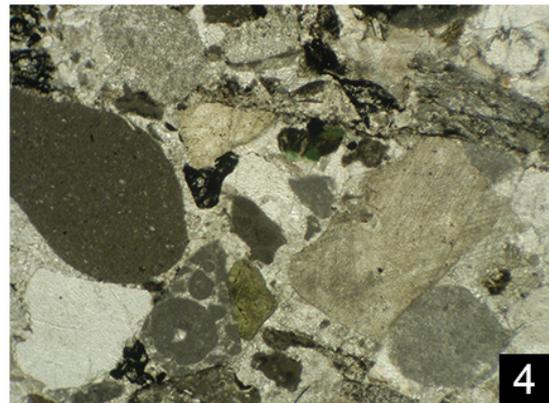
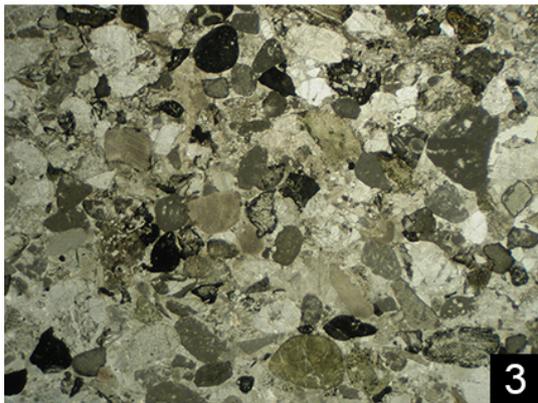
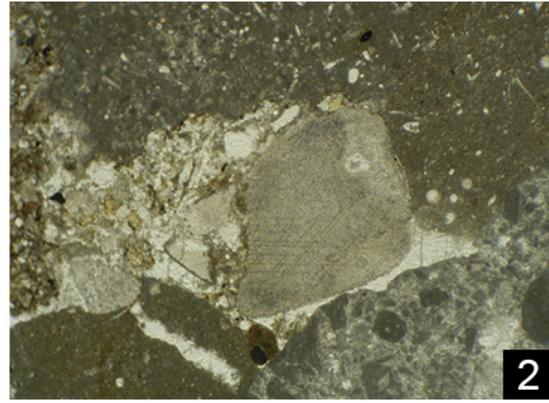
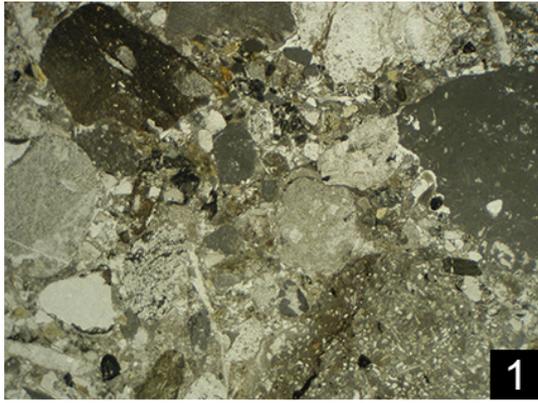


Abb. 34: Lackbach-Schichten entlang des Lackbaches, hangende Serie, (Abbildungsbeschreibung siehe Seite 50)

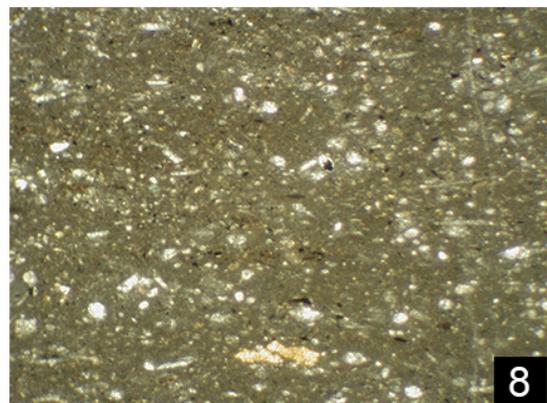
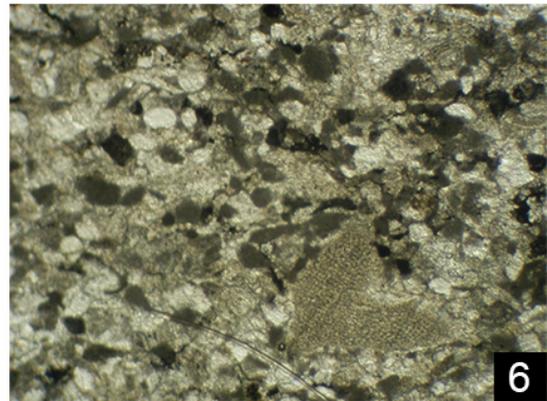
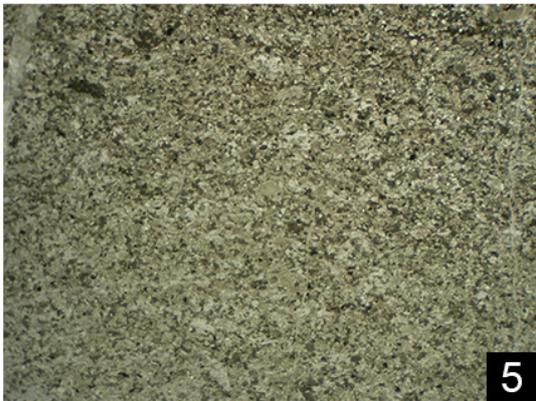
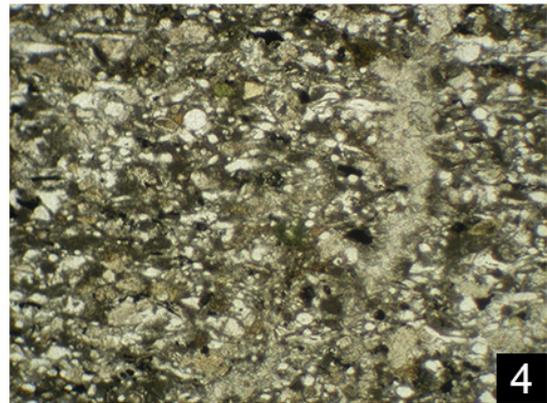
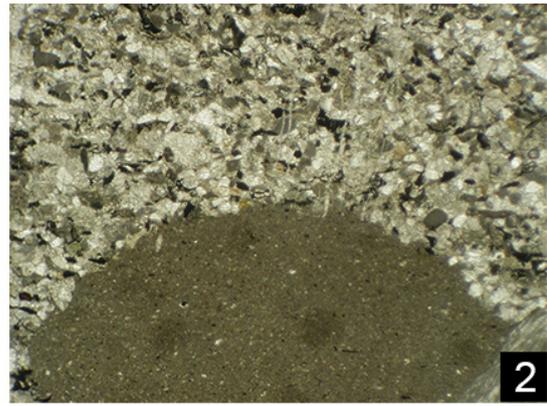


Abb. 35: Lackbach-Schichten entlang des Lackbaches, liegende Serie (Abbildungsbeschreibung siehe Seite 50)

Die komplexen Lagerungsverhältnisse und das vielfältige Erscheinungsbild der Lackbach-Schichten, soll anhand einer illustrierten Feldskizze des „Friedlwirt-Profiles“ (Abb. 36) dargestellt werden. Das Friedlwirt-Profil stellt einen Aufschluss am Nordufer des Unkenbaches, westlich des Gasthauses Friedlwirt dar. Abb. 37 zeigt die Dünnschliffe der Proben vom Fiedelwirt- Profil.

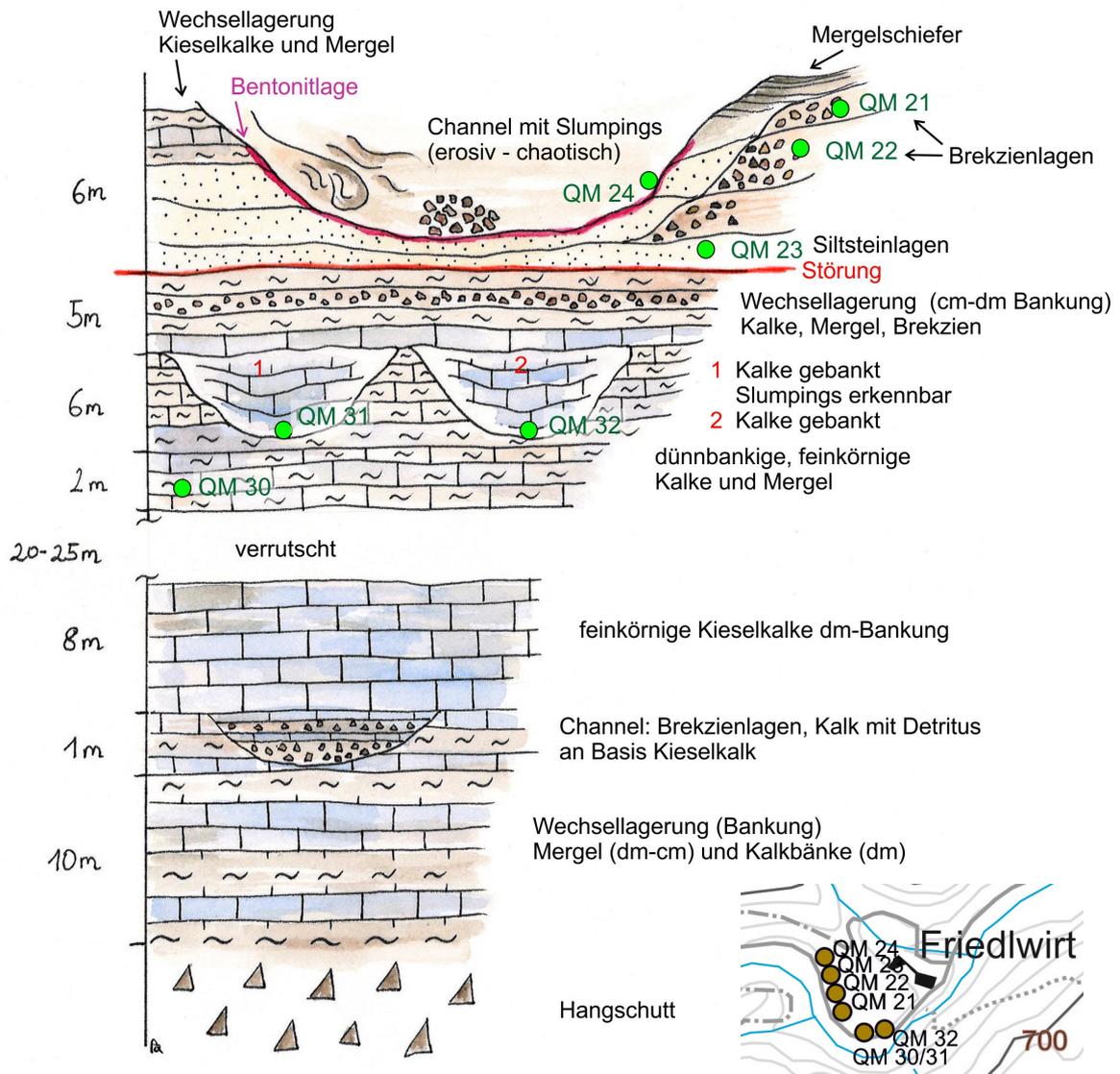


Abb. 36: Illustrierte Feldskizze des „Friedlwirt-Profiles“ mit Lageplan der Proben

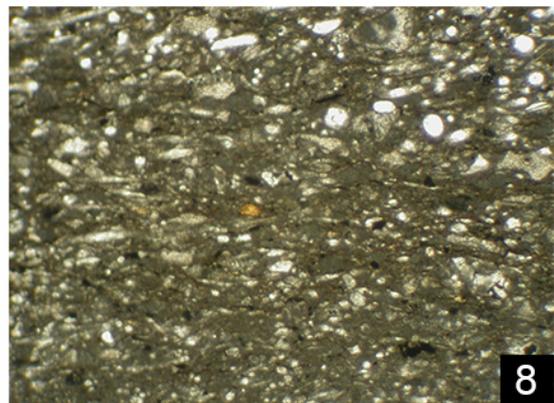
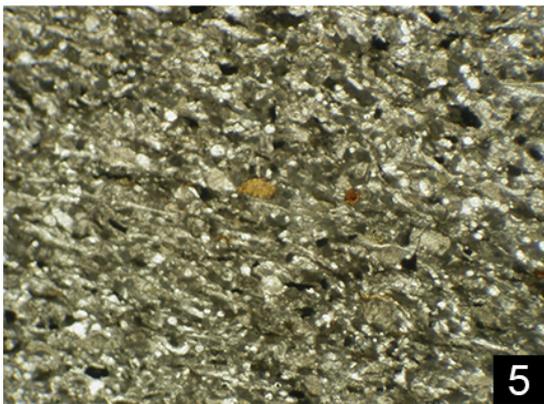
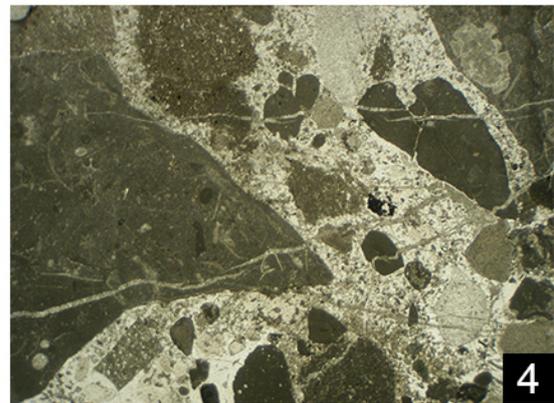
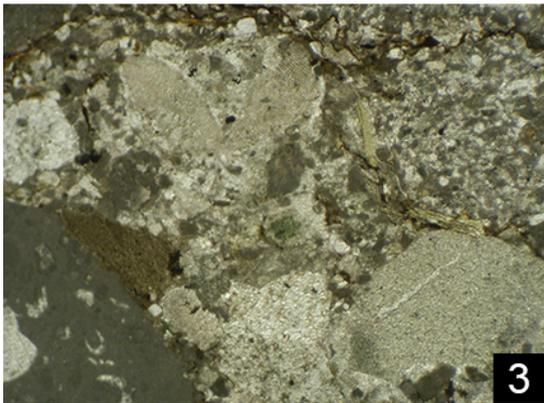
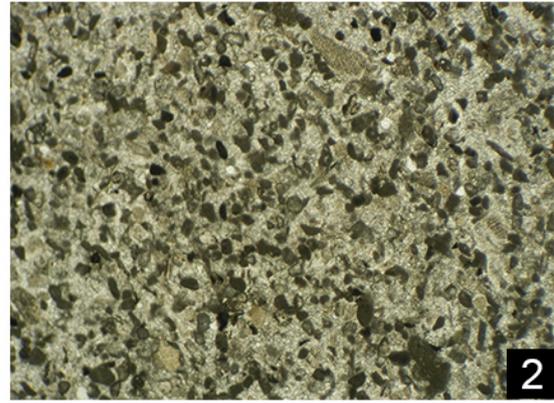
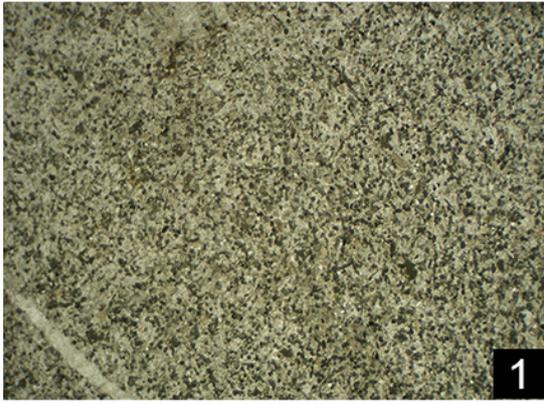


Abb. 37: Erscheinungsbild der Lackbach-Schichten anhand des Friedlwirt-Profiles (Beschreibung nächste Seite)

Zu Abb. 37: Erscheinungsbild der Lackbach-Schichten anhand des Friedlwirt-Profiles: **1** Feinturbidit (QM 24, Bildbreite: 1,4 cm) **2** Vergrößerung von Bild 1, Pelloide und Crinoidenbruchstücke in einer sparitischen Matrix (QM 24, Bildbreite: 0,5 cm) **3** polymikte Brekzie (QM 21, Bildbreite: 0,5 cm) **4** polymikte Brekzie (QM 22b, Bildbreite: 1,4 cm) **5** Siltstein mit Radiolarien, Spicula und Quarzkörnern (QM 23, Bildbreite: 0,5 cm) **6** Channelfüllung mit Peloiden und Quarzkörnern in mikritischer Matrix (QM 31, Bildbreite: 0,5 cm) **7** stark verkieselte Channelfüllung (QM 32, Bildbreite: 1,4 cm) **8** mergeliger Wackestone mit teilweise pyritisierten Radiolarien, Spicula und Crinoidengrus (QM 30, Bildbreite: 0,25 cm)

Aus den grobklastischen Serien der Lackbach-Schichten beim Gasthaus Friedlwirt (siehe Abb. 15) wurden von früheren Bearbeitern Radiolaritproben (Abb. 38-41) genommen und mit dem REM fotografiert, jedoch wurden die Radiolarienfaunen noch nicht bestimmt, was in dieser Arbeit nachgeholt wurde.

Die Probe GAG 248 (Abb. 38) zeigt mit ihren sehr wenigen bestimmbaren Arten einen Zeitraum Unterkreide bis Aptium an.

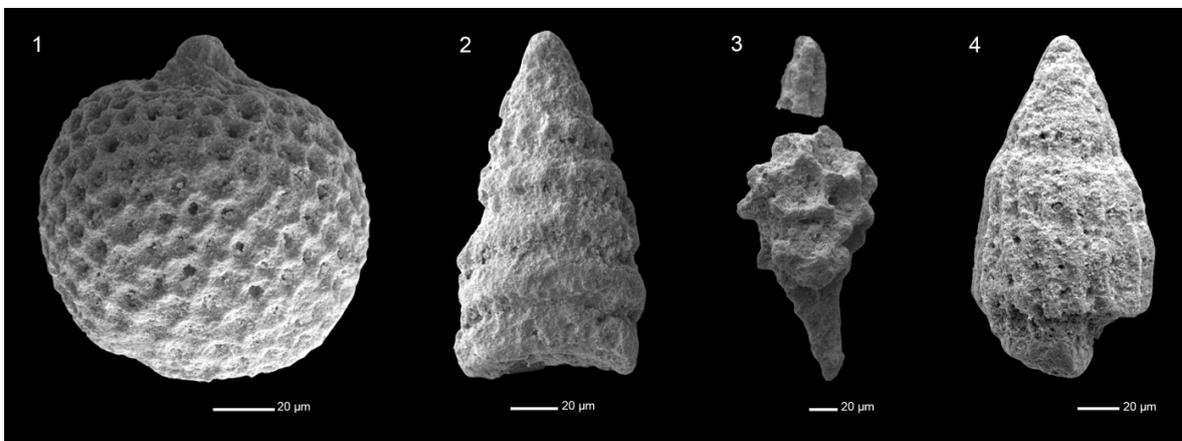


Abb. 38: Fauna der Probe GAG 248: **1** *Cryptamphorella* sp. XX **2** *Pseudodictyomitra* cf. *lanceloti* SCHAAF **3** *Sphaerostylus squinaboli* (TAN) **4** *Thanarla brouweri* (TAN 1927)

Die Probe GAG 252 (Abb. 39) kann mit dem Vorkommen von *Eucyrtidiellum unumaense* höchstens in das Mittel-Oxfordium gestellt werden. Am niedrigsten ist das Bathonium möglich.

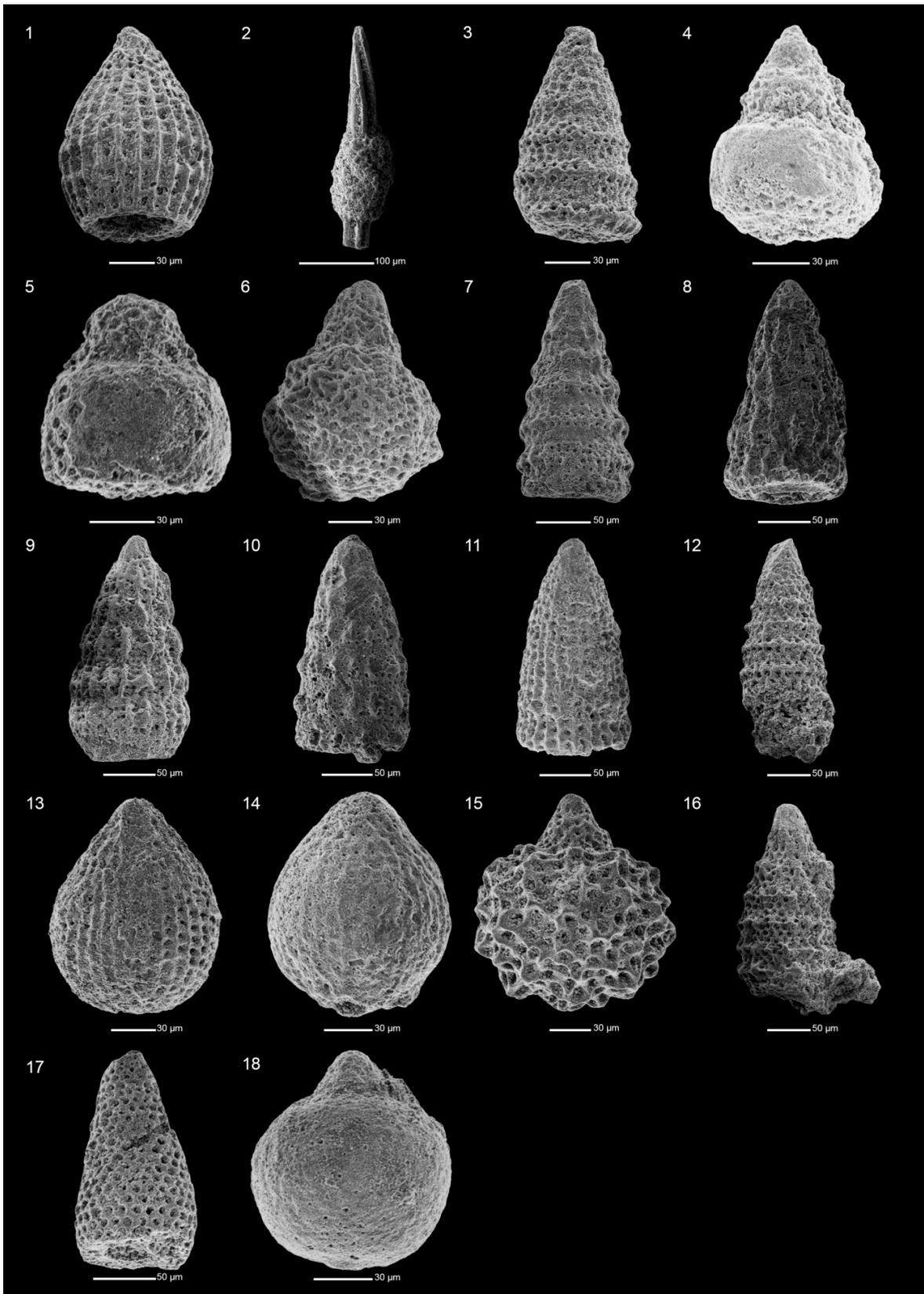


Abb. 39: Faunen der Probe GAG 252 (Abbildungsbeschreibung siehe nächste Seite)

Zu Abb. 39: Fauna der Probe GAG 252: **1** *Archaeodictyomitra patricki* (KOCHER 1981) **2** *Archaeospongoprunum* sp. (PESSAGNO 1973) **3** *Dictyomitrella kamoensis* MIZUTANI & KIDO 1983 **4** *Eucyrtidiellum unumaense* (YAO 1979) **5** *Eucyrtidiellum* sp. **6** *Hiscocapsa magniglobosa* (AITA 1987) **7** *Hsuum brevicostatum* (OZVOLDOVA 1975) **8** *Hsuum* cf. *maxwelli* PESSAGNO 1977 **9** *Hsuum* cf. *parasolense* PESSAGNO & WHALEN 1982 **10** *Hsuum* sp. **11** *Parahsuum simplum* YAO 1982 **12** *Parvicingula* cf. *spinata* (VINASSA 1899) **13** *Striatojaponocapsa* cf. *conexa* (MATSUOKA 1983) **14** *Striatojaponocasa* sp. **15** *Tricolocapsa undulata* (HEITZER 1930) **16** *Triversus hungaricus* (KOZUR 1985) **17** *Triversus* cf. *japonicus* TAKEMURA 1986 **18** *Williriedellum* sp.

Bei der Probe GAG 255 (Abb. 40) konnten nur wenige Radiolarien bestimmt werden, welche zu den Unterkreideformen gezählt werden.

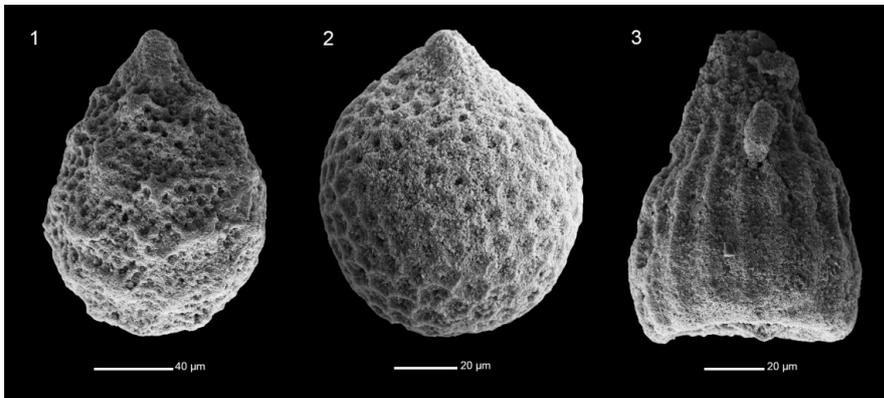


Abb. 40: Fauna der Probe GAG 255: **1** *Cryptamphorella* cf. *clivosa* (ALIEV) **2** *Cryptamphorella* sp. **3** ?*Thanarala* sp.

Die Probe GAG 264 (Abb. 41) enthält einige kennzeichnende Unterkreideformen. Somit kann diese Probe in das Barremium bis Aptium eingeordnet werden.

Diese Ergebnisse der Radiolarienuntersuchung lassen den Schluss zu, dass die Probe GAG 252 aus einer Komponente der Lackbach-Schichten stammt, da sie den Ablagerungszeitraum der Ruhpolding-Formation widerspiegelt. Die restlichen Proben dürften syndementär als Matrix mit den Lackbach-Schichten abgelagert worden sein, da sie die Unterkreide, bzw. den Zeitraum Barremium bis Aptium wiedergeben.

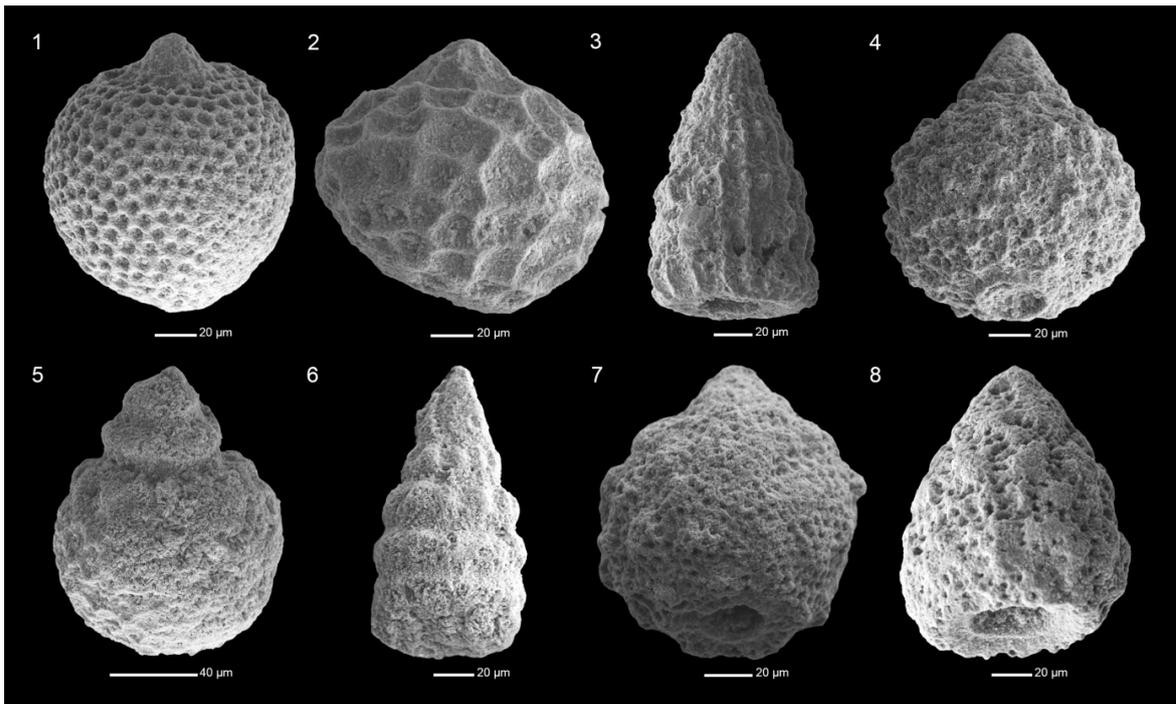


Abb. 41: Fauna der Probe GAG 264: **1** *Cryptamphorella conara* (FORMAN 1968) **2** *Cryptamphorella cr. gilkey* DUMITRICA 1972 **3** *Dictyomitra* sp. **4** *Hiscocapsa grutterinki* (TAN) **5** *Hiscocapsa cf uterculus* (PARONA) **6** *Pseudodictyomitra lanceoloti* SCHAAF **7** *Willriedellum sujowskii* WIDZ & DE WEVER 1993 **8** *Xitus gifuensis* MIZUTANI 1981

5. Tektonik

Die Aufschlussituation im Kartiergebiet ließ einige Messungen des Schichteinfallens zu (Abb. 42). So ist der generelle Trend des Einfallens nördlich des Unkenbaches mit nahezu hangparallelen 25° - 40° nach SSW, S bis SSE zur vermerken. Südlich des Unkenbaches fallen die Lackbach-Schichten mit durchschnittlich 30° gegen SE ein. Augenscheinliche Indikatoren für Störungssysteme sind im Gelände kaum vorzufinden. Die tektonische Vergangenheit lässt sich aber durch die Kombination der sedimentären Faziesräume und der rezenten Lagerung erklären. Da eine exakte Altersdatierung der Störungen nach aktuellen Untersuchungen nicht möglich ist, werden sie in ihrem Alter relativ in Beziehung gebracht.

Eines der ältesten Störungssysteme ist eine E-W streichender Störung entlang des Unkenbaches, welche das Top der im Süden liegenden Oberalm-Formation des

Berriasium, von den im Norden liegenden basalen Oberalm-Formation (?Tithonium) trennt. Der Versatz kann nur mit den Ergebnissen von HAHN (1910) sowie GARRISON & FISCHER (1969) in Verbindung gebracht werden, welche die Mächtigkeit der Formation mit 250-350 m bzw. mit 270 m angeben. Es wird angenommen, dass es sich um einen nordgerichteten Staffelbruch während des Zerfalls der Trattberg-Schwelle im Ober-Tithonium handelt, welche als Aufschubung während eines gebirgsbildenden Prozesses (z.B. Ober-Kreide oder Miozän) reaktiviert wurde, um das rezente Abbild zu erklären. Ein jüngeres Störungssystem ist durch eine NE-SW streichenden Störung gekennzeichnet. Dieser von HAHN (1910) erstmals kartierte Abschnitt des Saalach-Westbruches trennt die Lackbach-Schichten im Westen von der triassischen Schichtfolge in radiolaritischer Matrix (Strubberg-Formation und Sandlingalm-Formation) im Osten. Die Störung beinhaltet sowohl eine Abschiebungs- als auch eine Seitenbewegungskomponente. Nach QUAST (2011) wird der sinistrale Versatz mit 1,3 km angenommen, welcher den Bereich Dax-Soder in eine passende benachbarte Position zur Thällernalm bringt. HAHN (1910) geht von einem etwas größeren lateralen Versatz von 2 km aus. Der Saalach-Westbruch wird mit der Saalachtal-Störungszone nach FRISCH & GAWLICK (2003) in Verbindung gebracht, da beide parallel zueinander verlaufen und eine sinistrale Bewegungsrichtung aufweisen. In Verbindung zu diesem Störungssystem des Saalach-Westbruches steht auch die nahezu N-S streichende, ebenfalls sinistrale Seitenverschiebung westlich des Friedlwirt. Sie kappt die ältere E-W streichende Störung entlang des Unkenbaches, was auch an dem Knie des Flusslaufes ersichtlich ist. Südlich des Unkenbaches ist dieser Störungsverlauf von Vernässungszonen zwischen den Lackbach-Schichten und der Schrambach-Formation gekennzeichnet. Der Versatz ist mit nur ca. 250 m anzunehmen, da in der Ostflanke des Grabens nördlich des Friedlwirts die Schrambach-Formation wieder aufgeschlossen ist. Es wird angenommen, dass diese Störung im Zusammenhang mit en échelon Strukturen entlang der Saalachtal-Störungszone einhergeht. Eine weitere NE-SW streichende Störung trennt die Gesteine der Adnet-Gruppe von jenen der Oberalm-Formation im Westen. Es kann nicht davon ausgegangen werden, dass dieser basale Anteil der Oberalm-Formation paläorelieverfüllende der Adnet-Gruppe aufgelagert ist, da deren Mächtigkeit dafür viel zu groß ist. Diese Störung lässt sich unter hydrogeologischen Gesichtspunkten weiter nach Südwesten verlängern, da eine Verlängerung (rot strichlierte Linie in Abb. 42) die Quellaustritte entlang der Hoisenhöhe schneidet. Dies hat aber nur unter der Voraussetzung Gültigkeit, dass es sich dabei um eine Störung mit lediglich vertikalen Versatz handelt, da sonst die ältere E-W streichende Störung im Unkenbach einen lateralen Versatz zeigen müsste, wenn es auch eine Seitenbewegungskomponente gibt.

6. Interpretation

Mit den neu gewonnenen Daten der Kartierung, der Radiolariendatierung und der mikro-faziellen Untersuchung der hergestellten Schlicke ist eine Neuinterpretation des untersuchten Gebietes möglich. Die Interpretation wird unterstützt von der neu angefertigten geologischen Karte (Abb. 42) und den dazugehörigen Profilen (Abb. 43, 44, 45).

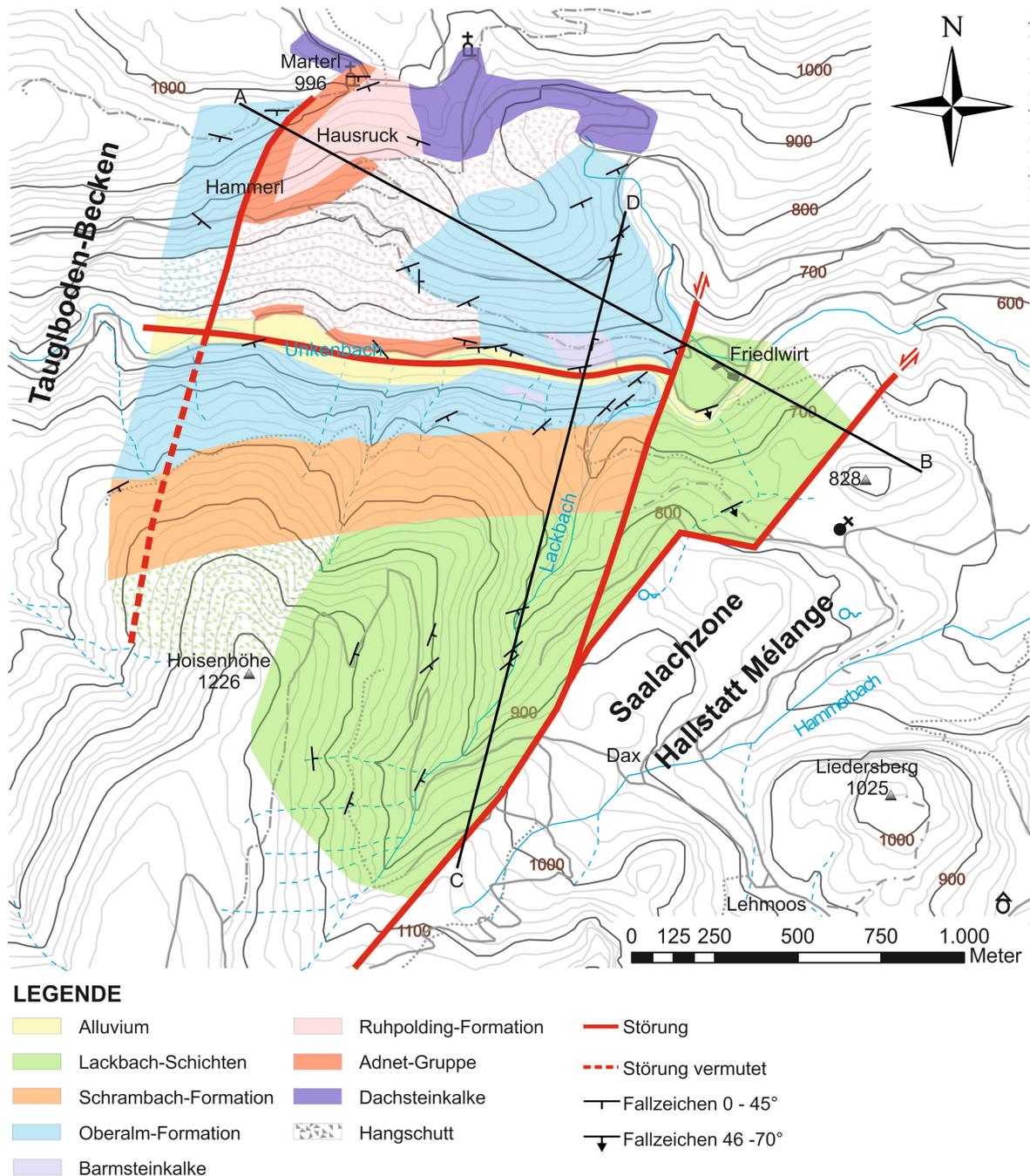


Abb. 42: Geologische Karte mit eingetragenen Profilschnitten

Um das untersuchte Gebiet mit seiner Schichtfolge interpretieren zu können ist in einem ersten Schritt die Wahl eines geeigneten Modelles zu treffen. Zur Auswahl stehen das Strike-Slip Modell nach FRANK & SCHLAGER (2006), bzw. das Modell der Oberjurassischen Subduktion nach GAWLICK et al. (1999) und FRISCH & GAWLICK (2003), unter Berücksichtigung der neuesten Erkenntnisse von MISSONI & GAWLICK (2011a, b). Beide Modelle sind sich bei der Triasentwicklung und der unterjurassischen Entwicklung mit anhaltender Subsidenz und Rifting, sowie der Entwicklung einer pelagischen Plattform einig. Mit der Umstellung im Mittel-Jura von einem passiven zu einem aktiven Kontinentalrand und der einhergehenden Bildung von Becken und der Sedimentation von Radiolarit, beginnen sich die Modelle zu unterscheiden. FRANK & SCHLAGER (2006) gehen von oberjurassischen, sinistralen Strike-Slip Bewegungen mit dadurch entstehenden Pull-Apart Becken als Ablagerungsraum aus. FRISCH & GAWLICK (2003) erklären die Beckenbildung im Ober-Jura mit Subduktion und progadierenden Deckenfronten (Schwellen) zur Abgrenzung der jeweiligen Becken.

FRANK & SCHLAGER (2006) argumentieren mit wechselnden fining-upward und coarsening-upward Zyklen für die Ablagerung in Pull-Apart-Becken und setzen einen generellen coarsening-upward Trend für eine herannahende Deckenfront voraus. Da im untersuchten Gebiet aber keine klassische Beckenfüllung als radiolaritische Mélange vorliegt, kann dieses Argument nur bedingt berücksichtigt werden. Als Beispiel für die Argumentation von FRANK & SCHLAGER (2006) wird auch das generelle Fehlen eines coarsening-upward Trends innerhalb der Strubberg-Formation angeführt. Dies widerspricht aber dem Modell nach FRISCH & GAWLICK (2003) und den Untersuchungen von GAWLICK (z.B. 1996). Der coarsening-upward Trend der Strubberg-Formation konnte auch von QUAST (2011) im unmittelbar im Osten angrenzenden Untersuchungsgebiet bestätigt werden. Ein weiterer Punkt für eine Modellwahl nach FRISCH & GAWLICK (2003) ist die oberjurassische Plassen-Karbonatplattform, welche bei dem Modell der Strike-Slip-Tektonik nicht berücksichtigt wird, aber das Ausgangsmaterial für die Barmsteinkalke im Kartiergebiet ist. Ein weiteres Argument für eine Modellwahl nach FRISCH & GAWLICK (2003) ist das Vorkommen von Serpentiniten in den Lackbach-Schichten und der Sillenkopf-Formation des Kimmeridgium (GAWLICK et al. 2015), da nach FRANK & SCHLAGER (2003) ein Fehlen von „exotischen Komponenten“, welche auf eine Ophiolithobduktion hinweisen, als Indiz für das Modell des oberjurassischen Strike-Slip System gesehen wird.

Somit folgt die Interpretation des untersuchten Gebietes dem Modell von FRISCH & GAWLICK (2003) und MISSONI & GAWLICK (2011a, b) (Abb. 46).

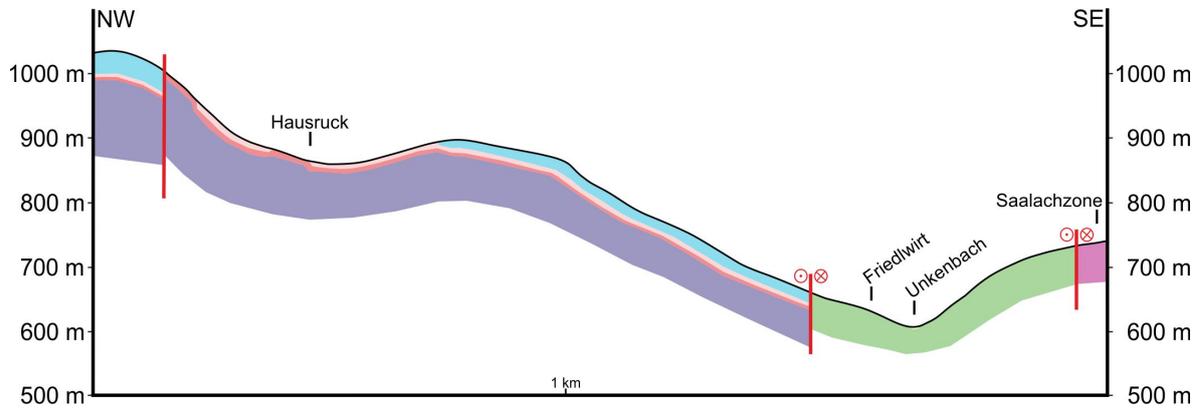


Abb. 43: Profilschnitt A-B, Legende siehe Abb. 42, die rosa Formation im SE, stellt die von QUASt (2011) kartierten Radiolarite mit Pötschenkalk und Pötschdolomit (Strubberg-Formation) dar.

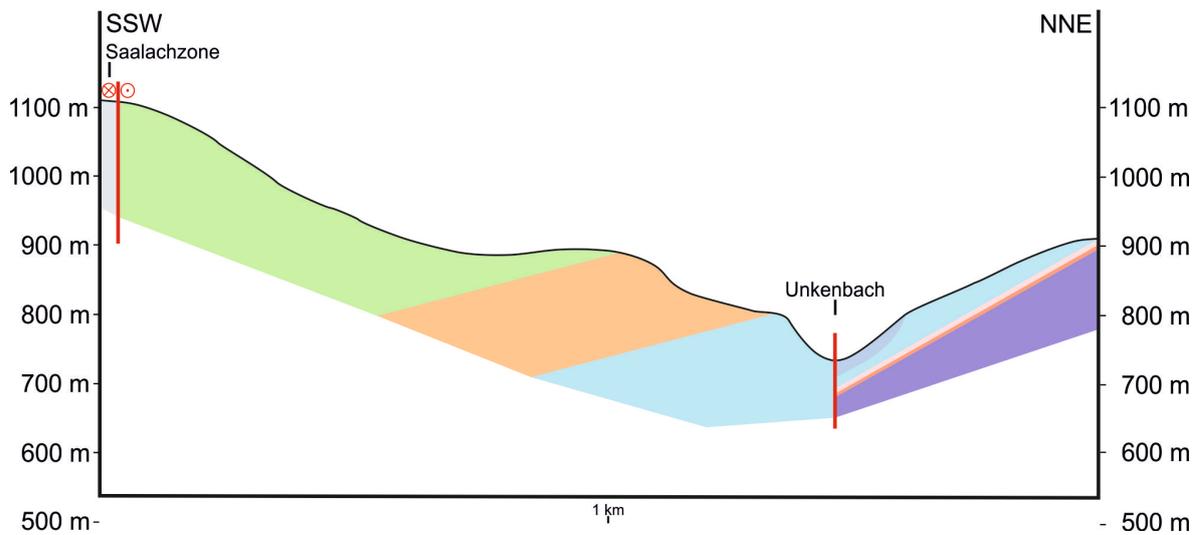


Abb. 44: Profilschnitt C-D, Legende siehe Abb. 42, die graue Formation im SSW, stellt das von QUASt (2011) kartierte Haselgebirge, östlich des Saalach-Westbruches dar.

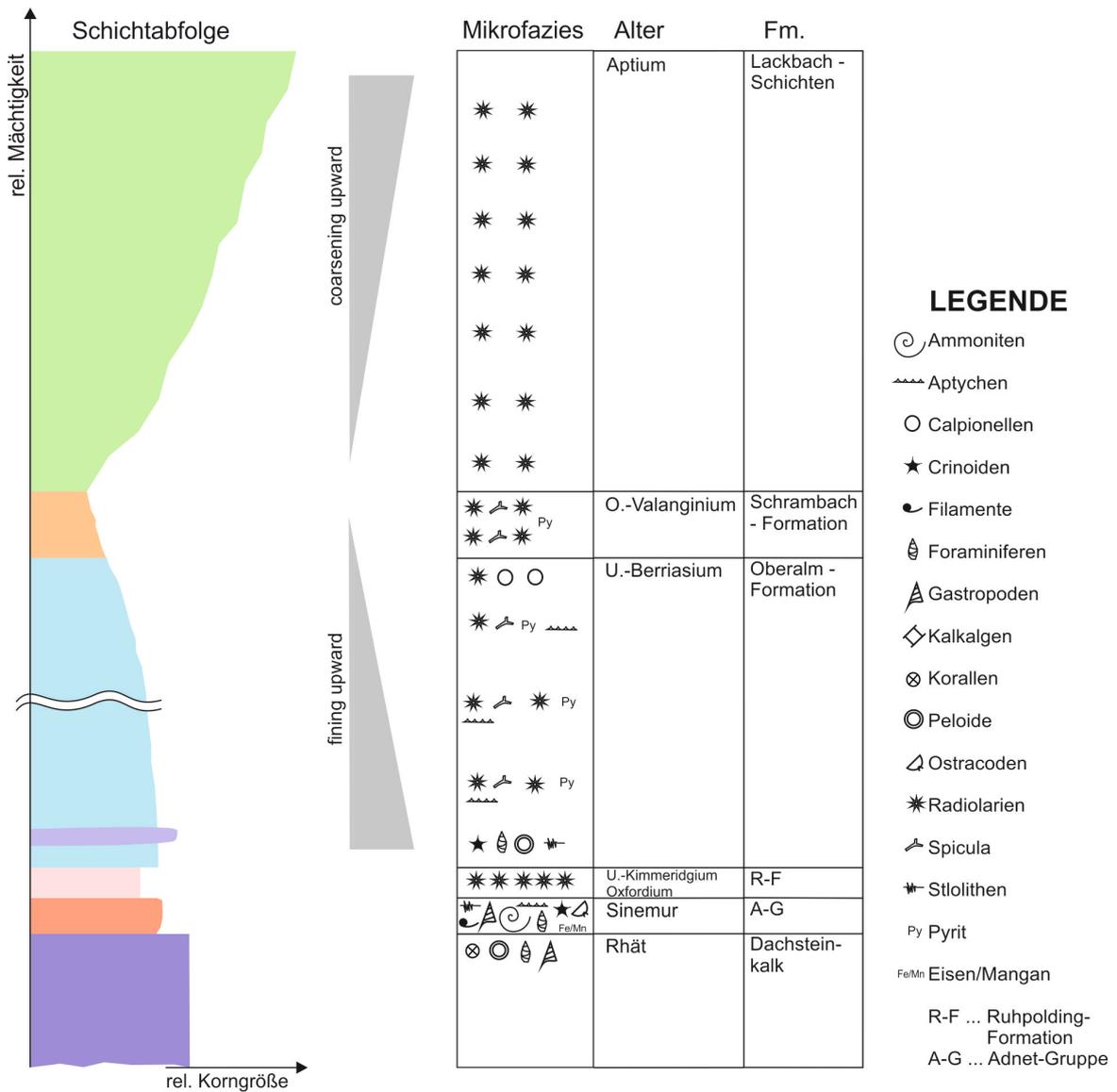


Abb. 45: Schichtabfolge mit graphischer Darstellung der Mikrofazies und stratigraphischer Einstufung der Ablagerung. Farblegende siehe Abb. 42. Man beachte bei den Lackbach-Schichten, dass als Mikrofazies nur mehr Radiolarien abgelagert werden, der restliche Bestand (Klasten und Körner) sind Resedimente, bzw. Quarz, Schwermminerale und ophiolithischen Komponenten.

Die Basis der Schichtfolge (Abb. 45) stellt der obertriassische lagunäre Dachsteinkalk und der oberrhätischer Dachsteinkalk dar. Ab der Trias/Jura Wende kommt es zum Absinken der Plattform und es folgt Mangersedimentation (Adnet Gruppe). Ab dem frühen Callovium (Ruhpolding-Formation) ist ein Wechsel zu tief mariner Sedimentation und erhöhter Subsidenz eingetreten, welche bis zum späteren Oxfordium, bzw. frühen Kimmeridgium andauert. Diese Veränderung des Sedimentationraumes steht im Zusammenhang mit der beginnenden partiellen Schließung der Neo-Tethys im höheren Dogger und es kommt zur Ausbildung asymmetrischer Becken vor den herannahenden Deckenfronten des Akkretionskeils (GAWLICK & FRISCH 2003). Einer dieser Deckenfronten ist die innertirolische Überschiebungsfront (Trattberg-Schwelle), welche sich ab der Basis Oxfordium bildet. Auf den Überschiebungsfronten bilden sich ab dem Kimmeridgium die oberjurassischen Karbonatplattformen, welche nach Süden progradieren (GAWLICK et al. 2005). In diesem Fall progadiert die Plassen Karbonatplattform auf der Trattberg-Schwelle nach Süden und die Schwelle wird im Norden erodiert. Es kommt zur Sedimentation der Tauglboden-Formation in das nördlich gelegene Tauglboden-Becken. Die Tauglboden-Formation ist gekennzeichnet durch feinkörnige kieselige Sedimente und vor allem durch polymikte Brekzien in einer radiolarienreichen Matrix bestehend aus Klusten folgender Formationen: Dachsteinkalk (lagunär und rhätisch), Kössener, Adnet, Scheibelberg und Kendlbach (GAWLICK et al. 2009a). Wie auch die älteren Radiolaritbecken (z.B. Lammer-Becken) enthält das Tauglboden-Becken auch Mass flows, große Blöcke und Rutschungen, aber nicht aus den Resedimenten einer herannahenden juvavischen Decke sondern lokales Material von der Trattberg-Schwelle (GAWLICK 2000). Doch diese Formation fehlt im untersuchten Gebiet.

Im Ober-Tithonium kommt es im Süden bedingt durch den Aufstieg eines metamorphen Domes zur Hebung. Dies hat zur Folge, dass die Wolfgangsee Karbonatplattform im Norden ertrinkt und die Trattberg-Schwelle kollabiert. Das Zerbrechen der Trattberg-Schwelle ist gekennzeichnet durch steile Abschiebungen und der damit verbundenen Vergrößerung des Tauglboden-Beckens (MISSONI & GAWLICK 2011a). Mit diesem tektonisch induzierten Umschwung von Kompression zu Extension, verändert sich auch das Ablagerungsmilieu. Es kommt zur Sedimentation der hemipelagischen karbonatischen Oberalm-Formation, in welcher die groben Mass flows und feineren Kalzitturbidite der Barmsteinkalke zwischengeschaltet sind. Die Oberalm-Formation verfüllt zuerst geringe lokale topographische Differenzen des Beckenbodens und plombiert das Paläorelief. Dieser Vorgang wird für das Vorkommen der Oberalm-Formation nördlich und westlich des Friedlwirts angenommen, da Erosion das partiell ver-

füllte Paläorelief der Trattberg-Schwelle freigelegt hat (Abb. 43). In weiterer Folge kommt es zur Ablagerung der Formation mit einem fining-upward Trend, welcher das back-stepping der Plassen-Karbonatplattform s.str. und mit der Korngrößenabnahme innerhalb der Barmsteine eine Vergrößerung des Transportweges, bis zum finalen Ertrinken der Plattform im frühen Berriasium, widerspiegelt (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2006). Im Hangenden der Oberalm-Formation südlich des Unkenbaches ist die Jura/Kreide-Grenze mit dem Auftreten von *Calpionella alpina* (LORENZ 1852) gekennzeichnet. Die Oberalm-Formation wird konkordant von der mergeligen Schrambach-Formation überlagert (KRISCHE et al. 2013), welche das finale Stadium des fining-upward Zyklus darstellt (Abb. 45).

Die Entwicklung im Valanginium bis in das Aptium ist charakterisiert mit der Ablagerung der Lackbach-Schichten, welche einen erhöhten Eintrag von klastischem als auch ophiolithischem Material in das ehemalige Tauglboden-/Oberalm-Becken (GAWLICK et al. 2008) zeigen. Unterstützt wird dieser Vorgang durch Meeresspiegel-Tiefstand im mittleren Valanginium und späten Barremium (GRADSTEIN et al. 2004). Die Verfüllung des Roßfeld-Vorlandbeckens repräsentiert das finale Stadium der Gebirgsbildung entlang der Neo-Tethys-Sutur (MISSONI & GAWLICK 2011a). Die „Molassesedimente“ der Roßfeld-Formation (= Lackbach-Schichten) zeigen einen typischen coarsening-upward Trend (Abb. 45). Beginnend mit feinen Turbiditen, Sandsteinen, bis hin zu Brekzien und Konglomeraten zeigen sie einen Komponentenbestand der aufgearbeiteten Oberalm- und Schrambach-Formation, Klaster von der Plassen-Karbonatplattform s. str. und exotische Komponenten wie Chromspinelle und Serpentine.

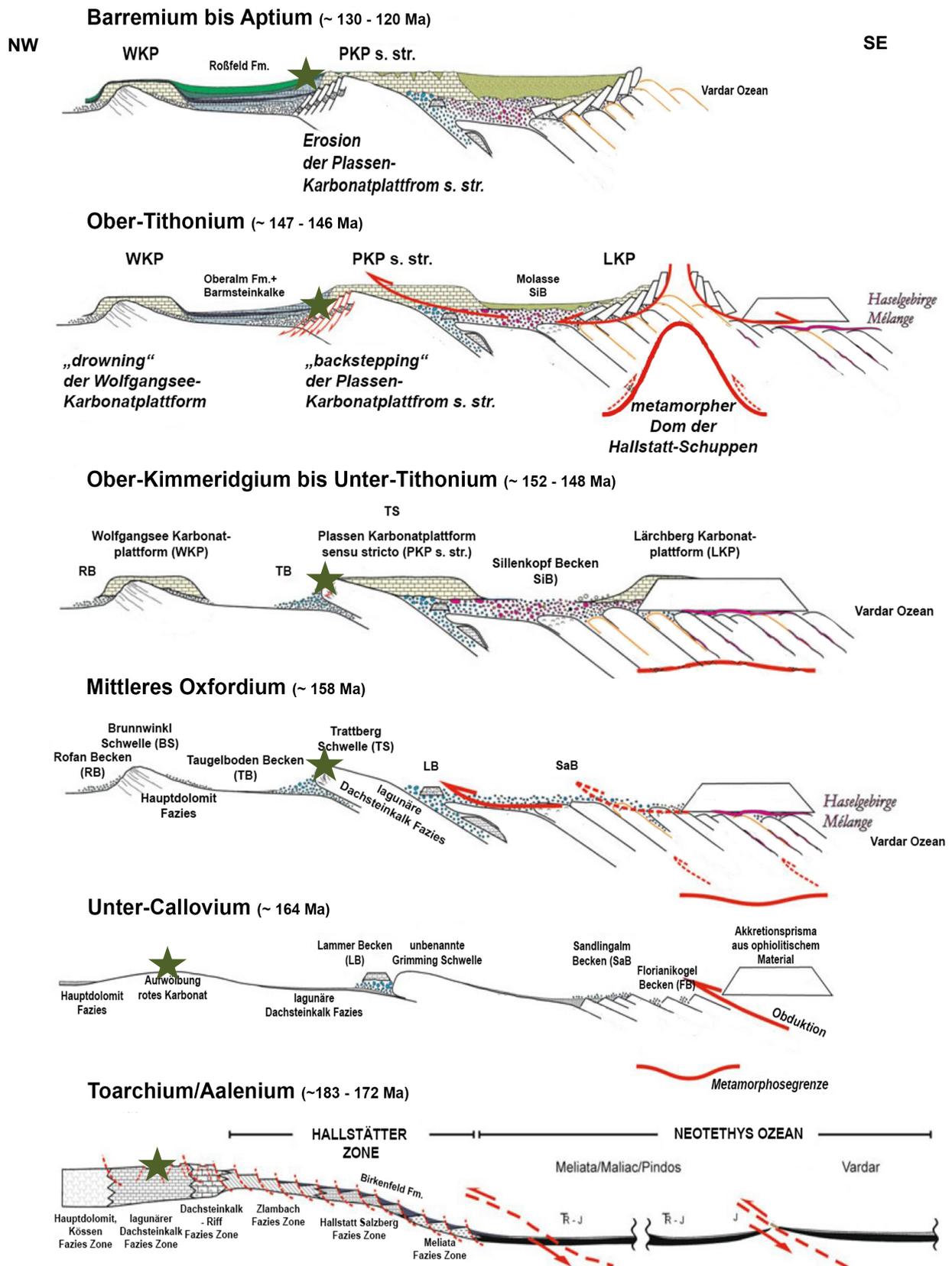


Abb. 46: Entwicklung der Neo-Tethys vom Toarcium bis zum Aptium. Der grüne Stern markiert das untersuchte Gebiet in der Unken Mulde. Nach MISSONI & GAWLICK (2011a)

7. Schlussfolgerungen

Das untersuchte Gebiet zeigt mit seiner lithologischen Abfolge, dass es ein Teil des Tauglboden-Beckens, bzw. des Nordrandes der Trattberg-Schwelle ist. Die Schichtfolge widerspiegelt den Sedimentationszyklus des gesamten Juras, angefangen von der Ober-Trias bis hin zur frühen Kreide. Aufgrund der fehlenden Tauglboden-Formation im Kartiergebiet ist eine zentrale Position innerhalb des Beckens nicht möglich, da diese sonst der Ruhpolding-Formation auflagern und von der Oberalm-Formation überlagert werden müsste. Auch eine nördliche Position im Becken ist sehr unwahrscheinlich. Diese Position würde vielleicht die fehlende, von Süden geschüttete, Tauglboden-Formation erklären, aber dann müsste es zu einem verstärkten Eintrag der im Norden liegenden Wolfgangsee Karbonatplattform, welche nach Süden progadiert, kommen. Somit ist die wahrscheinlichste Position im Norden auf der zerfallenden Trattberg-Schwelle zu suchen. Diese Position auf der Trattberg-Schwelle müsste demnach so weit im Süden liegen, dass sie während der Hebung im höheren Oxfordium nicht erodiert wird und selbst aufgearbeitet in der Tauglboden-Formation zum Erliegen kommt. Zum anderen darf die Position nicht soweit südlich sein, dass sie von der oberjurassischen Plassen Karbonatplattform s. str. überlagert wird.

Aufgrund des ebenso fehlenden Oberalm-Basiskonglomerates (triassische und jurassische Komponenten) im Kartiergebiet an der Basis der Oberalm-Formation, ist eine Paläoposition, des Bereiches nördlich des Unkenbaches, auf der vorderen Spitze der steilen, zurückgekippten Staffelbrüche am wahrscheinlichsten. Somit würde das Oberalm-Basiskonglomerat in den entstandenen Talbereichen abgelagert werden und die Oberalm-Formation mit den zwischengeschalteten Barmsteinkalken darüber und über die Spitze des Staffelbruches progadiert. Diese Schlussfolgerung wird in Abb. 47 veranschaulicht.

Ein weiteres Argument für eine Position am Nordrand der Trattberg-Schwelle kann erbracht werden, wenn man die Umgebung des untersuchten Gebietes in die Interpretation mit einbezieht. Im Osten angrenzend, getrennt durch den sinistralen NE-SW streichenden Saalach-Westbruch, befindet sich das von QUAST (2011) neuuntersuchte Gebiet, welches die neudefinierte Saalachzone von MISSONI & GAWLICK (2011) bestätigt. Im Westen, entlang des Unkenbachtals, sind Vorkommen der Tauglboden-Formation (z.B. ORTNER et al. 2008) bekannt, siehe Abb. 48. Somit sind in einer rezenten Abbildung von West nach Ost nebeneinander Tauglboden-Becken, Trattberg-Schwelle und

Saalachzone, welche z.B. das Lammer-Becken repräsentiert. Wird nun mit der kretazischen/känozoischen sinistralen Seitenverschiebung des Saalach-Westbruches und einer zweiten sinistralen Seitenverschiebung westlich des aktuell untersuchten Gebietes die Teilbereiche nach SW zurückgeschoben, bekommt man die Becken und die Schwelle in eine paläogeographische Position mit dem Tauglboden-Becken im Norden, südlich die Trattberg-Schwelle und davon südlich die Saalachzone.

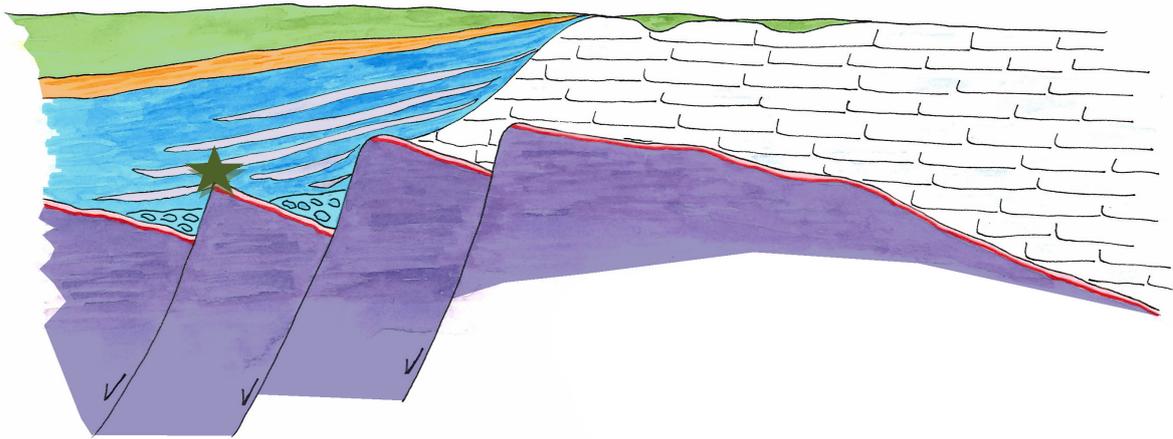


Abb. 47: Schematische Illustration der Trattberg-Schwelle und der Plassen Karbonatplattform im Aptium, Legende siehe Abb. 42, der grüne Stern repräsentiert das Kartiergebiet.

Somit muss die Annahme von QUAST et al. (2010), dass die Saalachzone an die Tauglboden Mélange angrenzt revidiert werden, da im untersuchten Kartiergebiet keine Tauglboden-Formation vorliegt.

Die Annahme einer Überschiebung der unterkretazischen Lackbach-Schichten durch die tiefjuvavischen Einheit der Hallstatt Mélange (zb. ORTNER et al. 2008) kann im untersuchten Gebiet nicht bestätigt werden. Die Abgrenzung gegen Osten zur Saalachzone, welche durch den Saalach-Westbruch dargestellt ist, wird als Seitenverschiebung mit einer Abschiebungskomponente, wie auch schon von QUAST (2011), interpretiert.

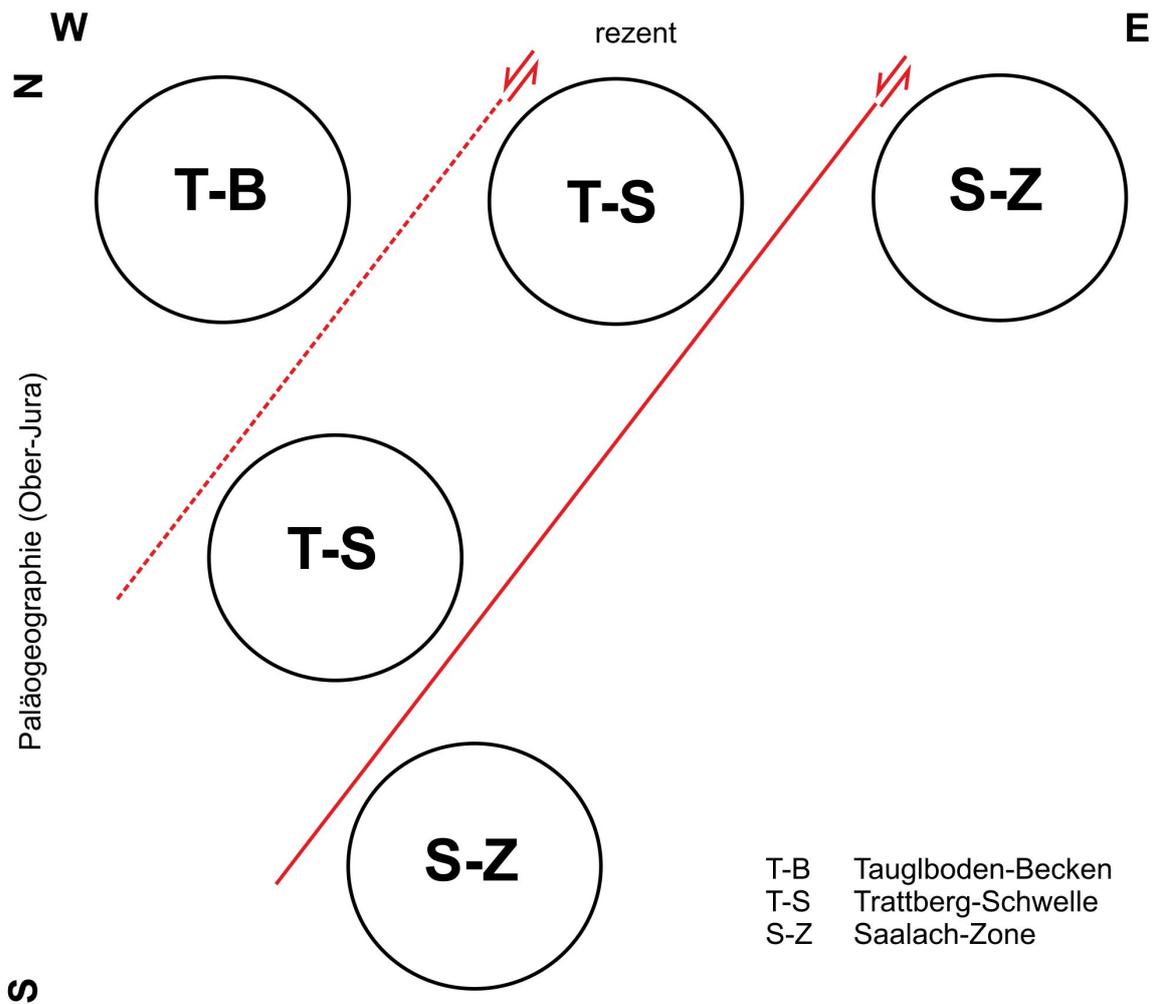


Abb. 48: Schematische Darstellung der paläogeographischen und rezenten Position (vgl. Abb. 42) des Tauglboden-Beckens, der Trattberg-Schwelle und der Saalachzone.

Die Lackbach-Schichten stellen, genau wie die unter-kretazischen Sedimentabfolgen in den Arealen von Gartenau, Weitenau und Bad Ischl (KRISCHE 2012) ein Äquivalent (GAWLICK et al. 2015) zu der Roßfeld-Formation der Typlokalität Roßfeld dar und besitzen dieselbe unterlagernden Formationen. Deswegen sollten die Lackbach-Schichten unter dem Begriff Roßfeld-Formation geführt werden.

An dieser Stelle sollte noch erwähnt werden, dass auf die Abgrenzung zwischen der Oberalm-Formation und den Aptychenkalken mehr Wert gelegt werden soll. Die Oberalm-Formation führt auch Aptychen und hat an der Basis Einschaltungen der Barmsteine. Im Hangenden des fining-upward Zyklus sind sie aber den Aptychenkalken sehr ähnlich. Jedoch unterscheidet sich die Unterlagerung (Aptychenkalk – Ammergau-Formation, siehe auch GAWLICK et al. 2009a)

8. Erdölgeologischer Aspekt

Die oberjurassische Entwicklung des Tauglboden-Becken von einem „trench-like basin“ zu einem Vorlandbecken bietet die Möglichkeit es als ein potentielles Kohlenwasserstoff-Speichersystem zu betrachten.

In den früh- bis mitteljurassischen Sedimenten sind potentielle Muttergesteine vorhanden. Westlich des kartierten Gebietes sind die organisch reichen Schwarzschiefer (Posidonien-schiefer Event, Sachrang-Member) des Unteren Toarciums bekannt (z.B.: Sachrang, Geigelstein, Oberwössen, Bächental und Unken). Die Mächtigkeiten liegen zwischen 25 m (Sachrang) und 5 m (Unken) (EBLI 1991). Die von EBLI (1991) untersuchten Schwarzschiefer von Unken zeigen einen C_{org} – Gehalt von 2,6 - 5,2% und auch eine hohen Schwefelgehalt (4,37 – 6,43%). Diese Ergebnisse lassen den Autor auf typische Ablagerungen in einem stagnierenden Becken mit intensiven SO_4 -reduzierenden Prozessen im Sediment und im Wasser schließen, wofür auch der hohe Pyritgehalt spricht. Die von NEUMEISTER et al. (2015) untersuchten Bächentaler Bitumenmergel weisen einen TOC-Gehalt von bis zu 13% auf. Dieser TOC-Gehalt ist deutlich größer als jener des mittel- bis frühen spätjurassischen Lammer-Beckens. Untersuchungen der Manganschiefer der Strubberg-Formation (Beckenfüllung des „trench-like basins“) zeigen TOC-Gehalte von 0,16 % bis 0,74 % (RANTITSCH et al. 2003). Jedoch beziehen sich die Untersuchungen von NEUMEISTER et al. (2015) auf Formationen die sich in einer zentraleren Beckenposition befinden. In dem aktuell untersuchten Gebiet liegt die Lias-Entwicklung als Rotkalke vor. Die organisch reichen Sedimente der Kössener Schichten (C_{org} – Gehalt von 0,1 – 1,6%, KRISTAN-TOLLMANN et al. 1991), als auch Radiolarite können als potentielle Muttergesteine angesehen werden (DEWEVER & BAUDIN 1996). Vor allem im offenmarinen Bereich von abgeschnürten Becken und Rinnen kommt es zur gleichzeitigen Ablagerung von Radiolarit und organischem Material. Von der späten Obertrias bis zum späten Jura wurden jedoch meist die Radiolarite getrennt von den organisch reichen Fazies abgelagert. Der Grund für dieses Phänomen ist coastal-upwelling, welches das organische Material in eine distale und die Radiolarite in eine proximale Position zum offenmarinen Bereich abgelagert hat (DEWEVER & BAUDIN 1996). Da das Tauglboden-Becken durch die herannahende Deckenfront (Trattberg-Schwelle) begrenzt war, wird eine gemeinsame Sedimentation von organischem Material und Radiolarit in einem subanoxischen Bereich angenommen. In diesem Fall können die Radiolarite auch ein unkonventionelles

Reservoir darstellen, da eine einzige Formation gleichzeitig als Mutter-, Speichergestein und Deckschicht fungiert.

Potentielle Speichergesteine im Kartiergebiet stellen die „Molassesedimente“ der Roßfeld-Formation dar. Innerhalb der Roßfeld-Formation sind die Sandsteinlagen, als auch die turbiditischen Ablagerungen (debris-flow, mass-flow, Olistostrome,..) als konventionelle Speichergesteine hervor zu heben, sowie deltaisiche Sandsteine, welche sich im Hangenden der Formation entwickeln. Für potentielle Speichergesteine sind nicht nur primäre Porosität und Permeabilität ausschlaggebend, auch die Bildung von sekundärer Porosität und Permeabilität durch migrierende Fluide, wie z.B. organische und anorganische Säuren, sowie Kohlenwasserstoffe selbst, sind zu berücksichtigen. Umgekehrt kann es auch durch die Migration von Fluiden zu mineralischen Ausfällung und Zementation kommen, so dass eine impermeable Deckschicht entsteht. Eine weitere mögliche potentielle Abdichtung für Speichergesteine wäre das im Osten an die Roßfeld-Formation angrenzende evaporitische Haselgebirge (QUAST 2011). Hierbei ist aber zu Berücksichtigen, dass das Haselgebirge durch eine sinistrale Seitenverschiebung von der Roßfeld-Formation getrennt ist.

Als Fallenstrukturen für konventionelle Speichersysteme werden hauptsächlich strukturelle Fallen betrachtet. Vor allem Auf- und Überschiebungen, welche durch das kompressive geodynamische Regime entstanden sind. Aber auch stratigraphische Fallen, wie die groben turbiditischen Ablagerungen innerhalb der feinkörnigen Sedimente der Roßfeld-Formation spielen eine Rolle. Ebenfalls können Onlap-Strukturen der Oberalm-Formation auf den Staffelbrüche der zerfallenden Trattberg-Schwelle mögliche stratigraphische Fallen darstellen.

Ein weiterer wichtiger Aspekt bei der Betrachtung eines Kohlenwasserstoff-Systems ist die Reifung und die damit verbundene Migration der Kohlenwasserstoffe. Für den Prozess der Reifung ist eine ausreichende Versenkungstiefe mit einhergehendem Wärmefluss notwendig. Am Anfang ist die Subsidenz eines Vorlandbeckens von der tektonischen Subsidenz (Subduktion und Überschiebung) beeinflusst. Im Endstadium beeinflusst die Auflast der Molassesedimente die Subsidenz. Aufgrund des generell geringen geothermischen Gradienten in Kollisionszonen bedingt durch Verschleppung des „kühlen“ kontinentalen geothermischen Gradienten und Krustenverdickung (z.B. SACHSENHOFER 2001), bleibt nur die Möglichkeit zur Reifung entweder durch eine große Versenkungstiefe oder durch einen erhöhten Wärmefluss (z.B. aufsteigender metamorpher Dom). Da sich dieses theoretische Kohlenwasserstoff-Speichersystem direkt auf den Jura bzw. die frühe

Kreide bezieht, ist eine Erhaltung dieser Lagerstätte mehr als fraglich. Über diese vergangene Zeitspanne könnte es aus mehreren Gründen zum Verlust der Lagerstätte gekommen sein. Potentiellen Prozesse wären sekundäre Migration, Biodegradation, Hebung und / oder Erosion. Lediglich, wenn die Kohlenwasserstoffgenerierung und Migration durch einen relativ jungen, miozänen Wärmefluss hervorgerufen würde, könnte es zu einer Lagerstättenbildung kommen. Die miozäne Strike-Slip Tektonik könnte einen ausreichenden Wärmefluss, welcher zur Genese und Migration führt, hervorrufen.

9. Ausblick

Wie in dieser Arbeit dargestellt ist, sind die Nördlichen Kalkalpen mit ihrer Entstehung (Ablagerungsräume und Geodynamik) nach mehr als 100 Jahren Forschung noch immer nicht ganz entschlüsselt. Es wurde hier ein relativ junges Modell angewandt, welches im Kartiergebiet in sich schlüssig ist und die rezenten Lagerungsverhältnisse und die Schichtabfolge erklären kann. Aber mit steigendem Wissensstand treten auch neue Fragestellungen auf. In diesem Fall bietet es sich an den angrenzenden Westen und Norden einer Neuuntersuchung auf dieser Modellbasis der jurassischen Radiolarit-Becken zu unterziehen. So könnte die während dieser Arbeit entstandene Frage nach einer zweiten SW-NE streichenden sinistralen Seitenverschiebung parallel zum Saalach-Westbruch geklärt werden und das Tauglboden-Becken, Trattberg-Schwelle und die Saalachzone in eine überprüfte paläogeographische Position gebracht werden. Auch die Abgrenzung der Trattberg-Schwelle in Richtung Norden ist noch eine ungeklärte Frage. Laut dem Geologischen Kartenblatt von Lofer der Geologischen Bundesanstalt folgen im Norden oberrhätischer Riffschuttkalk und Kössener Schichten, die auch mit der Probe QM 74 zur Abgrenzung des Kartiergebietes nachgewiesen wird. Desweiteren hat sich mit der Beprobung der Roßfeld-Formation entlang des Lackbaches die Frage aufgetan, in welchem Zusammenhang der zyklische detritische Quarzgehalt mit den Meeresspiegelschwankungen steht.

Danksagung

Ich möchte mich bei Ao.Univ.-Prof. Mag. et Dr.rer.nat. Hans-Jürgen Gawlick für die Betreuung dieser Arbeit und die jahrelange Geduld bedanken, für die anregenden Diskussionen und die Unterstützung bei der Auswertung der Mikrofazies. Desweiteren möchte ich mich bei Ihm bedanken, dass er mir so schöne Flecken von Österreich gezeigt hat und mir den Balkan näher gebracht hat, den ich lieben gelernt habe.

DI Patricia Quast danke ich für die Unterstützung bei der Geländearbeit und dem Illustrieren der geologischen Feldskizzen. Auch Ihr möchte ich für die jahrelange Geduld und die vielen Diskussionen besonders danken.

Ein besonderer Dank gilt auch Herrn Dr. Hisashi Suzuki für die Korrektur der Radiolarienbestimmung.

Auch Frau FOI Ursula Schmid möchte ich einfach für alles meinen Dank aussprechen.

Abschließend möchte ich meiner Familie danken! Meinen Eltern Werner und Johanna Maxl, dass sie mir den Zugang zum Studium ermöglicht haben. Meinem Bruder Robert Maxl, der immer für mich da war, wenn ich mal in einer Synklinale fest saß. Auch meinen Großeltern danke ich, dass sie immer an mich geglaubt haben!

Literaturverzeichnis

- AMPFERER, O. (1927): Über den Westrand der Berchtesgadener Decke. – Jahrbuch der Geol. Bundesanstalt, **77**: 205-232, Wien.
- BLAU, J. & GRÜN, B. (1997): Late Jurassic/Early Cretaceous revised calpionellid zonal and subzonal division and correlation with ammonite and absolute time scales. – Mineralia Slovaca, **29**: 297-300, Bratislava.
- BÖHM, F., DOMMERGUES, J.-L. & MEISTER, C. (1995): Breccias of the Adnet Formation: indicators of a Mid-Liassic tectonic event in the Northern Calcareous Alps (Salzburg/Austria). Geol. Rundschau, **84**: 272-286, Wien.
- BÖHM, F., EBELI, O., KRYSSTYN, L., LOBITZER, H., RAKUS, M. & SIBLIK, M. (2000): Fauna, Stratigraphy and Depositional Environment of the Hettangian-Sinemurian (Early Jurassic) of Adnet (Salzburg, Austria) – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **56/2**: 143-271, Wien.
- BÖHM, F. (2003): Lithostratigraphy of the Adnet Group (Lower to Middle Jurassic, Salzburg, Austria) - PILLER, W. E. (ed.): Stratigraphia Austriaca. Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm. 16, Wien.
- BUJTOR, L., KRISCHE, O. & GAWLICK, H.J. (2013): Late Berriasian ammonite assemblage and biostratigraphy of the Leube quarry near Salzburg (Northern Calcareous Alps, Austria) – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **267/3**: 273-295, Stuttgart.
- COHAN, C.R. (1982): Model for a Passive to Active Continental Margin Transition: Implications for Hydrocarbon Exploration. – AAPG Bulletin, **66**: 708-718, Tulsa.
- DEWEVER, P. & BAUDIN, F. (1996): Palaeogeography of radiolarite and organic-rich deposits in Mesozoic Tethys – Geologische Rundschau, **85**: 310-326, Stuttgart
- DRAGA, R. & WEIDICH, K.F. (1986): Die Lackbach-Schichten, eine klastische Unterkreide-Serie in der Unkenner Mulde (Nördliche Kalkalpen, Tirolikum). Mitt. Bayer. St.-Samml. Paläont. Hist. Geol. **26**: 93-12.
- EBELI, O. (1991): Fazies, Paläontologie und organische Geochemie der Sachrang Schiefer (Untertoarcium) im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen zwischen Isar und Saalach – Jb. Geol. B.-A., Band **134**, Heft 1: S 5-14, Wien.

- FRANK, W. & SCHLAGER, W. (2006): Jurassic strike slip versus subduction in the Eastern Alps. – International Journal of Earth Sciences, **95**: 431-450, Berlin Heidelberg.
- FRISCH, W. & GAWLICK, H.-J. (2003): The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion – a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps – Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch), **92**, 712-727
- GARRISON, R. E. & FISCHER, A. G. (1969): Deep-Water Limestones and Radiolarites of the Alpine Jurassic – In Friedmann, G.M. (Ed.): Depositional environments in carbonate rocks, SEPM Special Publication **14**, S20-56.
- GAWLICK, H.-J. (1996): Die früh-oberjurassischen Brekzien der Strubbergsschichten im Lammertal - Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **39/40**: 119-165, 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. – Geologische Rundschau, **87**: 644-657, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J., KRISTIN, L., LEIN, R., MANDL, G. (1999b): Tectonostratigraphic concept for the Juvavic Domain. – Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Series A, Vol. **52**: 95-104, Tübingen.
- GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H., VORTISCH, W. & WEGERER, E. (1999c): Zur stratigraphischen Stellung der Tauglbodenschichten an der Typlokalität in der Osterhorngruppe (Nördliche Kalkalpen, Ober-Oxfordium – Unter-Thitonium) – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten Österreichs **42**: 1-20.
- GAWLICK, H.-J. (2000): Die Radiolaritbecken in den Nördlichen Kalkalpen (hoher Mittel-Jura, Ober-Jura). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **44**: 97-156, Wien.
- GAWLICK, H.-J. & BÖHM, F. (2000): Sequence and isotope stratigraphy of Late Triassic distal periplatform limestones from the Northern Calcareous Alps (Kälberstein Quarry, Berchtesgaden Hallstatt Zone). – International Journal of Earth Sciences, **89**: 108-129, Berlin.

- GAWLICK, H.-J. & FRISCH, W. (2003): The Middle to Late Jurassic carbonate clastic raiolaritic flysch sediments in the Northern Calcareous Alps: Sedimentology, basin evolution and tectonics: an overview. – *Neues Jahrbuch Geol. Paläontol., Abhandlungen*, **230**: 163-213, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F. & MISSONI, S. (2005): Die Barmsteinkalke der Typlokalität nordwestlich Hallein (hohes Tithonium bis tieferes Berriasium; Salzburger Kalkalpen) – Sedimentologie, Mikrofazies, Stratigraphie und Mikropaläontologie: neue Aspekte zur Interpretation der Entwicklungsgeschichte der Ober-Jura-Karbonatplattform und der tektonischen Interpretation der Hallstätter Zone von Hallein – Bad Dürrenberg. – *Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Abh.*, **236**: 351-421, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2006): Berriasian drowning of the Plassen carbonate platform at the type-locality and its bearing on the early Eoalpine orogenic dynamics in the Northern Calcareous Alps (Austria). – *International Journal of Earth Sciences*, **95**: 451-462, Berlin.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., HOXHA, L., DUMITRICA, P., KRISTIN, L., LEIN, R., MISSONI S. & SCHLAGINTWEIT, F. (2008): Mirdita Zone ophiolites and associated sediments in Albania reveal Neotethys Ocean origin – *Int. J. Earth Sci.* **97**: 865-881
- GAWLICK, H.-J., MISSONI S., SCHLAGINTWEIT F., SUZUKI H., FRISCH W., KRISTYN L., BLAU J. & LEIN R. (2009a): Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine domain. *J. Alp. Geol.* **50**: 1-152
- GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2009b): Revision des Tressensteinkalkes: Neuinterpretation der späten Ober-Jura- bis ?Unter-Kreide-Entwicklung des Plattform-Becken-Überganges der Plassen-Karbonatplattform (Österreich, Nördliche Kalkalpen) – *Journal of Alpine Geology* **51**: 1-30, Wien.
- GAWLICK, H.-J., AUBRECHT, R., SCHLAGINTWEIT, F., MISSONI, S. & PLASIENKA D. (2015): Ophiolitic detritus in Kimmeridgian resedimented limestones and its provenance from an eroded obducted ophiolitic nappe stack south of the Northern Calcareous Alps (Austria). *Geologica Carpathica* **66**, 473-487
- GRADSTEIN, F., OGG, J. & SMITH A. (2004): *A Geologic Time Scale* – 589, Cambridge.
- HAHN, F. F. (1910): Die Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe (Teil I und Teil II). – *Jahrbuch der k.k. Reichsanstalt*, **60**: 311-420 und 637-712, Wien.

- HAHN, F. F. (1913): Grundzüge des Baus der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns, II. Teil – Mitt. Geol. Ges. **6**: 374-501, Wien.
- HAUG, E. (1906): Les nappes de Charriage des Alpes Calcaire Septentrionales 1. et 2. Parties. – Bulletin Soc. Géol. France, **6**: 359-422, Paris.
- KOBER, L. (1912): Über Bau und Entstehung der Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges. **5**: 368-481, Wien.
- KRISCHE, O. (2012): Die Platznahme der Alpinen Haselgebirge Mélange: Die geodynamische Entwicklung der zentralen Nördlichen Kalkalpen im höchsten Ober-Jura und in der Unter-Kreide. Dissertation Montanuniversität Leoben, 1-340, Leoben.
- KRISCHE, O., SUZUKI, H. & GAWLICK H.-J. (2013): Mikrofazies und Radiolarienfauna der Saccocoma-Kalke in der westlichen Weitenau (Hochreith Einheit) [Nördliche Kalkalpen, Salzburg]: Neue Daten zur Platznahme der Alpinen Haselgebirge Mélange – Jb. Geol. B.-A., **153**, 1-4, 75-96, Wien.
- KRISCHE, O., BUJTOR, L. & GAWLICK, H.-J. (2013): Calpionellid and Ammonite biostratigraphy of uppermost Jurassic to Lower Cretaceous sedimentary rocks from the Leube quarry (Northern Calcareous Alps, Salzburg, Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences. **106/1**: 26-45, Wien
- KRISCHE, O., GORICAN, S. & GAWLICK, H.-J. (2014): Erosion of a Jurassic ophiolitic nappe-stack as indicated by exotic components in the Lower Cretaceous Rossfeld Formation of the Northern Calcareous Alps (Austria) – Geologica Carpathia, **65**, 1, 3-24.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., LOBITZER H. & SOLTI G. (1991): Mikropaläontologie und Geochemie der Kössener Schichten des Karbonatplattform-Becken-Komplexes Kammerköhralm – Steinplatte (Tirol/Salzburg) – Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn, **1**: 155-191, Wien.
- LEIN, R. (1985): Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. – Arch. f. Lagerstättenforsch., **6**: 117-128, (Geologische Bundesanstalt) Wien.
- LEIN, R. (1987): Evolution of the Northern Calcareous Alps during Triassic times. – In FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Edes): Geodynamics of the Eastern Alps, 85-102, (Deuticke) Wien.

- LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G. & DAURER A. (1994): Lebensspuren der Oberalmer, Schrambach- und Roßfeld-Formation (Oberjura/Unterkreide) der Salzburger Kalkalpen. – Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 2: 285-322, Wien.
- MANDL, G. W. (1984): Zur Trias des Hallstätter Faziesraumes – ein Modell am Beispiel Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **28**: 55-76, Wien.
- MANDL, G.W. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf – Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. – Mitt. Österr. Geol. Gesell., **113**: 463-494, Stuttgart.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2010): Neudefinition der Saalachzone in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich, Deutschland): was ist sie, woher kommt sie und woraus besteht sie? – PANGEO 2010 Abstracts – Journal of Alpine Geology, **52**: 182-184, Wien.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011a): Jurassic mountain building and Mesozoic-Cenozoic geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps as proven in the Berchtesgaden Alps (Germany). – Facies, **57**: 137-186, (Springer) Berlin Heidelberg.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011b): Evidence for Jurassic subduction from the Northern Calcareous Alps (Berchtesgaden; Austroalpine, Germany) – Int. Journal of Earth Sciences, **100**: 1605-1631, (Springer) Berlin.
- MOHTAT-AGHAI, P. (1999): Zur Geologie des Gebietes um Schwendt und zur Foraminiferenführung der Unterkreide zwischen Thiersee und Lofer (Nördliche Kalkalpen, Tirol) – Jb. Geol. B.-A. **141**, 4: 449-471, Wien.
- MOJSISOVICS, E.V. (1903): Über die geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. – In: DIENER, C. (Eds.): Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes, 383-391, (Tempisky und Freytag) Wien Leipzig.
- NEUMEISTER, S., GRATZER, R., ALEGO, T.J., BECHTEL, A., GAWLICK, H.-J., NEWTON, R.J. & SACHSENHOFER, R.F. (2015): Oceanic response to Pliensbachian and Toarcian magmatic events: Implications from an organic-rich basin succession in the NW Tethys – Global and Planetary Change **126**, S. 62-83.
- NOWAK, J. (1911): Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut – Acad. Sei. Carcovie Bull. (A): 57-112, Carcovie.

- ORTNER, H., USTAZEWSKI, M. & RITTER, M. (2008): Late Jurassic tectonics and sedimentation: breccias in the Unken syncline, central Northern Calcareous Alps. – *Swiss J. Geosci.*, **101**: 55-71, Basel.
- ÖK-Karte 1 : 50 000: Blatt 92 Lofer, Bundesamt für Eich-und Vermessungswesen, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1974): Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). – *Verhandlungen Geol. Bundesanstalt*, **1974/1**: 71-88, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1984): Zum Nachweis jurassisch-kretazischer Eingleitungen von Hallstätter Gesteinsmassen beiderseits des Salzach-Quertales – *Geologische Rundschau*, **73**, 1, 293-306, Stuttgart.
- QUAST, P.M., MAXL, M., SUZUKI, H., MISSONI, S. & GAWLICK, H.J. (2010): Matrixalter der Hallstatt Mélange der Saalachzone (Nördliche Kalkalpen; Österreich) – *Journal of Alpine Geology - Pangeo* 2010, 52, Wien.
- QUAST, P.M. (2011): Jura-Beckenentwicklung in der nördlichen Saalachzone (Unken, Salzburg, Österreich) – Masterarbeit, Montanuniversität Leoben.
- RAKÜS, M. (1999): Lower Liassic (Hettangian) Ammonites from Zlambach Graben near Bad Goisern, Upper Austria – *Abhandlungen Geol. Bundesanstalt*, **56/2**, S329-341, Wien.
- RANTITSCH, G. MELCHER, F., MEISEL, TH. & RAINER, TH. (2003): Rare earth, major and trace elements in Jurassic manganese shales of the Northern Calcareous Alps: hydrothermal versus hydrogenous origin of stratiform manganese deposits. – *Mineralogy and Petrology*, **77**: 109-127, Wien.
- REZVANI-SALMASY, G. (2004): Stratigraphie und Fazies der triassischen und jurassischen Flach- und Tiefwassersedimente im Bereich Unken und deren Bedeutung für die Interpretation der nördlichen Saalachzone und deren Umrahmung (Nördliche Kalkalpen, Salzburg) – Masterarbeit, Montanuniversität Leoben.
- SACHSENHOFER, R.F. (2001): Syn- and post-collision heat flow in the Cenozoic Eastern Alps – *Int. J. Earth Sciences (Geol. Rundsch.)* **90**: S. 579-592.

- SCHÄFER (1976): Bericht 1972 über Aufnahmen auf Blatt 96 (Bad Ischl). – Verh. Geol. B.-A., 1973, Einführung zur Geologischen Karte der Republik Österreich. Blatt 96, Bad Ischl. – [In:] GATTINGER et al.: Arbeitstagung Geol. Bundesanstalt. Salzkammergut 1976, **6-26**: Abb. 4-24, Wien.
- SCHLAGER, W. (1967): Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. – Verhandlungen Geol. Bundesanstalt, Jg. 1967: 50-70, Wien.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen – Mitt. Geol. Ges. Wien: **66/67**: 165-193, Wien.
- 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**: 1-34, 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 paleogeography of eroded platforms. *Facies* **5**: 209-102.
- SPÖTL, C., LOGSTAFFE, F.J., RAMSEYER, K., KUNKS, M.J. & WIESHEU, R. (1998): Fluid-rock reactions in an evaporitic mélange, Permian Haselgebirge, Austrian Alps. – *Sedimentology*, **45**: 1019-1044, (Blackwell) Oxford.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. – 256 S. Deuticke, Wien
- TOLLMANN, A. (1968): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen – Teil 2: Der Mittelabschnitt. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **61**: 124-181, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. 1-449, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1981): Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft Ges., **74/75**: 167-195, Wien.
- TOLLMAN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2: Anteil. 1-710, (Deuticke) Wien.

- TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E. (1970): Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen. – *Geologica et Palaeont.*, **4**: 87-145, Marburg/L.
- VÖRÖS, A. (1991): Hierlitzkalk – a Peculiar Austro-Hungarian Jurassic Facies – (In: SCHÖNLAUB, H.P., GAAL, G., LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G. & DAURER, A. (Eds.): *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn, Teil 1*), 145-154. (Geologische Bundesanstalt) Wien.
- ZANKL, H. (1967): Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. – *Geologische Rundschau*, **56**: 128-137, Stuttgart.

Anhang

Schliffbeschreibung

Probennr.	Erscheinung im Gelände, Makroskopische Beschreibung	Mikroskopische Beschreibung (Mikrofazies, Inhalt)	Bezeichnung	Formation
QM 1	roter, undeutlich gebankter Kalk mit Crinoiden und Mikritklasten, rote Tonflaser, Fe-Mn-Krusten	rot-graue Mikritmatrix, rot-schwarze/opake Spaltenfüllung - Stylobrekzie, Gastropoden, Crinoiden, Filamente, Foraminiferen, Ostracoden, Ammoniten, Spicula	Stylobrekzie	Adnet Gruppe / Lienbach-Member
QM 2	roter Kalk mit Crinoiden, rote Matrix, Filamenten, Fe-Mn-Krusten	rot-graue Mikritmatrix, Gesteins- und Crinoidenbruchstücke, rot-graue Mikritklasten, Ostracoden, Filamente, Bivalven, Crinoiden, Ammoniten, Gastropoden, Foraminiferen (?Nodosaria), Seeigelstacheln	Brekzie	Adnet Gruppe / Lienbach-Member
QM 3a	polymikte Brekzie	graue Mikritmatrix mit Radiolarien und Crinoidenbruchstücke, Klasten: 1) Peloide in Sparitmatrix 2) graue Mikritmatrix: sehr viele Crinoidenbruchstücke, Gastropoden, Filamente, Ostracoden, Spicula, Foraminiferen (Involuta Liassica, Meadospira, ?Nodophthalmidium sp.), Bivalven, Aptychen	Brekzie	Adnet Gruppe
QM 3b	polymikte Brekzie	Brekzie: graue Mikritmatrix, Radiolarien, Crinoiden, Aptychen; Klasten: 1) mikritische Peloide in Sparitmatrix 2) graue Mikritmatrix: sehr viele Crinoidenbruchstücke, Gastropoden, Ostracoden, Calpionellen, Spicula, Foraminiferen (Involuta Liassica, Meadospira), Bivalven	Brekzie	Adnet Gruppe
QM 3c	polymikte Brekzie	Brekzie: graue Mikritmatrix, Radiolarien, Crinoidenbruchstücke, Aptychen; Klasten: 1) mikritische Peloide in Sparitmatrix 2) graue Mikritmatrix: sehr viele Crinoidenbruchstücke, Gastropoden, Ostracoden, Calpionellen, Spicula, Foraminiferen (Involuta Liassica, Meadospira), Bivalven	Brekzie	Adnet Gruppe
QM 4	feinkörniges graues Karbonat, Bioturbation	feine graue Mikritmatrix, viele Radiolarien (rekristallisiert) und einige Spicula, Pyriteinsprenglinge, Bioturbation, Aptychenbruchstücke, Kalzitadern, Bitumenrückstände?	Wackestone	Oberalm-Formation

QM 5	feinkörniger Kalk, Schüttungen (grob-fein), gröbere Schüttungen mit Crinoidenschutt	graue, Mikritmatrix, laminiert hell/dunkel, Radiolarien, Aptychenbruchstücke, eingeregelte Spicula	Wackestone	Oberalm-Formation
QM 6	feinkörniger grau/bräunlicher Kalk	Sparitmatrix, mikritische Peloide, Filamente, Foraminiferen (Redmondoides lugeoni), Gastropoden, Kalzitadern	Packstone	Barmsteinkalke
QM 7	feinkörniger grau/bräunlicher Kalk	Sparitmatrix, mikritische Peloide, Foraminiferen (Redmondoides lugeoni, Textularia sp.), Echinoderme, Kalzitadern	Packstone	Barmsteinkalke
QM 15a	graue Turbiditlage, ober- und unterlagert von Mergellagen	Körner subangular, 1) Klasten: mikritisch, tonig, grünlich (Chromspinelle), opak, rot-gelb 2) Crinoidenbruchstücke 3) graue Mikritpellets in Sparitmatrix (?Plassen) 4) Klasten von Schrambach und Oberalm Formation (Radiolarien, Spicula) 5) Stromatoporide 6) ultramafische Komponenten (Serpentinit)	Sandstein	Lackbach-Schichten
QM 15b	graue Turbiditlage, ober- und unterlagert von Mergellagen	Körner subangular, 1) Klasten: mikritisch, tonig, grünlich (Chromspinelle), opak, rot-gelb, 2) Crinoidenbruchstücke 3) graue Mikritpellets in Sparitmatrix (?Plassen) 4) Klasten von Schrambach- und Oberalm Formation 5) Stromatoporide 6) ultramafische Komponenten (Serpentinit)	Sandstein	Lackbach-Schichten
QM 16	Turbitlage, ober- und unterlagert von Mergellagen	sehr feinkörniger Sandstein, Körner gut sortiert und angerundet, Schrambach-Klast, restliche Körner: grau (Mikrit), weiß (Sparit), gelb-braun, Chromspinelle, opak und rot	Sandstein	Lackbach-Schichten
QM 17	Sandstein mit Ophiolithmaterial, gut sortiert	korngestützte Brekzie, Komponenten gut bis kantengerundet, mäßig sortiert: 1) viel Quarz, 2) Sparit 3) Sparitmatrix mit grauen Mikritklasten 4) Serpentinit 5) opak-braun, 6) Chromspinelle 7) Mikritmatrix mit Calpionellen (Oberalm-Formation)	Sandstein	Lackbach-Schichten

QM 17a	Sandstein mit Ophiolithmaterial, gut sortiert	Komponenten gut bis kantengerundet, mäßig sortiert: 1) viel Quarz 2) Sparit 3) Sparitmatrix mit grauen Mikritklasten 4) Serpentin 5) opak-braun Klasten 6) Chromspinelle 7) graue Klasten mit mikritische Matrix mit Calpionellen 8) Klasten der Schrambach Formation 9) Gastropoden	Sandstein	Lackbach-Schichten
QM 18	gradierter Sandstein mit Radiolaritklasten und Schwermineralen. Aufschluss gebankt im cm/dm Bereich; fining upward	grober Sandstein, Körner subangular, mäßig sortiert. Komponenten: 1) viel Quarz 2) grau - Mikrit 3) weiß - Sparit 4) Chromspinelle 5) Serpentin 6) Klasten mit Sparitmatrix mit mikritischen Pellets (Flachwasser) 7) opake Komponenten	Sandstein	Lackbach-Schichten
QM 20	massiger hellgrauer Kalk	Sparitzement, Korallen, Gastropoden, Crinoiden, Schüttung: Mikritzement mit Riffschutt	Rudstone	Dachsteinkalk Riffschutt
QM 21	Brekzie aus einer Channelfüllung (ca. 40cm), cm-große Klasten, kantengerundet, mergelige Klasten, Grainstone-Klasten, grüne Körner, Crinoiden	viele grüne und gelb-braun-rötliche Körner - Schwerminerale?; Foraminiferen, rekristallisierte Radiolarien, Spicula, Crinoidenbruchstücke; Schrambachklasten, Sparitmatrix mit mikritischen Pellets (Plassenkalk, Salpingoporella, Foraminifere Trocholina), Mikritische Pelloide in mikritischer Matrix	Brekzie	Lackbach-Schichten
QM 22a	polymikte Brekzie, überlagert QM 21, cm-große Klasten, kantengerundet, mergelige Klasten, Grainstone-Klasten, grüne Körner, Crinoiden	Polymikte Brekzie 1) Hornsteinknolle 2) Mikrit 3) Mikrit mit Korallen 4) Sparit mit Mikritpellets 5) Schrambach-Formation 6) Sandstein 7) Chromspinell 8) Crinoidenbruchstücke	Brekzie	Lackbach-Schichten
QM 22b	polymikte Brekzie, überlagert QM 21, cm-große Klasten, kantengerundet, mergelige Klasten, Grainstone-Klasten, grüne Körner, Crinoiden	Polymikte Brekzie 1) Hornsteinknolle 2) Mikrit 3) Mikrit mit Korallen 4) Sparit mit Mikritpellets 5) Schrambach-Formation 6) Sandstein 7) Chromspinell 8) Crinoiden	Brekzie	Lackbach-Schichten
QM 23	dunkelgrauer feiner Sandstein	viele Radiolarien und Spicula, sparitische/mikritische Matrix, Körner: grüne und rötliche Körner - Schwerminerale? rot/braune Säume - Stylolithen, Crinoiden	Siltstein	Lackbach-Schichten

QM 24	chaotisches, feines, karbonatisches Schüttungsmaterial in Slumpingstruktur	Sparitmatrix, viele mikritische Pellets, grüne Körner (Glaukonit?), Quarz, Pyrit, braun-rote Drucklösungen - Stylolithen, kleine Foraminiferen (Textularidea)	Wackestone	Lackbach-Schichten
QM 25	mittelgraue bis dunkelgraue Kalke Radiolarien	feine graue Mikritmatrix, Radiolarien und Spicula, wenig Calpionellen, Radiolarien, Pyrit, Bioturbation, Kalzitadern	Wackestone / Packstone	Oberalm-Formation
QM 26	hellgrauer Kalk mit Detritus	Sparitmatrix, mikritische Körner, braun-gelbe Spaltenfüllungen, Foraminiferen, Crinoidenbruchstücke	Wackestone	Dachsteinkalk Lagune
QM 27a	roter Kalk mit hellroten karbonatischen Klasten, Crinoiden	rote Mikritmatrix, graue Gesteinsbruchstücke und Crinoidenbruchstücke; Klasten: grau/rötlich mit Gastropoden, Crinoidenbruchstücke, Foraminiferen, Filamente; ein Klast ist besonders reich an Crinoidenbruchstücke, Foraminifere (Involuta Liassica), Drucklösungen	Brekzie	Adnet Gruppe
QM 27b	rote Karbonatbrekzie mit roter Matrix mit Filamente, Crinoiden, Radiolarien	rote Mikritmatrix (opak), viele kl. Gesteins- und Crinoidenbruchstücke, Wackestone-Klasten: Gastropoden, Crinoiden, Foraminiferen, Bivalven, Drucklösungen	Brekzie	Adnet Gruppe
QM 28	hellgraue Kalke, feinkörnig, Radiolarien	feine Mikritmatrix, Spicula, Radiolarien, Aptychen, Crinoidenbruchstücke, Calpionellen, feine Kalzitadern, Pyrit, Bitumenrückstände, braun rötliche Drucklösungen	Wackestone	Oberalm-Formation
QM 29	hellgrauer/beiger grobkörniger Kalk	Sparitmatrix, mikritische Pelloide, Foraminiferen (Redmondoides lugeoni, Nautiloculina oolithica), Pyrit	Packstone	Barmsteinkalke
QM 30	dunkelgrauer, feinkörniger, dünnbankiger Kalk und Mergel	Mikritmatrix, Radiolarien und Spicula, Pyrit, grün - rote Körner - Schwerminerale, Crinoidenbruchstücke, Kalzitadern	Wackestone	Lackbach-Schichten
QM 31	graue, dicke kieselige Kalkbank, Schüttung - Slides/Olistrostrome	mikritische Klasten in sparitischer Matrix, kleine Foraminiferen, grüne und rote Körner - Schwerminerale, Radiolarien	Wackestone	Lackbach-Schichten
QM 32	dunkelgraue Kalke mit hellen Komponenten	Hornstein, einige Kalzitadern, Pyrit	Hornstein	Lackbach-Schichten

QM 33a	dunkles karbonatisches Konglomerat in Wechsellagerung mit Mergellagen Klasten gerundet und bis zu cm groß	Sparitmatrix, Foraminiferen, kl. mikritische Klasten, grüne u. gelbe Körner, Klasten: 1) Mikrit mit Radiolarien, Spicula, Calpionella alpina, einigen Kalzitadern (Oberalm-Formation) 2) Mikritmatrix mit Radiolarien, Spicula, Pyrit (Schrambach-Formation) 3) Mikritklasten mit vielen Pellets, Sparit in den Zwickeln (Plassen). 4) Mikritklasten mit Crinoiden, Bryozoen	Konglomerat	Lackbach-Schichten
QM 33b	dunkles karbonatisches Konglomerat in Wechsellagerung mit Mergellagen Klasten gerundet und bis zu cm groß	Sparitmatrix, Foraminiferen, kl. mikritische Klasten, grüne u. gelbe Körner, Klasten: 1) Mikrit mit Radiolarien, Spicula, Calpionella alpina, Kalzitadern (Oberalm-Formation) 2) Mikritmatrix mit Radiolarien, Spicula, Pyrit (Schrambach-Formation) 3) Mikritklasten mit vielen Pellets und Schwämmen, Sparit in den Zwickeln (Plassen). 4) Mikritklasten mit Crinoidenbruchstücke	Konglomerat	Lackbach-Schichten
QM 34	mittelgraue mikritische Kalke, Radiolarien	feine graue Mikritmatrix, Radiolarien, Spicula, Aptychen, Crinoiden, Calpionellen, Pyrit, Bitumenreste, Drucklösungen	Wackestone	Oberalm-Formation
QM 35	mittelgraue, mikritische Kalke, Radiolarien	feine, graue Mikritmatrix, Kalzitadern, Radiolarien, Spicula, Calpionellen (alpina), Aptychen, Pyrit, Drucklösungen	Wackestone	Oberalm-Formation
QM 36	mittelgrauer, feinkörniger Kalkarenit und dunkler Sandstein, Lesestein?	gut sortiert Sandstein, subangulare Körner: sehr viel Quarz, Kalzit, Mikrit, opake Körner, besonders in der Mitte - Schüttung? bräunliche und grüne Körner	Sandstein	Lackbach-Schichten
QM 37	dunkelgrauer Kalkarenit	bräunliche mergelige Matrix, Quarz, Mikrit- und Sparitkörner, einige opake Körner, sehr feinkörnig	Siltstein	Lackbach-Schichten
QM 38	gebankter Sandstein	mikritische, sparitische, grünliche und opake Körner, Foraminiferen (Textularia), gut sortiert, wenig Quarz, Crinoidenbruchstücke	Kalksandstein	Lackbach-Schichten
QM 39	dunkelgrauer arenitischer Kalk	mergelige Matrix, Radiolarien und Spicula, Pyrit, Bioturbation, sehr fein verteilte kleine Quarzkörner	Wackestone	Lackbach-Schichten

QM 40	Wechselagerung aus dunkelgrauen, homogenen Kalkareniten und Sandsteinenlagen	Ein Teil: Radiolarien und Spicula, opake Komponenten Bitumen, sehr wenig Quarzkörner. Anderer Teil: Radiolarien und (eingeregelt) Spicula, wesentlich mehr Quarzkörner, braune und grüne Körner	Mud-/Wackestone	Lackbach-Schichten
QM 41	Konglomerat mit größeren, bis zu 5 cm großen und kleineren Komponenten (cm Bereich) aus einem Channel, teils sehr gut gerundet	Komponenten: 1) grau mikritisch mit Flachwasserkomponenten (?Plassen, Redmondoides lugeoni) 2) brauner Siltstein 3) Schrambach-Formation (Mergel mit Radiolarien, Spicula und opaken Körner) 4) Sandstein mit viel Quarz 5) Serpentin 6) grünen, bänlichen Körnern	Konglomerat	Lackbach-Schichten
QM 42	Sandstein in Wechselagerung mit feinen Tonmergeln und Brekzien	subangular, mäßig sortiert. Körner: 1) Quarz 2) Chromspinelle 3) rot-braun 4) opak 5) grau mikritisch 6) Serpentin 7) mikritische Peloiden in Sparitmatrix (Lagune) 8) mergelige Klaster (Schrambach-Formation)	Sandstein	Lackbach-Schichten
QM 43	helle bis mittelgraue gebankte Kalke	grau-braune mergelige Matrix, Radiolarien, Spicula, Quarz, Pyrit, Bitumenrückstände, Bioturbation	Wackestone	Lackbach-Schichten
QM 60	feinkörnige, mikritische bis mergelige Kalke, Radiolarien	feine, graue Mikritmatrix, Radiolarien, Spicula, Calpionellen, Pyrit, Kalzitadern,	Wackestone	Oberalm-Formation
QM 61	dünnebankte, mittel- bis dunkelgraue Mergel	graue mikritische bis mergelige Matrix, Radiolarien, Spicula, Bitumenrückstände, Kalzitadern, Bioturbation	Mudstone / Wackestone	Schrambach-Formation
QM 62	mittelgrauer mikritischer bis mergeliger Kalk	feine graue mikritische bis mergelige Matrix, Radiolarien, Pyrit, Bioturbation	Mudstone/ Wackestone	Schrambach-Formation
QM 63	hellgraue, mikritische bis mergelige Kalke	feine, graue Mikritmatrix, Radiolarien, kaum Spicula, wenig Calpionellen, Pyrit, Bitumenrückstände, Kalzitadern	Wackestone	Oberalm-Formation
QM 64	Mittelgraue, leicht bräunliche Kalke, Radiolarien, Bioturbation	feine graue Mikritmatrix, Radiolarien, Spicula, Aptychen, Pyrit, Kalzitadern	Wackestone	Oberalm-Formation
QM 65	braune grobkörnige Kalke, undeutlich gebankt bis massig	Sparitmatrix, mikritische Peloiden, Foraminiferen (Textularia sp., Redmondoides lugeoni), Drucklösungen	Packstone	Barmsteinkalke
QM 66b	grau/braune grobkörnig Kalke	Sparitmatrix, mikritische Peloiden, Foraminiferen (Redmondoids lugeoni, Nautiloculina oolithica), Drucklösungen, Kalzitadern	Packstone	Barmsteinkalke

QM 67	grau/bräunliche, feinkörnige Kalke Radiolarien	feine graue Mikritmatrix, Radiolarien, Spicula, Aptychen, Filamente, Foraminiferen (?Textulariina), wenige Kalzitadern, Bitumenreste, Pyrit, Bioturbation	Wackestone	Oberalm- Formation
QM 68-1	rote Karbonatbrekzie mit Crinoiden, Fe- Mn-Krusten, dunkelrote Matrix	rote Mikritmatrix, kl. Gesteinsbruchstücke und Crinoiden. Klasten: grau-rötliche Matrix mit Crinoidenbruchstücken, Filamenten, Ostracoden, Foraminiferen, juvenile Ammoniten	Brekzie	Adnet Gruppe
QM 68-2	rote Karbonatbrekzie mit Crinoiden, Fe- Mn-Krusten, dunkelrote Matrix	rote Mikritmatrix, kl. Gesteins- und Crinoidenbruchstücke, Klasten: grau-rötliche Matrix, Crinoidenbruchstücke, Filamente, Ostracoden, Foraminiferen, juvenile Ammoniten	Brekzie	Adnet Gruppe
QM 69	grauer grobkörniger Kalk	Sparitmatrix, mikritische Peloide, schwarze Punkte, rekristallisiert	Grainstone	Dachsteinkalk Lagune
QM 70	heller braun-grauer, grobkörniger, massiger Kalk mit Crinoiden und Filamenten	graue Mikritmatrix, große sparitische Bruchstücke, Riffbildner, Bivalven- u. Crinoidenbruchstücke, große Gastropoden, Foraminiferen	Floatstone	Dachsteinkalk Riffschutt
QM 71a	roter crinoidenreicher Kalk mit Fe-Mn- Krusten	rote Mikritmatrix, Crinoiden, Ammoniten, Aptychen, Foraminiferen (Lenticulina sp.), Radiolarien, Filamente, Gastropoden, Styolithen	Stylobrekzie	Adnet Gruppe / Hierlatzkalk
QM 71b	roter crinoidenreicher Kalk mit Fe-Mn- Krusten	rote Mikritmatrix, Crinoiden, Ammoniten, Aptychen, Foraminiferen (Lenticulina sp.), Radiolarien, Filamente, Styolithen, Fe/Mn Krusten	Stylobrekzie	Adnet Gruppe / Hierlatzkalk
QM 72	mittelgrauer/beiger mikritischer Kalk mit Radiolarien	feine graue Mikritmatrix, Radiolarien, Spicula, Aptychen, Kalzitadern, Pyrit, Bitumenrückstände, braun-rötliche Spaltenfüllungen / Drucklösungen, Bioturbation, Schüttungen	Wackestone	Oberalm- Formation
QM 73	Hellgrauer, massiger, körniger Kalk	graue mikritische Pellets/Komponenten, Crinoiden, Filamente, Foraminiferen, rote Spaltenfüllungen	Packstone	Barmsteinkalke
QM 74	dunkelgrauer Kalk, mittelkörnig mit Muschelbruchstücken	graue Mikritmatrix, Kalzitklasten, Crinoiden, Filamente, Gerüstbildner rötliche Spaltenfüllungen, Gastropoden, Foraminiferen, Radiolarien	Packstone	Kössener

QM 75	heller beiger/grauer mikritischer, massiger Kalke, Filamente, Foraminiferen, Spalten mit roten Kalk (Crinoidenreich) gefüllt	große Muschelbruchstücke, Riffbildner, Foraminiferen, Gastropoden, Sparitklasten und mikritische Pelloide, Crinoidenbruchstücke	Grainstone / Floatstone	Dachsteinkalk Riffschutt
QM 76	hellgrauer bis beige/bräunlicher massiger, mikritischer Kalk	Sparitmatrix, mikritische Pelloide, Foraminiferen (Ammodiscus incertus, Texturalidea), Crinoiden	Grainstone	Dachsteinkalk Lagune
QM 77	hellgrauer bis beige/bräunlicher massiger, mikritischer Kalk	Sparitmatrix, mikritische Pelloide, Foraminiferen (Ammodiscus incertus), Crinoiden, Kalzitadern	Grainstone	Dachsteinkalk Lagune
QM 79	dunkelgrauer Sandstein, Feinsand-Mittelsand, keine bis wenig karbonatische Komponenten	Glaukonit?, opake Komponenten (organisches Material) lagig, Radiolarien, Pyrit, Quarz, Mikritkörner, viel Sparit, rot-bräunliche Körner	Sandstein	Lackbach-Schichten
QM 80-1	polymikter Grobsandstein / Konglomerat, Komponenten bis 2 cm	Klasten: 1) Sparitzement mit mikritischen Peloiden 2) Korallen 3) Roßfeld-Formation Sandstein 4) Chromspinelle 5) Schrambach-Formation 6) Quarz 7) Crinoidenbruchstücke 8) Bryozoen	Konglomerat	Lackbach-Schichten
QM 80-2	polymikter Grobsandstein / Konglomerat, Komponenten bis 2 cm, grüne Körner, gradiert	Klasten: 1) Sparitzement mit mikritischen Peloiden 2) Korallen 3) Roßfeld-Formation Sandstein 4) Chromspinelle 5) Schrambach-Formation 6) Quarz 7) Crinoidenbruchstücke 8) Bryozoen	Konglomerat	Lackbach-Schichten
QM 80-3	polymikter Grobsandstein / Konglomerat, Komponenten bis 2 cm grüne Körner, gradiert	Klasten: 1) Sparitzement mit mikritischen Peloiden 2) Korallen 3) Roßfeld-Formation Sandstein 4) Chromspinelle 5) Schrambach-Formation 6) Quarz 7) Crinoidenbruchstücke 8) Bryozoen	Konglomerat	Lackbach-Schichten
QM 81a	hellgrauer massiger Kalk	Mikritmatrix, Sparitklasten, Riffbildner, Filamente, Muschel- und Crinoidenbruchstücke	Floatstone	Dachsteinkalk Riffschutt
QM 81b	roter massiger Kalk mit Crinoiden	rot-graue Mikritmatrix, Kalzitadern, Crinoiden, Muschelbruchstücke, Filamente, Ammoniten, Foraminiferen, Radiolarien, Tone (rötlich) in Spalten / Stylolithen	Stylobrekzie	Adnet Gruppe
QM 82	Roter massiger Kalk mit Crinoiden, mikritisch, einige Filamente	grau-rote Mikritmatrix, Gastropoden, Foraminiferen, Crinoidenbruchstücke, Ammoniten, Filamente, Ostracoden	Brekzie	Adnet Gruppe

QM 83	hellgrauer massiger Kalk mit Detritus	Sparit- / Mikritmatrix, Mikritpellets, Crinoidenbruchstücke, Riffbildner, sparitische Bruchstücke, Foraminifere	Grainstone	Dachsteinkalk Riffschutt
QM 84	hellgrauer massiger Kalk mit Detritus und Riffschutt	graue Mikritmatrix, sparitische Bruchstücke (Riffbildner), Crinoidenbruchstücke, Korallen, Filamente	Floatstone	Dachsteinkalk Riffschutt
QM 85	Hellgrauer Kalk mit Detritus	Sparitmatrix, mikritische Peloide, Sparitklasten, Riffbildner, Gastropoden, Foraminiferen, Crinoiden	Grainstone	Dachsteinkalk Lagune
QM 87	Mittelgrauer, mikritischer Kalk	feine graue Mikritmatrix, Radiolarien, Spicula, Pyrit, Bitumenrückstände, braun-rötliche Spaltenfüllungen / Drucklösungen, Bioturbation, Kalzitadern	Mudstone - Wackstone	Oberalm- Formation
QM 88	hellgrauer massiger Kalk	Sparitmatrix, mikritische Peloide, Sparitkörner, Crinoidenbruchstücke, Foraminiferen, Korallen, Gastropoden, Muschelbruchstücke	Grainstone	Dachsteinkalk Lagune
QM 95	roter Knollenkalk mit Crinoidenbruchstücke, stark verwittert	rote tonige/mikritische Matrix, Drucklösungen, Crinoidenbruchstücke, Klasten: grau-rötliche Mikritmatrix, Crinoidenbruchstücke, Filamente, Gastropoden, Foraminiferen, Fe/Mn Kruste, Ammoniten, Ostracoden	Brekzie	Adnet Gruppe
QM 96	rote Kalkbrekzie mit dunkelroter Matrix und Crinoidenbruchstücke	Monomikte Brekzie, rote Mikritmatrix, Gesteins- und Crinoidenbruchstücke, Foraminiferen. Klasten: grau-rote Mikritmatrix, Ammoniten, Crinoidenbruchstücke, Filamente, Gastropoden, Ostracoden, Foraminiferen	Brekzie	Adnet Gruppe
QM 96b	Rote Kalkbrekzie mit dunkelroter Matrix, Crinoiden	Monomikte Brekzie, rote Mikritmatrix, kl. Gesteinsbruchstücke, Crinoiden, Foraminiferen, Klasten: grau-rote Mikritmatrix, Ammoniten, Crinoiden, Filamente, Gastropoden, Ostracoden, Foraminiferen	Brekzie	Adnet Gruppe
QM 97	Mittelgrau, mikritische Kalke, Kalzitadern	feine graue Mikritmatrix, Kalzitadern, Radiolarien, Spicula (eingeregelt), Pyrit, Bioturbat, bräunliche Spaltenfüllung	Wackestone	Oberalm- Formation