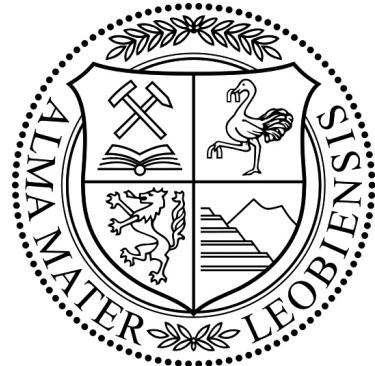


Die Platznahme der Alpinen Haselgebirge Mélange:  
Die geodynamische Entwicklung  
der zentralen Nördlichen Kalkalpen  
im höchsten Ober-Jura und in der Unter-Kreide



Dissertation  
zur Erlangung des akademischen Grades eines  
Doktors der montanistischen Wissenschaften

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

Vorgelegt von  
Oliver Krische  
Leoben, Wintersemester 2012

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

Oliver Kirsch

Leoben, 02.10.2012

Wenn du ein Schiff bauen willst, dann trommle nicht Männer zusammen, um Holz zu beschaffen, Aufgaben zu vergeben und die Arbeit einzuteilen, sondern lehre sie die Sehnsucht nach dem weiten, endlosen Meer.

*Antoine de Saint-Exupéry*

# Danksagung

Ich möchte Herrn Ao. Univ.-Prof. Mag. et Dr. rer nat. Hans-Jürgen Gawlick für das überaus spannende Thema, die Möglichkeit zu tiefgehender wissenschaftlicher Arbeit, die zahlreichen lehrreichen Exkursionen und Diskussionen, die wesentlich zum Gelingen der Arbeit beigetragen haben, und für die Freiheit bei der Bearbeitung und bei der Fertigstellung der Arbeit danken.

Herrn Univ.-Prof. Mag. et Dr. rer .nat. Walter Kurz danke ich für die Unterstützung beim struktureologischen Teil der Arbeit und der verständlichen Darstellung von struktureologisch relevanten Prozessen.

Herrn em. O.Univ.-Prof. Mag et Dr. rer. nat. Walter Vortisch danke ich für die Möglichkeit meine Dissertation am Lehrstuhl für Prospektion und Angewandte Sedimentologie beginnen zu dürfen.

Herrn Univ.-Prof. Mag. rer. nat. Dr. mont. Reinhard Sachsenhofer danke ich für die Möglichkeit meine Dissertation am Lehrstuhl für Erdölgeologie fortsetzen und abschließen zu dürfen.

Herrn Dr. László Bujtor, Pécs, danke ich für das Bestimmen der aufgesammelten Ammonitenabdrücke und zusätzlichen paläontologischen Hilfestellungen.

Herrn Dr. Felix Schlagintweit, München, danke ich für die Hilfe bei den mikrofaziellen und paläontologischen Auswertungen der Dünnschliffe.

Herrn Dr. Hisashi Suzuki, Kyoto, danke ich für die Überprüfung der jurassischen und unterkretazischen Radiolarienfaunen.

Frau Dipl. Ing. Dr. mont. Sigrid Missoni danke ich für die Einweisungen und die zahlreichen Tipps bei den Laborarbeiten und für die lehrreiche Exkursion zu den Sillenköpfen und in den Abwärtsgraben.

Herrn Dr. Volker Diersche, Bayerisch Gmain, danke ich für wertvolle Hinweise und interessante Gespräche auf den gemeinsamen Exkursionen und Tagungen.

Herrn Dr. Matthias Auer danke ich für die zahlreichen konstruktiven Anmerkungen zum wissenschaftlichen Inhalt der Dissertation und den kritischen Anmerkungen zur Interpretation der Daten.

Herrn O.Univ.-Prof. Dr. phil. Werner Piller und Herrn Mag. et Dr. rer. nat Patrick Grunert danke ich für die Benützung und die Unterstützung am Rasterelektronenmikroskop an der Karl-Franzens-Universität Graz.

Herrn Michael Hellwig, Philipps-Universität Marburg an der Lahn, danke ich für das Photographieren zahlreicher Radiolarienproben.

Frau Dr. Federica Zaccarini und Herrn Helmut Mühlhans danke ich für die Unterstützung bei den Arbeiten an der Mikrosonde des Lehrstuhles für Rohstoffmineralogie.

Frau Ursula Schmid danke ich für die große Hilfe bei den zahlreichen bürokratischen Hürden und für die öfter inhaltlich weit ausschweifenden, interessanten Gespräche.

Ein großer Dank gebührt meiner Eva, welche mich während meines Doktorates in jeder Hinsicht immer unterstützt hat.

Danken möchte ich meinen Eltern und meiner Schwester für die, in alle Richtungen gewährte, große Unterstützung während meines Doktoratstudiums.

Ich möchte mich des weiteren bei zahlreichen Freunden und Bekannten bedanken, die mich auf meinem Weg begleitet und unterstützt haben.

# Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung .....	7
Abstract .....	8
1. Einleitung, Zielsetzung und Aufgabenstellung.....	9
2. Lokationen, Material und Methoden .....	11
2.1. Untersuchte Lokationen.....	11
2.2. Gelände .....	12
2.3. Labor .....	12
2.4. Auswertung, Literatur.....	12
2.5. Aquisition .....	13
3. Stand der geologischen Forschung .....	13
3.1. Überblick der wichtigsten Diskussionspunkte in der geologischen Betrachtung von Salz und Anhydrit/Gips in den Nördlichen Kalkalpen .....	17
4. Resultate .....	19
4.1. Weitenau .....	19
4.1.1. Geologischer Überblick .....	19
4.1.2. Die Schichtfolge der östlichen und zentralen Weitenau .....	20
4.1.3. Die Seewaldsee-Grabenwald Schichtfolge .....	57
4.1.4. Krautegg Profil.....	75
4.1.5. Kertererschlucht .....	79
4.1.6. Hochreith Einheit .....	85
4.1.7 Kellau.....	137
4.1.8. Strukturelle Resultate östliche und zentrale Weitenau .....	142
4.1.9. Strukturelle Resultate Seewaldsee-Grabenwald Schichtfolge .....	146
4.1.10. Strukturelle Resultate Krautegg Schichtfolge .....	147
4.1.11. Strukturelle Resultate Kertererschlucht, Osterhorn Einheit .....	148
4.1.12. Strukturelle Resultate Hochreith Einheit.....	151
4.1.13. Strukturelle Resultate Kellau .....	155
4.1.14. Biostratigraphische, fazielle und lithologische Diskussion .....	156
4.1.15. Strukturelle Entwicklung Weitenau .....	172
4.2. Gutratberg .....	175
4.2.1. Geologischer Überblick .....	175
4.2.2. Lithologische, mikrofazielle und biostratigraphische Resultate .....	178
4.2.3. Strukturelle Resultate .....	209
4.2.4. Biostratigraphische, fazielle und lithologische Diskussion.....	211
4.2.5. Strukturelle Entwicklung .....	219

4.3. Roßfeld .....	220
4.3.1. Geologischer Überblick .....	220
4.3.2. Das Profil vom Schrambachgraben bis zur Roßfeldstraße .....	221
4.3.3. Biostratigraphische, fazielle und lithologische Diskussion Schrambachgraben-Roßfeld .....	228
4.4. Bad Ischl.....	235
4.4.1. Geologischer Überblick .....	235
4.4.2. Die Schichtfolge der Gschwandtalm-Perneck Einheit .....	237
4.4.3. Reiterndorf-Hubkogel Einheit .....	252
4.4.4. Das Profil der Reinfalzalm-Mitterberg Einheit.....	261
4.4.5. Strukturelle Resultate Bad Ischl .....	272
4.4.6. Biostratigraphische, fazielle und lithologische Diskussion.....	277
4.4.7. Strukturelle Entwicklung Bad Ischl .....	288
5. Die geodynamische Entwicklung der zentralen Nördlichen Kalkalpen im höchsten Jura und in der Unter-Kreide.....	294
6. Die Platznahme der Alpinen Haselgebirge Mélange .....	307
7. Schlussfolgerungen und offene Fragen.....	314
8. Literaturverzeichnis .....	315
9. Anhang.....	328

## Zusammenfassung

Untersuchungsergebnisse von oberjurassischen und unterkretazischen Sedimentgesteinsserien, die in Verbindung mit der Alpinen Haselgebirge Mélange auftreten, bedingen eine Neuinterpretation der Platznahme der Evaporitserien im Zuge der geodynamischen Entwicklung der zentralen Nördlichen Kalkalpen. Im Steinbruch Gutratberg liegt die Alpine Haselgebirge Mélange als submarine Gleitscholle sedimentär innerhalb der Oberalm Formation. Die Weitenau muss in zwei Einheiten unterschiedlicher paläogeographischer Herkunft getrennt werden. Die östliche und zentrale Weitenau wird von im Bereich der proximalen Trattberg-Schwelle sedimentierten Abfolgen aufgebaut. Der westliche Teil (Hochreithberg) besteht aus einer Sedimentserie der distalen Trattberg-Schwelle. Diese beinhaltet die Gips- und Anhydritlagerstätte von Grubach-Moosegg innerhalb der obertithonen Oberalm Formation. In Bad Ischl liegen drei Einheiten differierender Ablagerungsräume vor. Die Reiterndorf-Hubkogel Einheit kann der distalen Tauglboden Becken Entwicklung, die Gschwandtalm-Perneck Einheit jener des proximalen Tauglboden Beckens zugeordnet werden. Die Schichtfolge der Reinfalzalm-Mitterberg Einheit inklusive der Schichtfolge um Kalkgrube stellen hingegen Ablagerungen der distalen Trattberg-Schwelle dar. Der Hohe Rosenkogel ist deren primär-sedimentäre Unterlagerung. Die Salzlagerstätte von Bad Ischl liegt zwischen dem Hohen Rosenkogel und dem obertithonen bis unterkretazischen Teil der Reinfalzalm-Mitterberg Einheit, innerhalb der obertithonen Oberalm Formation. Die Sedimentation endete an allen untersuchten Lokalitäten in der höheren Unterkreide (Barremium/Unter-Aptium).

Auf Basis von Komponentenanalysen der Roßfeld Formation bzw. der Grabenwald Subformation kann für den untersuchten Bereich eine Deckenüberschiebung in der frühen Kreide ausgeschlossen werden. Prägosauische Störungen versetzten die paläogeographisch unterschiedlichen Faziesbereiche gegeneinander. Danach erfuhren alle Lokalitäten eine gemeinsame tektonisch-geodynamische Überprägung im Zuge der oberkretazischen bis neogenen Ostalpenbildung. Entscheidend für die heutigen Geometrien der Salz- und Gipslagerstätten waren v.a. die Strukturbildungsprozesse während der obereozänen bis mittelmiozänen Nordwest-Südost bzw. Nord-Süd Kompression.

Für aktuelle und zukünftige Explorationstätigkeiten auf Salz, Gips und Anhydrit in den zentralen Nördlichen Kalkalpen ist eine genaue Kenntnis der Verbreitung der Oberalm Formation nötig. Zusätzlich ist das Wissen der paläogeographischen Position des Ablagerungsraums zur Zeit des späten Tithoniums von fundamentaler Wichtigkeit und erlaubt eine erfolgversprechendere Ausweisung von bergbaulich interessanten Hoffnungsgebieten für Evaporitlagerstätten in den zentralen Nördlichen Kalkalpen.

## Abstract

New results from investigations of Upper Jurassic to Lower Cretaceous sedimentary rocks in sedimentary contact with Alpine Haselgebirge Mélange are presented. They entail a modified interpretation concerning the emplacement of the evaporitic series within the geodynamic evolution of the central Northern Calcareous Alps. At the Gutratsberg open pit mine the Alpine Haselgebirge Mélange occurs as submarine slide block within the Upper Tithonian Oberalm Formation. The Weitenau has to be subdivided into two blocks of different palaeogeographic origin. The successions of the eastern and central Weitenau unit were deposited in the proximal Trattberg-Rise domain. In contrast, the western unit (Mount Hochreith), including the gypsum and anhydrite deposit of Grubach-Moosegg, was originally situated in the distal Trattberg-Rise area. This Alpine Haselgebirge Mélange occurrence lies within the Upper Tithonian Oberalm Formation. In the Bad Ischl area three units of different palaeogeographic origin were juxtaposed. The Reiterndorf-Hubkogel unit is made up of a distal Taugloden Basin sequence whilst the Gschwandtalm-Perneck unit is constituted by a proximal Taugloden Basin succession. In contrast, the sedimentary columns of the Reinfalzalm-Mitterberg unit and around Kalkgrube can be correlated with those of the distal Trattberg-Rise. Mount Hoher Rosenkogel forms the primary substratum of this unit. The evaporite deposit of Bad Ischl, situated between Mount Hoher Rosenkogel and the Reinfalzalm-Mitterberg unit, is an inclusive part of the Upper Tithonian Oberalm Formation. The sedimentation ended at all investigated localities in the late Early Cretaceous (Barremian/Early Aptian).

For the area of investigation, Early Cretaceous thrusting and nappe movements can be excluded on the basis of microfacies component analyses of the Rossfeld Formation and Grabenwald Subformation. Prägosaic fault systems disintegrated the former facies belts and juxtaposed units of different palaeogeographic facies zones. From that time on, the sedimentary successions show a common evolution. They were affected by the same tectonic-geodynamic processes during the Late Cretaceous to Neogene creation of the Eastern Alpine mountain chain. Late Eocene to Middle Miocene northwest-southeast to north-south directed compressional tectonic forces were subsequently most important for the final geometries of the salt and gypsum deposits. For the current and future exploration on salt, gypsum and anhydrite in the central Northern Calcareous Alps, not only the general occurrence of the Oberalm Formation is of basic importance. Moreover it is the succession's Late Tithonian palaeogeographic position the knowledge of which will be the key for the identification of prospective evaporite deposits in the central Northern Calcareous Alps.

# 1. Einleitung, Zielsetzung und Aufgabenstellung

Salz und Anhydrit/Gips sind neben dem Wasser die wichtigsten Rohstoffe der Nördlichen Kalkalpen. Diese mineralischen Grundstoffe sind heute Grundlage für die verschiedensten Produkte, die in unterschiedlichsten Wirtschaftszweigen erzeugt werden, und aus unserem heutigen, modernen Alltag nicht mehr wegzudenken sind. In Österreich decken die gewonnenen Kubaturen den Großteil der Nachfrage, sodass die heimische Wirtschaft autark gegenüber schwankenden Importen ist (BMWFWJ 2011). Um auch in Zukunft eine ausreichende Menge an Salzsole, Steinsalz, Anhydrit und Gips dem Markt zur Verfügung zu stellen, wird in den Bergbaubetrieben ein zukunftsorientiertes Abbaumangement eingerichtet und betrieben, um die bekannten Reserven bestmöglich zu nutzen. Hier spielen vor allem lagerstättenbezogene Parameter wie Größe der Lagerstätte, Qualität des Rohstoffes, abzubauende Menge, usw. eine wichtige Rolle. Daneben muss aber ganz klar eine weitere geologische Erforschung der bisher bekannten Lagerstätten erfolgen. Diese Forschungstätigkeit soll aber auch explizit auf eine mögliche Vorhersage und Entdeckung von neuen Hoffnungsgebieten von Salz und Anhydrit/Gips (z.B.: ARNDT & MAYR 2003) und auf eine Erweiterung der österreichischen Ressourcen gerichtet sein, um auch in Zukunft die Versorgung der heimischen Betriebe mit inländischen Rohstoffen zu sichern.

Die Anforderungen an die geologischen Tätigkeiten, in und um die Lagerstätten, haben sich, seit dem ersten empirischen Wissen der Kelten über die Lage von Solequellen, beständig weiterentwickelt. Heute werden die Lagerungsverhältnisse der evaporitischen Rohstoffe mit modernen strukturgeologischen sowie geophysikalischen Methoden und computerunterstützten Modellen beschrieben. Die Grundlage und Eingangsparameter für diese Untersuchungen sind hauptsächlich der heutige tektonische Bauplan der Nördlichen Kalkalpen. Vielfach wird dabei auf die Standardliteratur und altbekannte, traditionelle, geologische Vorstellungen zurückgegriffen und die neu gewonnenen Daten, die auch andere Interpretationen zulassen würden, diesen vorgegebenen Schemata angepasst. Hierzu muss klar festgehalten werden, dass über rein geophysikalische und strukturgeologische Untersuchungen zwar die heutige Form der Lagerstätte beschrieben werden kann, für eine Interpretation der geodynamischen Entwicklung während des Alpenbaues und für eine Vorhersage von Hoffnungsgebieten müssen durch den komplexen Bau der alpinen Salz- und Gipslagerstätten zusätzliche Methoden angewendet werden. Untersuchungen über das Alter, die Mineralogie, die Geochemie, die Isotopen und die Temperaturüberprägung sind wichtige Parameter, die das Salz und den Anhydrit/Gips direkt betreffen. Diese Ergebnisse dürfen aber auf keinen Fall alleine für eine Interpretation der Lagerstättenbildung herangezogen werden. Sie müssen zusätzlich mit Untersuchungen über die Lage des Salzes und des Anhydrites/Gipses in stratigraphisch überprüften Profilen, der in die Evaporitserien eingelagerten Gesteine und der primären/sekundären Nebengesteine verknüpft werden. Nur mit detaillierten lithologischen, sedimentologischen, mikrofaziellen und biostratigraphischen Grundlagendaten, die mit geochemischen, strukturgeologischen und geophysikalischen Ergebnissen verknüpft werden, ist es möglich, die geodynamische Entwicklung der Lagerstätten im Zuge der vielphasigen tektonischen Geschichte der Nördlichen Kalkalpen zu erklären, zu verstehen und in weiterer Folge Prognosen über mögliche Ressourcen und Hoffnungsgebiete in vergleichbaren geotektonischen Gebieten abgeben zu können.

Das Ziel der Arbeit ist ganz klar die unterschiedlichen, kontroversiell diskutierten Modelle über das Alter und den geodynamischen Hintergrund der Platznahme der Salz und Anhydrit/Gips Lagerstätten (Alpines Haselgebirge: VON BUCH 1802, Alpine Hasel-

gebirge Mélange: SPÖTL 1989) im Ober-Jura und der Unter-Kreide in den zentralen Nördlichen Kalkalpen zu klären. Unterschiedlichste Interpretationen über das Alter der Platznahme und die dahinterstehenden Mechanismen der beckenbildenden Prozesse dieser Ablagerungsräume, im Zeitraum zwischen Kimmeridgium und Aptium, sind aus den unterschiedlichsten Erklärungen über die geodynamische Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen entstanden (GAWLICK et al. 2009). Die Beckenbildung im hohen Ober-Jura und in der Unter-Kreide im Tirolikum der zentralen Nördlichen Kalkalpen ist eng mit dem Werden und Vergehen der Plassen Karbonat Plattform *sensu lato* verknüpft (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2006, AUER et al. 2009, GAWLICK et al. 2009). Die Resedimente dieser oberjurassischen bis unterkretazischen Flachwasserentwicklung, die in hemipelagische Beckensedimente eingelagert sind, spielen gemeinsam mit ihren überlagernden hemipelagischen Karbonat-, Mergel- und Turbiditabfolgen eine wichtige Rolle im Verständnis der Entstehung, Entwicklung und Verfüllung der Becken in diesem Zeitintervall (GAWLICK et al. 2005, GAWLICK et al. 2009).

Folgende Arbeitshypothesen über die Beckenentwicklung im Ober-Jura und der Unter-Kreide stehen zur Diskussion.

### Ober-Jura

- Extension und Abschiebungen (z.B.: ORTNER et al. 2008)
- Seitenverschiebungen mit pull-apart Becken (z.B.: FRANK & SCHLAGER 2006, ORTNER et al. 2008)
- Kompressive Tektonik mit Deckenbildung, Überschiebungen und karbonatklastischen, radiolaritischen Wildflyschbecken (GAWLICK ab 1993)
- Hebung von internen, metamorphen Bereichen des jurassischen Orogens mit steilen und flachen Abschiebungen bzw. Überschiebungen und möglichen Seitenbewegungen durch den extensionalen Kollaps des Neotethyan-Belt (MISSONI & GAWLICK 2011a, 2011b)

### Unter-Kreide

- Deckenbildung und Tiefseerinnen an deren Front (z.B.: FAUPL & TOLLMANN 1979, DECKER et al. 1987, siehe auch DARGA & WEIDICH 1986)
- Unterfüllte Vorlandbecken, die der oberjurassischen Topographie folgen und durch Unter-Kreide Tektonik überprägt werden (z.B.: GAWLICK et al. 2008, vgl. SCHWEIGL & NEUBAUER 1997a, 1997b)
- Extensionstektonik an der Jura/Kreide Grenze mit Abschiebungen und Grabenbildung (z.B.: MISSONI & GAWLICK 2011a, 2011b)

Auch Kombinationen von unterfüllten Vorlandbecken, die durch Extensionstektonik im Jura/Kreide Grenzbereich überprägt werden und eine spätere Überprägung aller genannten möglichen Beckenbildungsprozesse, durch weitere, kompressive Tektonik innerhalb der Kreide, stehen zur Diskussion. Ebenso müssen für die Entwicklung der Sedimentgesteine in der Unter-Kreide Meeresspiegelschwankungen diskutiert und sequenzstratigraphische Ansätze in die Analysen einfließen.

Um das angestrebte Ziel zu erreichen, ist es notwendig die sedimentären Schichtfolgen der ausgewählten Ober-Jura und Unter-Kreide Beckenfüllungen in den zentralen Nördlichen Kalkalpen detailliert zu erforschen. Die Untersuchungen beschränken sich dabei hauptsächlich auf jene Becken, welche Salz und Anhydrit/Gips führend sind. Da-

bei liegt der Fokus der Untersuchungen auf der oberjurassischen Oberalm Formation (inklusive der Barmstein Kalke), der unterkretazischen Schrambach Formation und der unterkretazischen Roßfeld Formation (inkl. Grabenwald Subformation) des zentralen, tirolischen Abschnittes der Nördlichen Kalkalpen. Die, in die hemipelagischen Serien, zwischengeschalteten Turbidite, Brekzien, Konglomerate, mass-flows und Rutschblöcke sind für die sedimentologische und tektonische Interpretation dieser Ablagerungsräume von großer Bedeutung und stellen daher eines der Hauptziele der geologischen Untersuchungen dar.

## 2. Lokationen, Material und Methoden

### 2.1. Untersuchte Lokationen

Die Untersuchungsgebiete umfassen die klassischen Lokationen der zentralen Nördlichen Kalkalpen Bad Ischl, Weitenau, Roßfeld und den Steinbruch Gutratberg sowie dessen unmittelbare Umgebung (Abb. 2.1.a).



Abbildung 2.1.a: Geographische Übersicht der untersuchten Lokalitäten in den Bundesländern Salzburg und Oberösterreich.

In diesen Gebieten kommen die Salz und Anhydrit/Gips Lagerstätten gemeinsam mit oberjurassischen und unterkretazischen Sedimentgesteinen in mehr oder weniger ungestörten Lagerungsverhältnissen vor. Zusätzlich bieten diese ausgewählten Untersu-

chungsgebiete eine Fülle von vorangegangener klassischer Forschungstätigkeit und sind Lokationen, an welchen die geodynamischen Interpretationen über die Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen im Zeitfenster Ober-Jura und Unter-Kreide begründet wurden.

## 2.2. Gelände

Für die Geländetätigkeit (2008-2011) kamen die heute üblichen Methoden der Sedimentologie, lithologischen Gesteinsansprache, Strukturgeologie und Probenahme zum Einsatz. Mit Hilfe der stratigraphischen und lithologischen Grundlage von aufgenommenen Profilen wurden Bad Ischl, die Umgebung des Steinbruches Gutratberg und die Weitenau flächig kartiert. Für die Typlokalität Roßfeld und den Steinbruch Gutratberg sind Profilaufnahmen durchgeführt worden. Gesteinsproben für Mikrofaziesanalysen und Lösproben wurden genommen. Makrofossilien wie z.B. Ammoniten konnten entlang von Profilen aufgesammelt werden. Um eine bessere Zuordnung zu den stratigraphischen Einheiten zu gewährleisten, erfolgten die strukturgeologischen Messungen hauptsächlich entlang der Profile.

## 2.3. Labor

Aus den Gesteinsproben sind nach den heute gängigen Methoden der Gesteinsbearbeitung und Dünnschliffpräparation Schliffe für mikrofazielle und biostratigraphische Untersuchungen hergestellt worden (Montanuniversität Leoben, Lehrstuhl für Erdölgeologie, früher Lehrstuhl für Prospektion und Angewandte Sedimentologie).

Die gewonnenen Lösproben wurden mit Hilfe von Fluss- und Essigsäure nach den etablierten Verfahren gelöst (Montanuniversität Leoben, Lehrstuhl für Erdölgeologie, früher Lehrstuhl für Prospektion und Angewandte Sedimentologie). Die Rückstände wie Radiolarien und detritäre Körner sind unter dem Binokular ausgelesen worden. Die Radiolarien wurden unter dem Rasterelektronenmikroskop (Karl-Franzens-Universität Graz, Institut für Erdwissenschaften; Phillips-Universität Marburg an der Lahn) photographiert.

Die detritären Körner konnten mit Hilfe der qualitativen Mikrosondenanalyse am Eugen F. Stumpfl Mikrosondenlabor qualitativ analysiert werden (Montanuniversität Leoben, Lehrstuhl für Rohstoffmineralogie).

## 2.4. Auswertung, Literatur

Die mikrofazielle und biostratigraphische Auswertung der Dünnschliffe erfolgte unter der Zuhilfenahme der gängigen Literatur (z.B.: FLÜGEL 2010). Ein Fokus wurde auf die polymikten Brekzien und arenitischen Turbidite gelegt, um mit Hilfe der identifizierten Komponenten die tektonischen und sedimentologischen Vorgänge und das Hinterland rekonstruieren zu können.

Die biostratigraphische Einstufung der Tintinniden basiert auf BLAU & GRÜN (1997) und ANDREINI et al. (2007).

Die Bestimmung der Radiolarien, deren Vergesellschaftung und die Einordnung in die oberjurassischen bis unterkretazischen Radiolarienzonen folgt den Schemata von STEIGER (1992), GORIČAN (1994), JUD (1994), BAUMGARTNER et al. (1995), SUZUKI & GAWLICK (2003), O'DOGHERTY et al. (2009) und GAWLICK et al. (2009).

Die Ammonitenzonierung basiert für den Jura auf ZEISS (2003) und für die Kreide auf REBOULET et al. (2009).

Strukturelle Analysen schließen an die lithologischen, biostratigraphischen und mikrofaziellen Untersuchungen an. Die Auswertung erfolgte mit dem Programm Tectonics-FP. Die Strukturdaten (Messwerte in Altgrad) sind im Anhang (Kapitel 9.), nach Lokalitäten geordnet, zusammengefasst.

Ein Vergleich der neu gewonnenen Fakten mit früheren Daten ist absolut notwendig, um die Fülle der bereits vorhandenen Ergebnisse und deren Interpretationen im Fokus von modernen Anschauungen und Modellen zu überdenken. Zusätzlich sollen in die Diskussion auch jene Salz und Anhydrit/Gips Lagerstätten eingebunden werden, die bereits neu untersucht worden sind, wo aber die unterkretazischen Schichtglieder weitgehend fehlen (z.B.: Altaussee, Bad Dürrnberg, Hallstatt).

## 2.5. Aquisition

Die Schliffklötze, die Mikrofaziesschliffe und die Lösproben inklusive deren Rückständen werden an der Montanuniversität Leoben, Department für Angewandte Geowissenschaften und Geophysik, Lehrstuhl für Erdölgeologie, aufbewahrt. Die Ammoniten werden im Naturhistorischen Museum Ungarn, Budapest, aufbewahrt.

## 3. Stand der geologischen Forschung

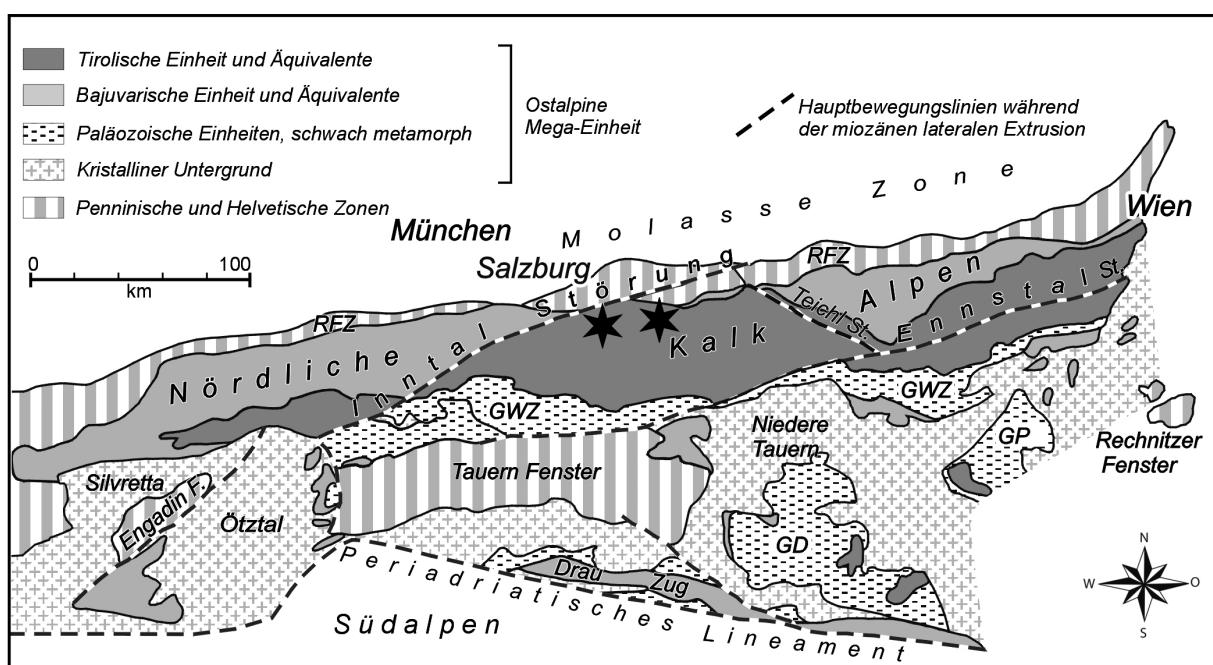


Abbildung 3.a: Geologischer Überblick über die Ostalpen und Lage der Untersuchungsgebiete (Sterne) (verändert nach FRISCH & GAWLICK 2003). GD-Gurktaler Decke, GP-Grazer Paläozoikum, GWZ-Grauwacken Zone, RFZ-Rhenodanubische Flysch Zone.

Die Nördlichen Kalkalpen, als Teil der Oberostalpinen Einheit in den Ostalpen (z.B.: TOLLMANN 1976, SCHMID et al. 2004b, 2008), wurden in ihrer, vom Ober-Perm bis in das Quartär andauernden sedimentären und tektonischen Entwicklung einem steten Wandel des Geschehens unterworfen. Wissenschaftliche Untersuchungen seit mehr als 150 Jahren führten zu einer unüberschaubaren Fülle an veröffentlichter Literatur und einem steten Wandel der Interpretation der geodynamischen Entwicklung der Nördli-

chen Kalkalpen. Neben den klassischen Zusammenfassungen von TOLLMANN (1976, 1977, 1985) und OBERHAUSER (1980), spiegelten in neuerer Zeit die Interpretation des sedimentologischen, lithologischen, mikrofaziellen und biostratigraphischen Befundes im Gelände vor allem die Arbeiten von GAWLICK (ab 1993) wieder. Während sich GAWLICK et al. (2009) mit der mikrofaziellen Entwicklung der jurassischen Formationen und deren tektonischer Interpretation befassten, gaben MISSONI & GAWLICK (2011a, 2011b) einen Überblick über die gesamte mesozoische und känozoische Geodynamik der zentralen Nördlichen Kalkalpen (Abb. 3.b). In beiden Publikationen ist neben einem ausführlichen Literaturverzeichnis eine intensive Diskussion mit den Vor- und Nachteilen der kontroversiell diskutierten, geodynamischen Modelle angeführt. All diese unterschiedlichen Modelle in all ihrer Bandbreite auszuführen ist nicht Ziel dieser Arbeit, sondern es wird auf die oben genannten Arbeiten verwiesen. Vielmehr soll versucht werden im nachfolgenden Abschnitt einen kurzen Überblick über die Entwicklungs geschichte der Nördlichen Kalkalpen im Ober-Jura (GAWLICK ab 1993), mit einer intensiveren Betrachtung der allgemein gültigen Entwicklung in der Unter-Kreide zu geben.

Ersten flachmarinen Sedimenten des alpinen Sedimentationszyklus, mit bedeutenden Evaporitablagerungen (z.B.: SPÖTL 1988a, 1988b) im Ober-Perm (das spätere Haselgebirge) und im Grenzbereich Skyth/Anis (Reichenhall Formation) folgte die Ausbildung eines passiven Kontinentalrandes am Nordweststrand der Neotethys in der Trias und im frühen Unter-Jura (TOLLMANN 1976, LEIN 1985, 1987a, vgl. HAAS et al. 1995, GAWLICK et al. 1999). Im höheren Unter-Jura kam es zu einer Änderung von einem extensionalen hin zu einem kompressiven Regime (GAWLICK et al. 1999, GAWLICK & FRISCH 2003). Im Zuge dieser tektonischen Umgestaltung, die eine erste Schließung des Neotethys Ozeans mit der Obduktion von Ophiolithdecken (KARAMATA 2006, GAWLICK et al. 2008) mit sich brachte, bildeten sich vor der Front dieser Decken neue Sedimentationsräume aus, die mit Tiefwassersedimenten, umgelagertem Material aus höheren Deckeneinheiten und des abgescherten, akkretionierten, ehemaligen passiven Kontinentalrandes (z.B.: Juvavikum im Sinne von FRISCH & GAWLICK 2003) gefüllt wurden (GAWLICK et al. 1999, GAWLICK 2000, GAWLICK & FRISCH 2003, GAWLICK et al. 2007a). Danach erfolgte die Auffüllung der vorhandenen Restbecken mit karbonatischen Sedimenten durch die, auf den sich hebenden Deckenstirnen und Hochzonen innerhalb der Gleitblöcke, ansiedelnden karbonatproduzierenden Flachwasserorganismen (GAWLICK et al. 1999, 2002, 2004, 2005, 2007a, SCHLAGINTWEIT et al. 2001, 2003, 2004, 2005, 2008, AUER et al. 2009). Die Karbonatplattformen progradierten dabei über die Radiolaritbecken (GAWLICK & FRISCH 2003, GAWLICK et al. 2005). Im höchsten Ober-Tithonium bzw. an der Jura/Kreide Grenze änderte sich das tektonische Regime von einem kompressionsalen zu einem extensionalen (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2006, GAWLICK et al. 2007a, 2009, 2010, SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2007, MISSONI & GAWLICK 2011a, 2011b). Während in den distalen Bereichen des Vorlandes die Flachwasser Karbonatplattformen einem Ertrinken ausgesetzt waren (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2010), ändert sich im mittleren Teil die Progradationsrichtung der Karbonatplattformen von Südost auf Nordwest (SCHLAGINTWEIT et al. 2003, 2005, GAWLICK et al. 2005) und im proximalen Bereich kam es zur Hebung derselben (MISSONI & GAWLICK 2011a, 2011b). Im Zuge des extensionalen Kollapses des Neotethyan-Belts, verbunden mit einer Hebung im zentralen Teil des Orogens (MISSONI & GAWLICK 2011a) entstanden flache und steile Abschiebungen und Seitenbewegungen (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2009, GAWLICK et al. 2010, MISSONI & GAWLICK 2011a, 2011b). Die Hebung des oberjurassischen Orogens brachte durch vermehrte Erosion von siliziklastischem Material eine Auffüllung der unterfüllten Vorlandbecken mit sich. Zusätzlich kam es im Verlauf des Ober-Berriasium zu einem Ertrinken der obertithonen bis unterber-

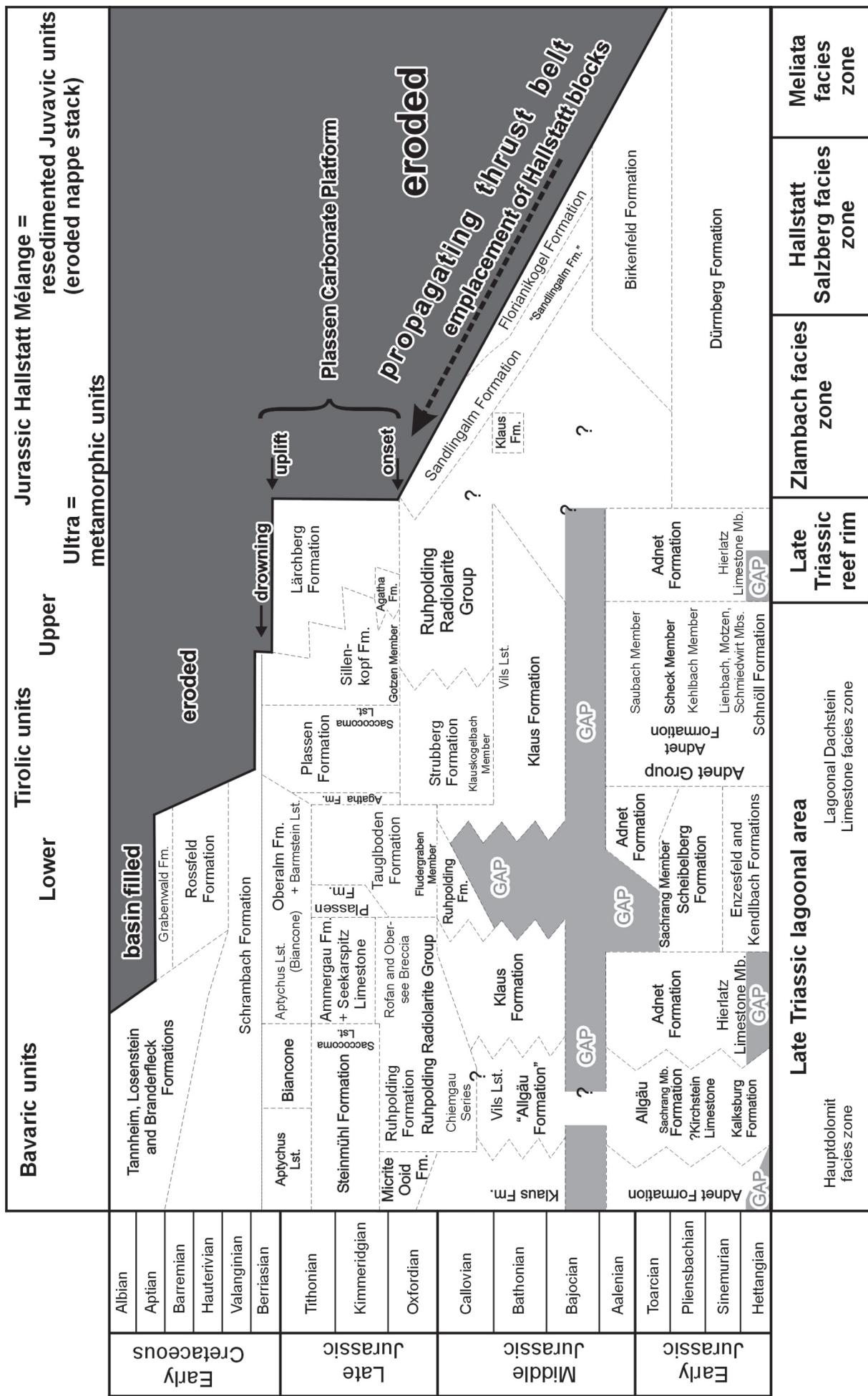


Abbildung 3.b, Seite 15: Geodynamische Entwicklung der Formationen im Jura und in der Unter-Kreide der Nördlichen Kalkalpen (nach MISSONI & GAWLICK 2011a, 2011b).

---

riasischen Karbonatplattform durch siliziklastischen Eintrag (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2006). Die unterfüllten Vorlandbecken (GAWLICK et al. 2008) wurden daraufhin im Verlauf der Unter-Kreide, bei weitgehend tektonischer Ruhe, mit unterschiedlichen siliziklastischen Sedimenten verfüllt (FRISCH & GAWLICK 2003, MISSONI & GAWLICK 2011a, 2011b).

Ein weiteres Modell für die geodynamische Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen in der Unter-Kreide geht von einer ersten Bildung der kalkalpinen Decken (juvavische Decken) im Zuge einer unter- bis mittelkretazischen Deckenstapelung aus (MEDWENITSCH 1949, PLÖCHINGER 1968, FAUPL & TOLLMANN 1979, FAUPL 1997, SCHWEIGL & NEUBAUER 1997a, 1997b, VON EYNATTEN & GAUPP 1999, FAUPL & WAGREICH 2000, NEUBAUER et al. 2000, 2010, SCHMID et al. 2004b, 2008, SCHUSTER & FRANK 2000, FRANK & SCHLAGER 2006, FROITZHEIM et al. 2008, ORTNER et al. 2008, SCHORN & NEUBAUER 2011). Die Überschiebungsrichtung wurde von EISBACHER et al. (1990), LINZER et al. (1995) und PERESSON & DECKER (1997) mit Nordwest gerichtet angegeben. Die synorogene Roßfeld Formation (TOLLMANN 1976, FAUPL & TOLLMANN 1979, DECKER et al. 1987, NEUBAUER 1994, VAŠIČEK & FAUPL 1996, VON EYNATTEN & GAUPP 1999, FAUPL & WAGREICH 2000, NEUBAUER et al. 2010, SCHORN & NEUBAUER 2011) wurde dabei in sich formenden Tiefseetrögen vor den herannahenden Deckenfronten auf dem Tirolikum abgelagert. Die resedimentierten Olistolithe, Gleitblöcke und Konglomerate bestehen zum Teil aus umgelagerten Resten, der sich nähernden und erodierenden juvavischen Decken (z.B.: PLÖCHINGER 1968, FAUPL & TOLLMANN 1979, SCHWEIGL & NEUBAUER 1997a: peripherie Vorlandbecken). SCHMID et al. (2008) beschrieben die Platznahme des Hochjuvavikums als out-of-sequence Decken über den bereits zuvor gebildeten tiefjuvavischen Decken (inklusive dem Alpinen Haselgebirge) auf dem Tirolikum. Durch eine weitere Einengung wurde die tirolische Roßfeld Formation gänzlich von den juvavischen Decken überschoben. Ab der höheren Unter-Kreide verlagerte sich die kompressive Tektonik in die liegenden bajuvarischen Decken (z.B.: WAGREICH et al. 2008).

Die Auffüllung der unterkretazischen Becken endete im zentralen Bereich der Nördlichen Kalkalpen in der Mittel-Kreide mit einem tektonischen Ereignis (FAUPL & WAGREICH 1992, 2000, SCHUSTER & FRANK 2000, VON EYNATTEN 1996, WINKLER 1996, SCHWEIGL & NEUBAUER 1997a, 1997b, WAGREICH 2003, FRANK & SCHLAGER 2006), unter anderem mit dextralen Blattverschiebungen (LINZER et al. 1995). Es kam zu einer Versetzung der vorherigen Fazieszonen gegeneinander und zur ersten Ausbildung eines Blockpuzzles innerhalb der Nördlichen Kalkalpen.

Nach der Sedimentation der Gosau Gruppe (z.B.: WAGREICH & DECKER 2001), die disjunkt über den mittelkretazisch deformierten Einheiten liegt, wurden die Nördlichen Kalkalpen im Zuge der paläogenen Orogenese (FRISCH & GAWLICK 2003, MISSONI & GAWLICK 2011a, 2011b) zum finalen Deckenstapel geformt, auf das Vorland überschoben und auf das Hinterland rücküberschoben (ROSSNER 1972, TOLLMANN 1977, 1985, FRISCH 1979, PLÖCHINGER 1980, DECKER et al. 1993, NEUBAUER 1994, LINZER et al. 1995, OBERHAUSER 1995, FRISCH & GAWLICK 2003). Durch den orogenen Kollaps der Ostalpen wurden die Nördlichen Kalkalpen bei der miozänen lateralen Extrusion (RATSCHBACHER et al. 1991, DECKER et al. 1994, LINZER et al. 1995, FRISCH et al. 1998, 2000, FRISCH & GAWLICK 2003) mit unterschiedlichem horizontalem und vertikalem Versatz sowie Rotationen (z.B.: THÖNY et al. 2006, PUEYO et al. 2007) bewegt und ein weiteres Mal zu einem Blockpuzzle (thin skinned fold and thrust belt: LINZER et al. 1995) geformt.

### **3.1. Überblick der wichtigsten Diskussionspunkte in der geologischen Betrachtung von Salz und Anhydrit/Gips in den Nördlichen Kalkalpen**

Die wissenschaftliche Erforschung des Alpinen Haselgebirges (VON BUCH 1802) ist so alt wie dessen bergmännischer Abbau. SCHAUBERGER (1955, 1986) und SPÖTL (1988b) fassten die geschichtliche Entwicklung in einem Überblick zusammen. TOLLMANN (1976) gab eine gesamte Zusammenstellung über die geologische Erforschung. SCHAUBERGER (1986) führte eine ausführliche Literaturliste über sämtliche, mit dem Haselgebirge in Verbindung stehenden Veröffentlichungen an. WEBER (1997) klassifizierte die Salz und Anhydrit/Gips Lagerstätten aufgrund der geographischen Verbreitung in Evaporitbeziekte und fasste lagerstättenkundliche, mineralogische und geologische Parameter (z.B.: Lage im Profil) zusammen und gab einen Überblick über die Literatur und die typischen Vorkommen.

Bei der Besprechung der Evaporitserien in den Nördlichen Kalkalpen muss zuerst die Frage der Altersstellung geklärt werden. Es können oberpermische und skytisch/anisische Vorkommen durch Pollen, Sporen sowie Schwefelisotope klar voneinander getrennt werden. Die Evaporite des Alpinen Haselgebirges werden als Ober-Perm eingestuft (KLAUS 1953, 1965, 1974, PAK 1974, PAK & SCHAUBERGER 1981, SPÖTL 1988a, 1988b, SPÖTL & PAK 1996). Die skytisch/anisischen Evaporite entsprechen der Reichenhall Formation (KLAUS 1965, PAK & SCHAUBERGER 1981, SPÖTL & PAK 1996).

Neben den Untersuchungen zum Alter der Evaporite gaben viele weitere Erforschungen Erkenntnisse über den Mineralbestand (SCHAUBERGER 1931, 1949, 1986), die Geochemie (SPÖTL 1988a), über die thermische Entwicklung (SPÖTL & HASENHÜTTL 1998), über die Strukturen der Mélange und deren Spannungs- und Dehnungsbeanspruchung (LEITNER et al. 2011).

Bei der Alpinen Haselgebirge Mélange handelt es sich um eine tektonische Brekzie (BEYSCHLAG 1922, KOBER 1929, KÜHNEL 1929, SPÖTL 1988b, KOZUR 1991, KOZUR & MOSTLER 1992, LEITNER & NEUBAUER 2011, LEITNER et al. 2011) bzw. einem mehrphasig deformierten Tektonit (SPÖTL 1988b). Durch das gemeinsame Vorkommen von oberpermischen und skytisch/anisischen Evaporiten sowie altersmäßig und lithologisch unterschiedlichen Gesteinen in den Lagerstätten kann von einer tektonischen Mélange gesprochen werden. Die Komponenten setzen sich neben Evaporiten und Tonen aus Feinsiliziklastika, Kalken, Dolomiten, Metamorphiten und Magmatiten zusammen (z.B.: VON JOHN 1899, MEDWENITSCH 1949, 1958, LICHTENEGGER 1960, TOLLMANN 1976, KIRCHNER 1977, 1979, 1980a, 1980b, KIRCHNER & MEIXNER 1981, PAK 1981, SPÖTL 1988a, VOZÁROVÁ et al. 1999, SCHORN 2010, SCHORN & NEUBAUER 2011, BERNROIDER et al. 2011).

Daneben beschäftigten sich seit mehr als 100 Jahren die Untersuchungen mit den Lagerungsverhältnissen der Evaporitserien in den Nördlichen Kalkalpen und deren Rolle bei der tektonischen Entwicklung. Als autochthone Diapire bezeichneten ZEUSCHNER (1850) und SEIDL (1927) die Form und Entstehung der Lagerstätten. LEIN (1985) ging davon aus, dass bereits in der Mittel-Trias erste Haselgebirgsdiapire entstanden waren. Durch die Auflast der überlagernden Sedimentgesteinsserien kam es zusätzlich zu ersten Remobilisierungen, Salzkissenbildungen und der Migration von Evaporiten aus den Bereichen mit hohem Überlagerungsdruck (Mittel-Trias Flachwasserkarbonatplattformen) in die Bereiche der hemipelagischen Hallstätter Kalke mit niedrigerem lithostatischem Überlagerungsdruck. Ab dem höheren Norium (LEIN 1981) brachen diese Diapire an die Meereseoberfläche durch und verursachten eine bruchtektonische Zerlegung des obertriassischen Hallstätter Schelfes (vgl. GAWLICK & BÖHM 2000). Die Rolle von Evaporitserien als primäre Abscherhorizonte sind ein weltweit bekanntes

Phänomen (z.B.: DAVIES & ENGELDER 1985, 1987). Daher ist die Interpretation der heutigen Lage der alpinen, oberpermischen und untertriassischen Evaporitserien an der Basis von Decken bzw. als basaler Abscherhorizont der gesamten Nördlichen Kalkalpen eine anerkannte und vielfach bestätigte, gültige Annahme (z.B.: AIGNER 1901, KÜHNEL 1929, MEDWENITSCH 1949, 1958, LICHTENEGGER 1960, SPÖTL 1988a, LINZER et al. 1995, WEBER 1997, SPÖTL & HASENHÜTTL 1998, MANDL 2000, HABERMÜLLER et al. 2004, 2005).

Daneben gab es Ansätze (PLÖCHINGER 1974, 1976, 1977b, 1979, 1980, 1984, SCHÄFFER 1976, TOLLMANN 1981, 1985, 1987, SCHAUBERGER 1986, SPÖTL 1988b, 1989), die ein halokinetisches, diapirisches Aufsteigen im höchsten Jura und an der Jura/Kreide Grenze als Auslöser für eine gravitative Umlagerung des Alpinen Haselgebirges in oberjurassische und unterkretazische Beckenbereiche für möglich hielten. Diese umgelagerten Gleitschollen wurden dann im Zuge der unterkretazischen Deckenbildung als Abscherhorizonte reaktiviert. ARNBERGER et al. (2004) beschrieben von der Salz Lagerstätte Hallstatt eine zusätzliche subparallele Ost-West Verkürzung durch Seitenbewegungen und ein diapirartiges Aufsteigen des Haselgebirges.

Untersuchungen aus dem Hochtirolikum der Nördlichen Kalkalpen zeigten, dass die Platznahme des Haselgebirges an die Beckenbildung im späten Mittel- und Ober-Jura gebunden ist (z.B.: LEIN 1987b, GAWLICK et al. 1999, GAWLICK 2000, GAWLICK & FRISCH 2003, Gawlick et al. 2007a, MISSONI & GAWLICK 2011a, 2011b). In Form von abgescher-ten, akkretionierten Sedimentpaketen und wieder weitertransportierten Gleitschollen bzw. Brekzienkomponenten resedimentierte unter anderm auch die Alpine Haselge-birge Mélange in den karbonatklastischen, radiolaritischen Wildflyschbecken (GAWLICK et al. 1999, GAWLICK & FRISCH 2003) des Sillenkopf (MISSONI et al. 2001, MISSONI 2003: Ober-Kimmeridgium) und des Sandlingalm Beckens (GAWLICK et al. 2007a: Grenzbe-reich Ober-Oxfordium/Kimmeridgium). Eine Zusammenfassung von verschiedenen Platznahmemechanismen und Platznahmealtern gaben SUZUKI & GAWLICK (2009).

Grob zusammenfassend kann man die Meinung der angeführten Autoren über die Rolle der Evaporitserien während des Ober-Jura und der Unter-Kreide in zwei Gruppen trennen. Zum einen die Ansicht, wonach Evaporite als Abscherhorizonte innerhalb von stratigraphischen Einheiten fungierten, wobei deren primäre Überlagerung während des Deckenschubes mehr oder weniger erhalten geblieben ist (z.B.: Hochjuvavikum, Tiefjuvavikum) bzw. als eigene Deckeneinheiten (z.B. Grubach-Moosegg) bewegt wur-den. Zum anderen die Ansicht, dass die Evaporite als Alpine Haselgebirge Mélange, einer abgescherten, tektonisch akkretionierten und mit unterschiedlich alten Gesteinen aus verschiedenen Faziesbereichen vermischten, evaporitischen Mixtur vorkommen, die durch ihre vielphasige Geschichte schwierig zu beschreiben und durch ihre Plas-tizität, nach ihrer finalen Platznahme in den oberjurassischen bzw. unterkretazischen Sedimentgesteinen, eine Vielzahl weiterer Bewegungen und Deformationen erlebte. Die weiteren Deformationsereignisse der Alpine Haselgebirge Mélange, im Zuge der oberkretazischen bis quartären Geschichte der zentralen Nördlichen Kalkalpen, konn-ten LEITNER & NEUBAUER (2011) skizzieren und interpretieren.

Die Fragestellung für diese Arbeit wird durch diese komplexen, vielfach miteinander verknüpften Ausgangsbedingungen noch zusätzlich erschwert und die Suche nach Antworten über die stratigraphisch zuordenbare Platznahme der Alpine Haselgebirge Mélange in den Sedimentgesteinsserien der zentralen Nördlichen Kalkalpen erfordert eine überaus vielschichtige, langwierige Auseinandersetzung mit diesem Thema, so-wohl im Gelände, als auch im Labor oder am Schreibtisch.

## 4. Resultate

### 4.1. Weitenau

#### 4.1.1. Geologischer Überblick

Die Weitenau ist eine hügelige Mittelgebirgslandschaft, die sich von Golling an der Salzach im Westen bis knapp westlich vor Strubau in Ost-West Richtung hinzieht (Abb.2.1.a). Es handelt sich überwiegend um ausgedehnte Waldgebiete, die von landwirtschaftlich genutzten Grünlandflächen unterbrochen werden. Die anfängliche geologische Erforschung der Weitenau geht vor allem auf WOLF (1873), UHLIG (1882), BITTNER (1883, 1884) und FUGGER (1905) zurück. FUGGER (1907) verfasste eine der ersten geologischen Karten. Für den weiteren Fortschritt der geologischen Erkenntnisse waren die Aufnahmen und Berichte von PLÖCHINGER (1950/1951 bis 1990) und die Arbeit von SCHLAGER (1953) richtungsweisend. Zusammenfassungen über die lithologische und stratigraphische Ausbildung der einzelnen Schichtglieder gaben DEL NEGRO (1960, 1970), TOLLMANN (1976) und PLÖCHINGER (1980, 1983, 1990). Die aktuelle Geologische Karte, Blatt 94 Hallein, stammt von PLÖCHINGER (1987).

BITTNER (1883, 1884) erkannte, dass es sich in der Weitenau um mindestens fünf verschiedene, tektonisch begrenzte Lamellen handeln sollte. KRISCHE et al. (2011a, 2011b) konnten die Bittner'sche Ansicht, durch Nachweise von paläogeographisch unterschiedlichen, tektonisch begrenzten Blöcken, bestätigen. Die Bittner'sche Auffassung wurde aber bereits von FUGGER (1905) revidiert und daher gilt die Weitenau bis heute als eine einheitliche, tirolische, dem Roßfeld vergleichbare, oberjurassische bis unterkretazische Synklinalzone (PLÖCHINGER 1950/1951 bis 1990, SCHORN & NEUBAUER 2011). Von PLÖCHINGER (1950/51, 1977a, 1984) und SCHLAGER (1953) wurden zwar eine Moosegger und Seewaldsee Mulde mit Fleckenmergelfazies, von der Rußegger Mulde, mit den Hochreith Schichten, unterschieden, diese Ansicht wurde in moderneren Arbeiten (SCHORN 2010, SCHORN & NEUBAUER 2011) aber nicht mehr geteilt. MISSONI & GAWLICK (2011a) stellten, aufgrund der unterschiedlichen Entwicklungen innerhalb der spätmittel- bis oberjurassischen Radiolaritbecken (z.B.: GAWLICK et al. 1999, GAWLICK 2000, GAWLICK & FRISCH 2003), die westliche Weitenau zur Sandlingalm Formation. Die jüngere Überlagerung entspricht nach dieser Definition der Molasse der Sillenkopf Formation. Die östliche Weitenau ist nach dem Schema von MISSONI & GAWLICK (2011a), mit den unterkretazischen Schrambach und Roßfeld Formationen, als eine Überlagerung des Tauglboden Beckens zu sehen.

Die strukturelle Lage der Gips- und Anhydritlagerstätte von Grubach-Moosegg (Evaporitbezirk Salzkammergut im weiteren Sinne: WEBER 1997) wurde von Beginn der geologischen Erforschung an wiederholt untersucht. Durch die Fülle an Publikationen ergaben sich eine Vielzahl an verschiedenen Meinungen, die zu einer undurchschaubaren Fülle an Interpretationen führten. WOLF (1873) beschrieb Gosaukonglomerate im Liegenden des Gipses und BITTNER (1884) kartierte den Gips, der nur in einer tektonischen Lamelle vorkommen sollte, als lagenförmige Schichten innerhalb des Neokoms. FUGGER (1905) war der Meinung, dass der Gips unter der Roßfeld Formation hervorquillt und es sich um ein scheinbares Einfallen der Roßfeld Formation unter den Gips handelt. Durch ausführliche Kartierungsarbeiten und Bohrungen stellte PETRASCHEK (1947a) fest, dass sich der Gips aus der Jura-Neokomabfolge hervorwölbt, und dass

die Unterlagerung der Evaporite aus grauem Schrambach Kalk besteht. Dadurch, dass die Unter-Kreide unter den Gips einfällt, beschrieb PETRASCHEK (1947a) eine an steilen Grabenbrüchen abgesenkten, muldenartige Deckscholle und sekundären Aufstieg der Evaporite mit pseudodiapirartigen Strukturen. Von DEL NEGRO (1949) wurde die Gips-Anhydritlagerstätte zur Hallstätter Decke gezählt, die nur mehr durch inselartige Erosionsreste (Klippe) erhalten ist und auf dem Neokom aufliegt. PLÖCHINGER (1953) interpretierte, dass das Haselgebirge zur Basis des Schwarzen Berges gehört, der die Weitenauer Neokommulde überschob. Für SCHLAGER (1953) zählte das Haselgebirge zum Juvavikum, welches als Decke über der tirolischen Weitenauer Mulde liegt. FUCHS (1968) datierte Mergelabfolgen im Grabenwald als Unter-Aptium und PLÖCHINGER (1968) beschrieb die evaporitführende Hallstätter Deckscholle von Grubach-Grabenwald als post-unterapte Überschiebung über die Weitenauer Kreideserien. Ab den 70er Jahren des 20. Jahrhunderts beschrieb PLÖCHINGER (1974, 1978, 1979a, 1979b, 1980, 1984) eine zusätzliche, oberjurassische Umlagerung von Haselgebirge und Hallstätter Kalken innerhalb der Oberalm Formation. GAWLICK (2004) stellte bei den Untersuchungen der Gollinger Hallstätter Schollen fest, dass das Haselgebirge von Unterscheffau die tektonische Basis des Schwarzen Berges bildet, zusätzlich aber immer in Verbindung mit Kalken aus dem Hallstätter Buntkalkfaziesraum, Zlambachschichten, Werniger Schichten und Strubberg Formation in tektonisch begrenzten Lamellen auftritt. Neuesten Untersuchungen zufolge (SCHORN 2010, SCHORN & NEUBAUER 2011) wird bei der Beschreibung der Lagerstätte Grubach-Moosegg von der Grubach-Klippe gesprochen, einem Erosionsrest der haselgebirgeföhrenden, tiefjuvavischen Decke, die post-unterapt über die Weitenauer Neokommulde geschoben wurde. Neuere Kartierungen der Lagerstätte von Grubach-Moosegg liegen von PFISTERER & TRUMMER (1990) und SCHORN (2010) vor.

#### 4.1.2. Die Schichtfolge der östlichen und zentralen Weitenau

Die Schichtfolge der östlichen und zentralen Weitenau erstreckt sich vom Lienbachschmied bis zum Gehöft Seebach beiderseits des Weitenaubaches (Abb. 4.1.2.a). Im weitereren ist die Abfolge entlang des Schönleitenbaches, über die Aubaueralm bis zum Bachbauer nur mehr südlich des Weitenaubaches bzw. südlich der Alpinen Haselgebirge Mélange (Hochreith Einheit) anzutreffen (Abb. 4.1.2.e). Die allseits von tektonischen Linien begrenzte Lamelle ist im Bereich des Lienbachschmied nur mehrere Zehnermeter breit, erreicht aber eine maximale Breite von mehreren 100 Metern im mittleren Abschnitt.

Das Profil beginnt im sedimentär Liegenden mit dem rhätischen Dachsteinkalk. Er erstreckt sich vom Finsterstubenwald über den Klinglerkogel und den südlichen Teil des Ameiseggwaldes bis knapp westlich des Gehöftes Gasser. Am östlichen Finsterstubenwald und am Klinglerkogel sind bis zu einem Meter dick gebankte, fossilreiche, bräunliche Kalke mit grünen Mergelzwischenlagen aufgeschlossen. An der Nordseite des Klinglerkogels bis zum Gehöft Gasser sind die Dachsteinkalke massiger, foraminiferreich und teilweise können Ooide beobachtet werden. Im Steinbruch südwestlich Gasser sind 10 cm bis 1 m gebankte, rosa-orange-beige bis braun-graue Kalke mit grünen, dünnen Mergelzwischenlagen aufgeschlossen. Mikrofaziell handelt es sich um leicht rekristallisierte Packstones, die neben Mikritklasten, Pellets und rekristallisierten Organismen mit micritic envelopes, Gastropoden, untergeordnet Echinodermenresten und Foraminiferen (*Triasina hantkeni* (MAJZON 1954), Mililoiden, Lenticulinen) enthalten. Diese größeren Lagen wechseln mit feinkörnigeren, mikritreicherem Packstone-Lagen mit teilweiser Einregelung der Klasten (Mikritklasten, Sparitbruch, miliolide Fora-

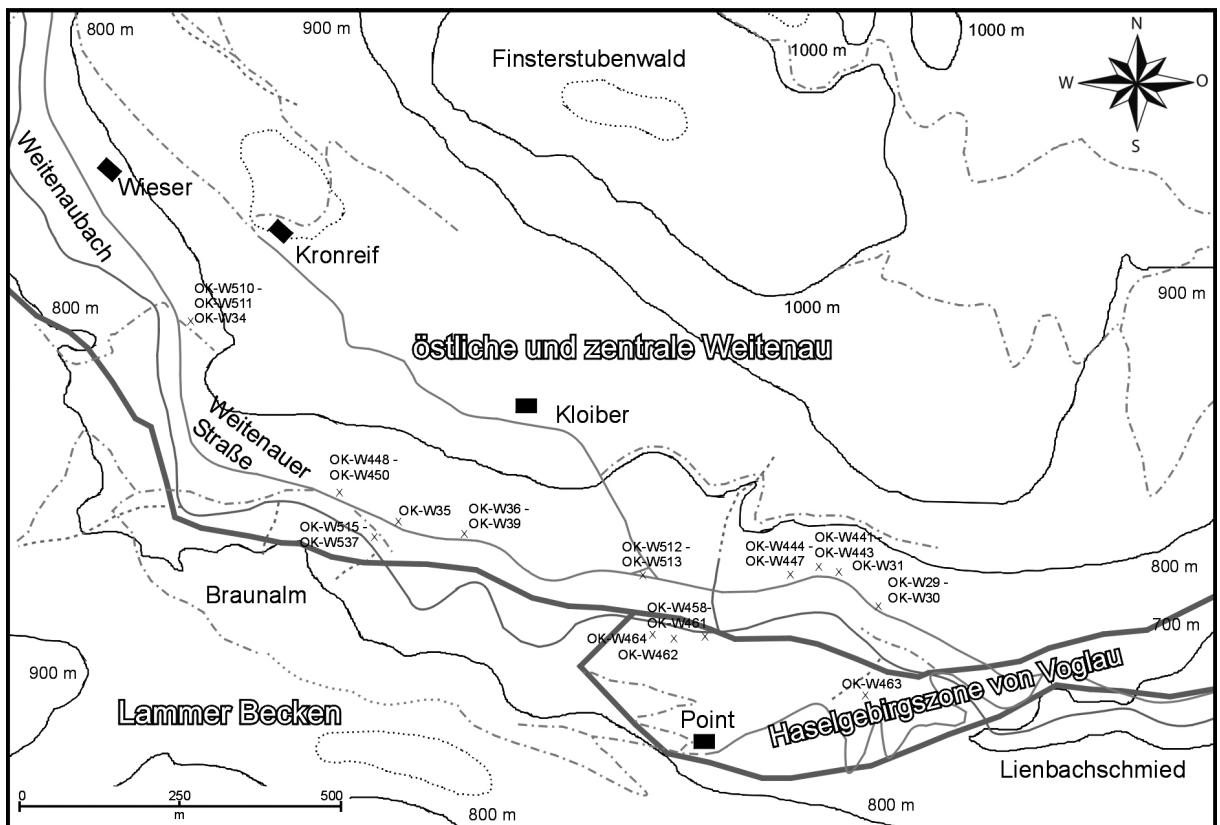


Abbildung 4.1.2.a: Geographische Übersicht und Probenlokationen in der östlichen Weitenau.

miniferen, dünne Schalenreste). Die größeren Schüttungen liegen mit erosiver Basis über den feinkörnigeren. Lithoklastische Bruchstücke der dünn geschichteten Fazies treten als Komponenten in den größeren Lagen auf. An seiner Hangendgrenze ist der Dachsteinkalk oft bräunlich gefärbt, rekristallisiert und von einem feinen Netzwerk aus Kalzitadern durchzogen.

Entlang der Straße westlich Gasser und in der Nähe des Anwesens Klaus liegen über dem Dachsteinkalk matrixfreie Brekzien. Mit einer makroskopischen Ansprache können überwiegend Dachsteinkalk Lithoklasten identifiziert werden. Da diese Brekzien auch im Profil Seewaldsee-Grabenwald auftreten, werden sie in diesem Kapitel (4.1.3) näher beschrieben. Über dieser ersten Brekzienlage folgen 10 cm bis 20 cm gebankte, weiß-graue, radiolarienführende Mikrite und feinkörnige, bräunliche Kalke mit resedimentierten Flachwasserorganismen. Diese sind entlang der Straße vom Klaus, im westlich anschließenden Bachbett und westlich des Klingerkogels aufgeschlossen. Zum Hangenden nehmen die Flachwasserschüttungen sukzessive ab, bis sie schließlich ganz fehlen und nur mehr die weißen bzw. braun-beigen, feinkörnigen Mikrite vorhanden sind. Diese dichten Wacke- bis locker gelagerten Packstones enthalten in einer feinkörnigen, mikritischen Matrix rekristallisierte Radiolarien, Crinoiden, *Saccocoma* sp., Sparitbruch, Schwammnadeln und Schalen. Ähnliche Gesteine sind in der ersten Linkskurve an der Asphaltstraße in Richtung Klaus aufgeschlossen. Diese hellen, mikritischen Kalke mit synsedimentären Rutschstrukturen sind im Schliff als Crinoiden-Sparitbruch-Wacke- bis Packstones anzusprechen. Daneben treten Schwammnadeln, Aptychen, kalzitische Foraminiferen und verkieselte, zentimeterdicke Packstone-Schüttungen, bestehend aus rekristallisierten Radiolarien und Schwammnadeln, auf. Über diesen turbiditischen Mikriten folgen wiederum Brekzienlagen. Diese sind entlang der Weitenauer Straße und darunter aufgeschlossen. Das Profil unter der Weitenauer Straße beginnt mit grau-braunen, 10 cm bis 20 cm synsedimentär gerutschten Mikrit-

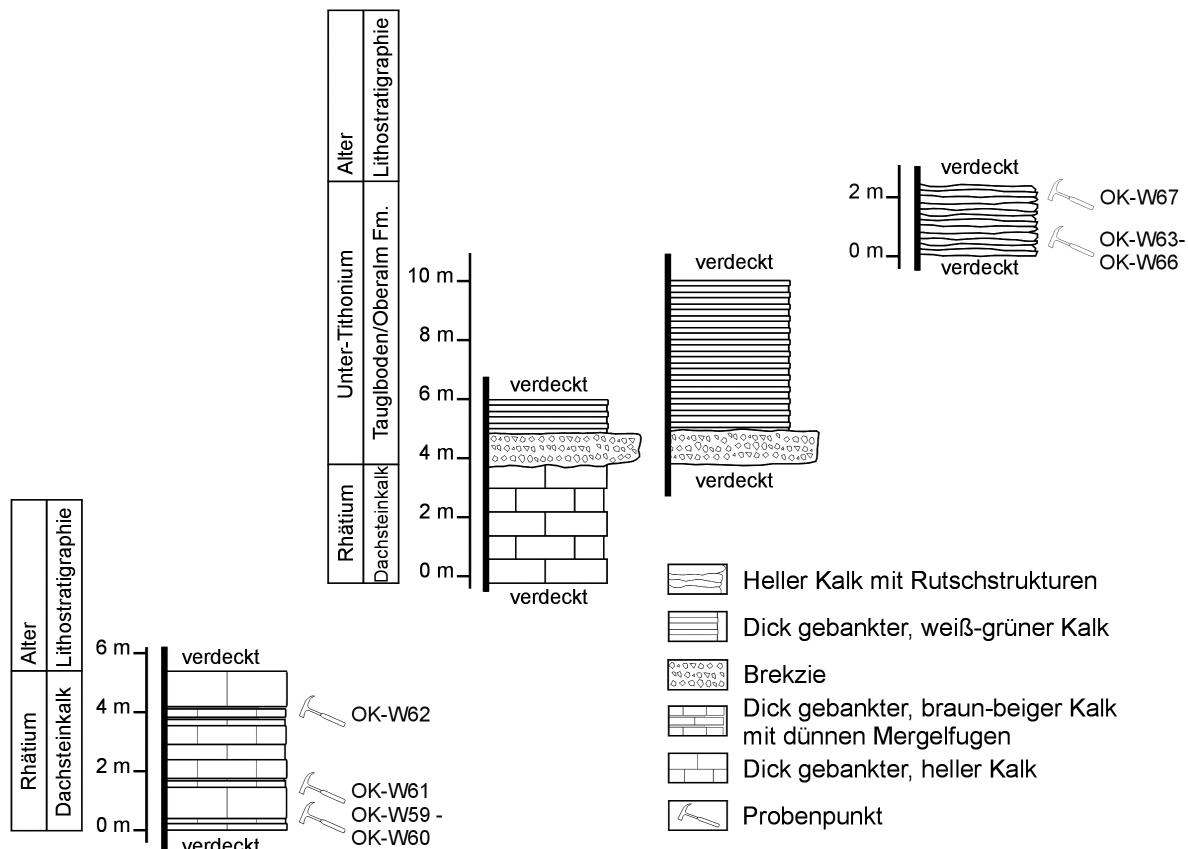
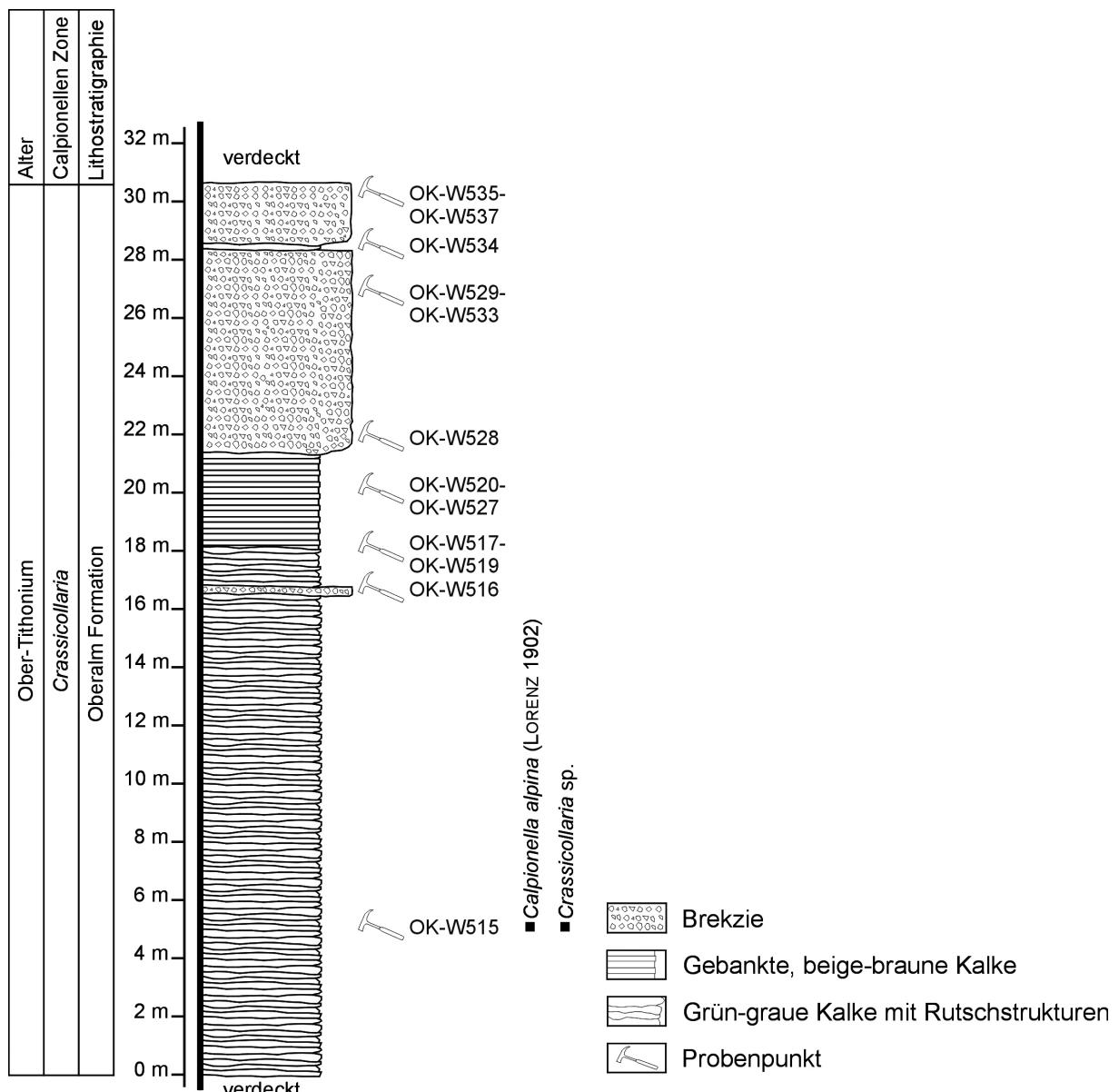


Abbildung 4.1.2.b: Profile an der Diskordanz Dachsteinkalk/Unter-Tithonium der basalen Entwicklung der östlichen und zentralen Weitenauer Schichtfolge.

paketen. Mikrofaziell handelt es sich um Radiolarien-Calzionellen-Wackestones mit wenigen Schwamnnadeln. Darüber sind matrixfreie, lithoklastische Brekzien eingeschaltet.

- Dachsteinkalkfazies
  - Grainstones mit Pellets, rekristallisierten Organismen (teilweise mikritumkrustet), mikritumkrustetem Sparitbruch
- Hangfazies (Ober-Jura)
  - Wacke- bis Packstones mit Sparitbruch, rekristallisierten Organismen, Crinoiden, Pellets
  - Partiell mikrosparitisch rekristallisierte Pellets-Packstones
- Beckenfazies (Ober-Jura)
  - Braun-graue Wackestones mit rekristallisierten Radiolarien, Schwamnnadeln
  - Verkieselte Schwamnnadel-Radiolarien-Packstones

Abbildung 4.1.2.c, Seite 23: Profil der obertithonenen Brekzienlagen („Oberalmer Basiskonglomerat“) und der Oberalm Formation unter der Weitenauer Straße.



Die in den Zwickeln der korngestützten Brekzie vorhandenen feinkörnigen, polymikten, lithoklastischen Bruchstücke und die braun-grauen, mergeligen Bestandteile sind ebenfalls als Komponenten aufzufassen. In den unter- und überlagernden Kalken (Oberalm Formation) dieser Brekzien vollzieht sich ein mikrofazieller Wandel, von den an der Basis auftretenden Radiolarien-Calpionellen-Kalken hin zu braun-grauen Wacke- bis Packstones mit Schwamnnadeln, Sparitbruch, Crinoiden, großteils rekristallisierten Radiolarien, dünnen Schalen, kleinen Ammoniten, Aptychen, sehr seltenen Foraminiferen und fraglichen Calpionellenresten. Zusätzlich ist eine auftretende Verkieselung der größeren, permeableren Schüttungen zu beobachten. Diese Fazies findet sich auch als lithoklastische Komponenten in den eingelagerten Brekzien wieder. Ab Profilmeter 18 (Abb. 4.1.2.c) ändert sich auch das makroskopische Erscheinungsbild der Gesteine hin zu 5 cm bis 20 cm gebankten Kalken. Darüber folgt eine mehrere Meter mächtige, komponentengestützte Brekzie aus eckigen Lithoklasten.

- Dachsteinkalkfazies (Rhätium, Norium?)
  - Gröbere, dichte Packstones mit Pellets, Mikritklasten, Sparitbruch, rekristallisierten Organismen, *Griphoporella curvata* (GÜMBEL 1872), *Diplopora* sp.,

*Thaumatoporella* sp., *Tetrataxis* sp., *Triasina hantkeni* (MAJZON 1954), Gastropoden, Echinodermen, mikrobiell inkrustierenden Organismen

- Feinkörnige Packstones mit Sparitbruch, rekristallisierten Organismenresten, dünnen Schalen, Echinodermen, Lenticulinen, *Triasina hantkeni* (MAJZON 1954)
  - Leicht rekristallisierte, dichte Packstones mit Sparitbruch, Organismenresten mit micritic envelopes, dünnen Schalen, Echinodermen, Lenticulinen, *Triasina hantkeni* (MAJZON 1954)
  - Sehr feinkörnige Wacke- bis Packstones mit Sparitbruch, Pellets, wenigen Foraminiferen, dünnen Schalen
  - Packstones mit Grainstone-Schüttungen, bestehend aus Mikritklasten, Pellets, Sparitbruch, rekristallisierten Organismen, teilweise mit micritic envelopes, Foraminiferen, *Triasina hantkeni* (MAJZON 1954)
  - Feinkörnige, grau-braune, rekristallisierte Mikrosparite mit Resten von Pellets
  - Feinkörnige, leicht rekristallisierte Wackestones mit wenigen Schalen, feinkörnigem Sparitbruch
  - Grobe Wackestones mit Gastropoden, Sparitbruch, rekristallisierten Organismen, dicken Schalenresten, Muschelschalen
- Distale Hang- bis Beckenfazies (Ober-Jura)
    - Partiell verkieselte, braun-graue Wackestones mit Schwamnnadeln, kalzitischen Foraminiferen, Sparitbruch, Crinoiden, Schalen, rekristallisierten Radiolarien

Das Profil entlang der Weitenauer Straße beginnt mit weiß-braunen bis grauen hemipelagischen Kalken, die als 10 cm bis 20 cm mächtige Pakete, als Zeugen synsedimentärer Rutschvorgänge, vorliegen. Sie bestehen aus Wacke- bis Packstones mit Radiolarien, Schwamnnadeln, Crinoiden, Sparitbruch, agglutinierenden sowie kalzitischen Foraminiferen und Calpionellen. Diese Kalke liegen unter einem Brekzienpaket, das entlang der Straße aufgeschlossen ist und sich bereits makroskopisch von jenem unter der Straße, durch das Auftreten von roten Lithoklasten, unterscheidet. Die Brekzie besteht in den unteren Bänken aus mehr oder weniger denselben Lithoklasten aus der Ober-Trias und dem Ober-Jura wie im Profil unter der Straße.

- Dachsteinkalkfazies (Rhätium, Norium?)
  - Grainstones mit umkrusteten Komponenten wie Pellets, Ooiden, Mikritklasten, Gapestone-Klasten, kalzitischen Foraminiferen, Algen
  - Dichte Packstones mit Pellets, Sparitbruch, rekristallisierten Organismen, Algenresten, Gastropoden, Foraminiferen wie *Lenticulina* sp., *Triasina hantkeni* (MAJZON, 1954), *Lithocodium*-Bindestones
  - Packstones mit Pellets, Sparitbruch, rekristallisierten Organismen, Algenresten, Gastropoden, Foraminiferen wie *Lenticulina* sp., *Triasina hantkeni* (MAJZON 1954), *Lithocodium*-Bindestones, Ooiden, Crinoiden
  - Grobkörnige Wacke- bis Packstones mit großen Schalen, Sparitbruch, Crinoiden, rekristallisierten Organismen
  - Feinkörnige Sparitbruch-Packstones mit wenigen Crinoiden, Pellets
  - Feinkörnig rekristallisierte Mikrosparite mit dünnen Schalen

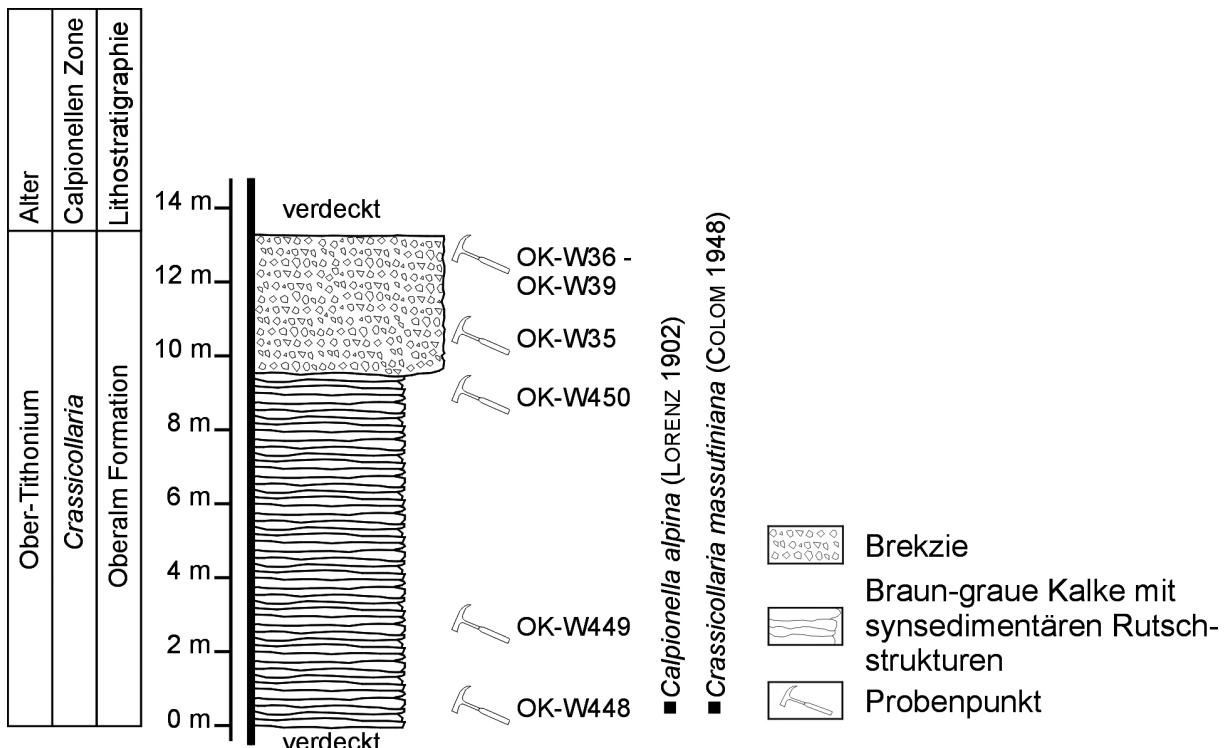


Abbildung 4.1.2.d: Profil der Brekzienlagen („Oberalmer Basiskonglomerat“) und der Oberalm Formation entlang der Weitenauer Straße.

- Distale Hang- bis Beckenfazies (Ober-Jura)
  - Verkieselte Schwamnnadel-Radiolarien-Packstones
  - Mergelige, bräunliche Schwamnnadel-Radiolarien Wacke- bis Packstones mit Sparitbruch, Crinoiden, Schalenresten
  - Graue, dichte Wacke- bis lockere Packstones mit Radiolarien, Schwammnadeln, Crinoiden, Aptychen, Sparitbruch
- Höherenergetische Fazies (Ober-Jura Karbonatplattform)
  - Packstones mit grauen, feinkörnigen Mikritklasten, Dasycladaceenresten, mihioliden Foraminiferen, *Mohlerina basiliensis* (MOHLER 1938)
- Lagunenfazies (Ober-Jura Karbonatplattform)
  - Wackestones mit umkrusteten Mikritklasten, *Trocholina* sp., Foraminiferen, Dasycladaceenresten
- Unzuordnbar
  - Rekristallisierte Crinoiden-Packstones

Zwischen den Lithoklasten treten vermehrt plastische, mergelige, rötliche Komponenten auf, welche die Porenräume zwischen den Gesteinsbruchstücken umfließen. Nach oben nehmen die Komponenten der Ober-Trias ab und das Gestein wird makroskopisch rötlicher. Die Matrix und die Komponenten der Lithoklasten sind fleckig mit rötelchem Eisen imprägniert und es können auch Übergänge zu den ebenfalls auf-

tretenden mergeligen, rötlich-braunen Klasten beobachtet werden. Diese entlang der Weitenauer Straße aufgeschlossenen Brekzienkörper enthalten zusätzlich folgende, mikrofaziell bestimmbare, Lithoklasten.

- Agatha Kalk (Kimmeridgium bis Unter-Tithonium)
  - Rötliche Wacke- bis Packstones mit rekristallisierten Organismenresten, Schalen, Crinoiden, kalzitischen Foraminiferen
  - Rötliche Wackestones mit Sparitbruch, Schwammnadeln, *Saccocoma* sp., Crinoiden, Radiolarien, dünnen Schalen, Protoglobigerinen, Aptychen
  - Crinoidenreiche Packstones mit Radiolarien, Schwammnadeln, dünnen Schalen, Sparitbruch, kleine Ammoniten, Gastropoden
  - Mergelige, rötliche Sparitbruch-Packstones
  - Rötliche, mergelige Schalen-Sparitbruch-Packstones mit Crinoiden, kalzitischen Foraminiferen

In einigen dieser Lithoklasten können gröbere Schüttungen (rekristallisierte Wackestones mit Mikritklasten und Crinoiden mit micritic envelopes) beobachtet werden.

- Beckenfazies (Ober-Jura)
  - Graue Radiolarien-Schwammnadel-Packstones mit Crinoiden
  - Rötlich-graue Packstones mit rekristallisierten Radiolarien

In einem isolierten Aufschluss nördlich der Kapelle (Abb. 4.1.2.e) sind, den Brekzien an der Weitenauer Straße vergleichbare, rötliche, komponentengestützte Brekzien erhalten. Sie beinhalten ebenfalls einen vergleichbaren Komponentenbestand. Hervorzuheben sind allerdings einige zusätzlich auftretenden Lithoklasten.

- Ober-Trias? (Kössen Formation?)
  - Packstones mit grobem Sparitbruch, Gastropoden
- Beckenfazies (Ober-Jura)
  - Leicht mergelige Schwammnadel-Radiolarien-Wackestones mit kalzitischen Foraminiferen, Ostracoden
  - Wackestones mit Filamenten, Radiolarien, Crinoiden, Holothurien, Aptychen
  - Grau-rötliche, leicht rekristallisierte Radiolarien-Packstones (Radiolarit)
- Agatha Kalk (Kimmeridgium bis Unter-Tithonium)
  - Packstones mit Radiolarien, Filamenten, kalzitischen Foraminiferen, Echinodermen, Protoglobigerinen
- Erodierter Unterlagerung der Brekzienbänke (Unter-/Ober-Tithonium)
  - Wacke- bis Packstones mit Radiolarien, Filamenten, Schwammnadeln, Aptychen, Echinodermen, kalzitischen Foraminiferen, Sparitbruch, Ammoniten

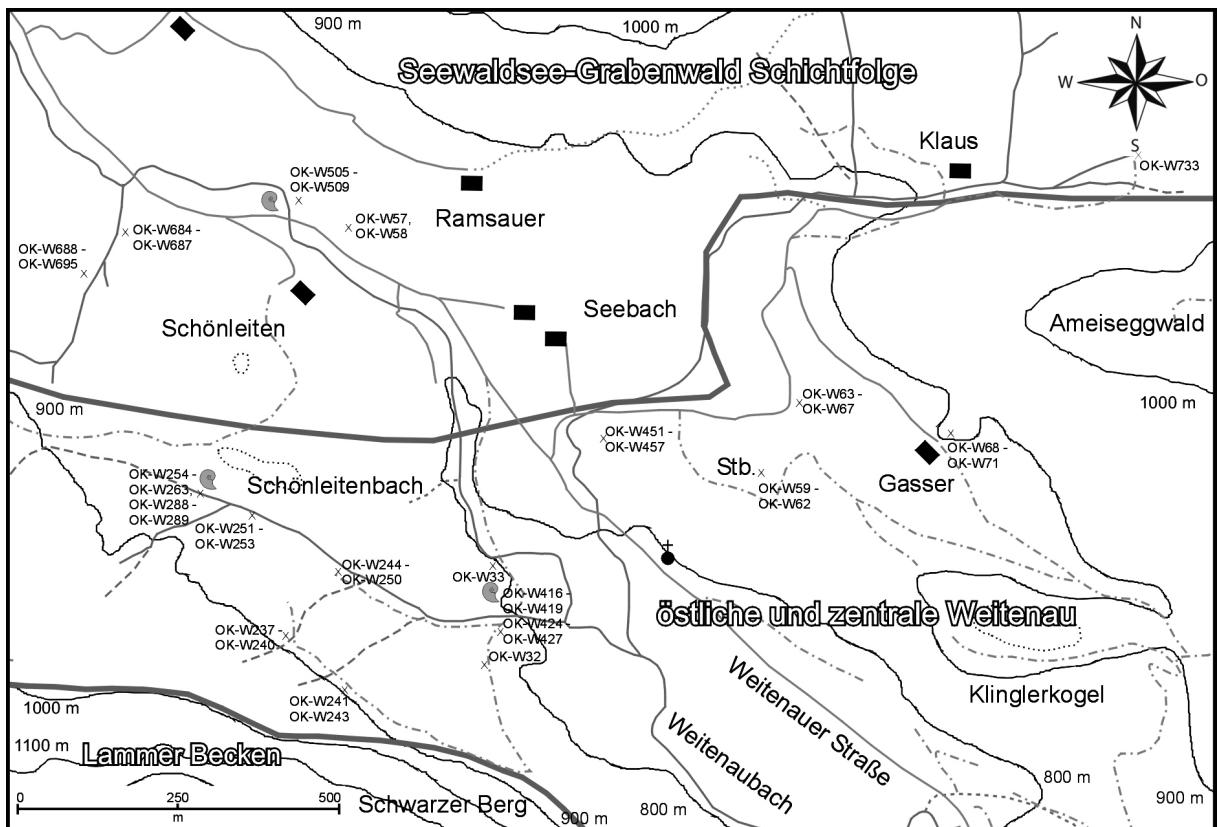


Abbildung 4.1.2.e: Geographische Übersicht und Probenlokationen in der zentralen Weitenau. Stb.: Steinbruch

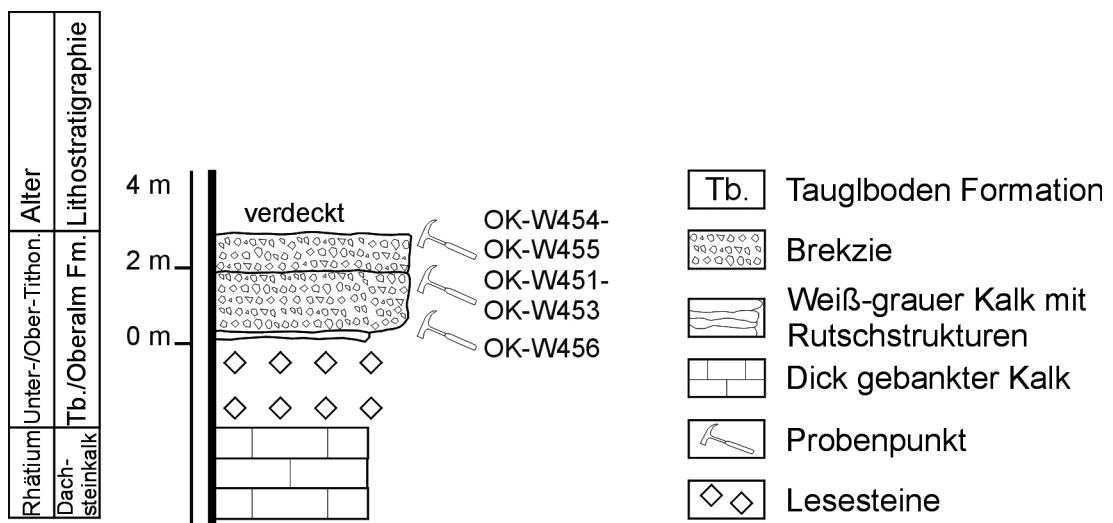


Abbildung 4.1.2.f: Brekzienlagen („Oberalm Basiskonglomerat“) innerhalb der Tauglboden/Oberalm Formation nördlich der Kapelle.

Die direkte Überlagerung über den Brekzien ist im darüber liegenden Wiesengelände nicht anzutreffen. Die Überlagerung der Brekzien in der östlichen Weitenau, wie z.B. grün-graue Mikrite mit synsedimentären Rutschstrukturen (Radiolarien-Wackestones mit Calpionellen), sind z.B. an der Kreuzung der Weitenauer Straße zu den Gehöften Kronreif und Wieser aufgeschlossen (Abb. 4.1.2.a, g).

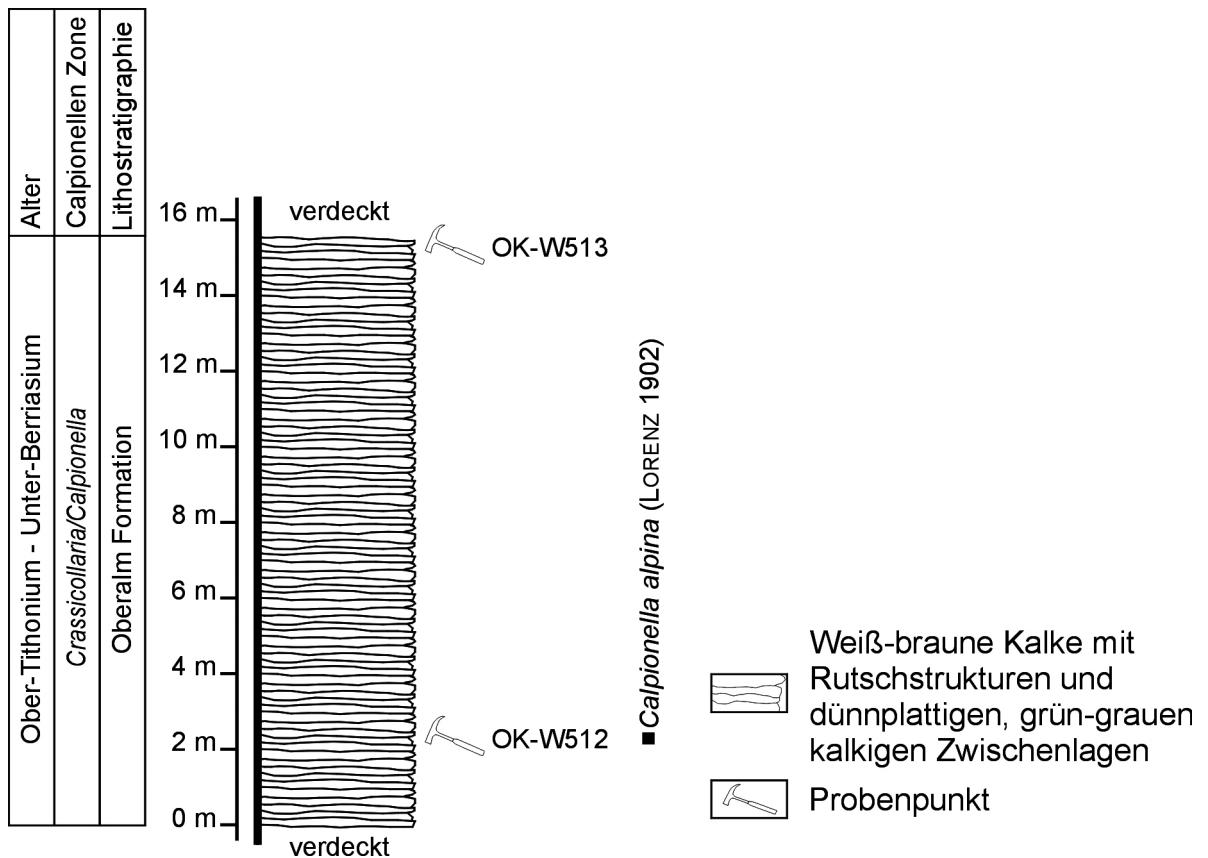


Abbildung 4.1.2.g: Überlagerung der Brekzienlagen durch die obertithone bis unterberriasische Oberalm Formation, Aufschluss bei der Abzweigung zu den Gehöften Kronreif und Kloiber.

Entlang der Weitenauer Straße, nordwestlich der Braunalm ist ebenfalls ein kurzes Teilstück der hangenden Sedimentgesteine aufgeschlossen (Abb. 4.1.2.h). Es handelt sich um gebankte, grünliche, mergelige Kalke (Radiolarien-Wacke- bis Packstones mit Sparitbruch, Schalen, Schwammmadeln, Calpionellen) mit dünnen Lagen bestehend aus Flachwasserturbiditen (Pellets-Mikritklasten-Sparitbruch-Packstones mit rekristallisierten Radiolarien, Crinoiden, Algenresten, Milioliden, Textularien, Lenticulinen). Zwischen den Kalkbänken liegen erste, Zentimeterdünne, grüne Mergellagen.

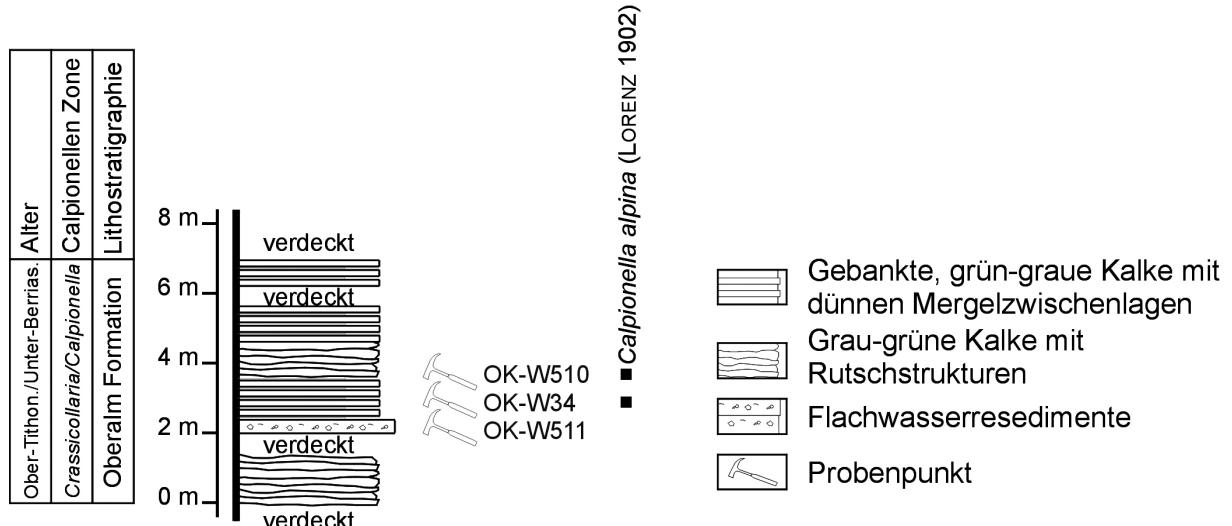


Abbildung 4.1.2.h: Hemipelagische Kalke mit Mergelzwischenlagen des Ober-Tithonium/Unter-Berriasi-um bei Aufschlusspunkt OK-W34.

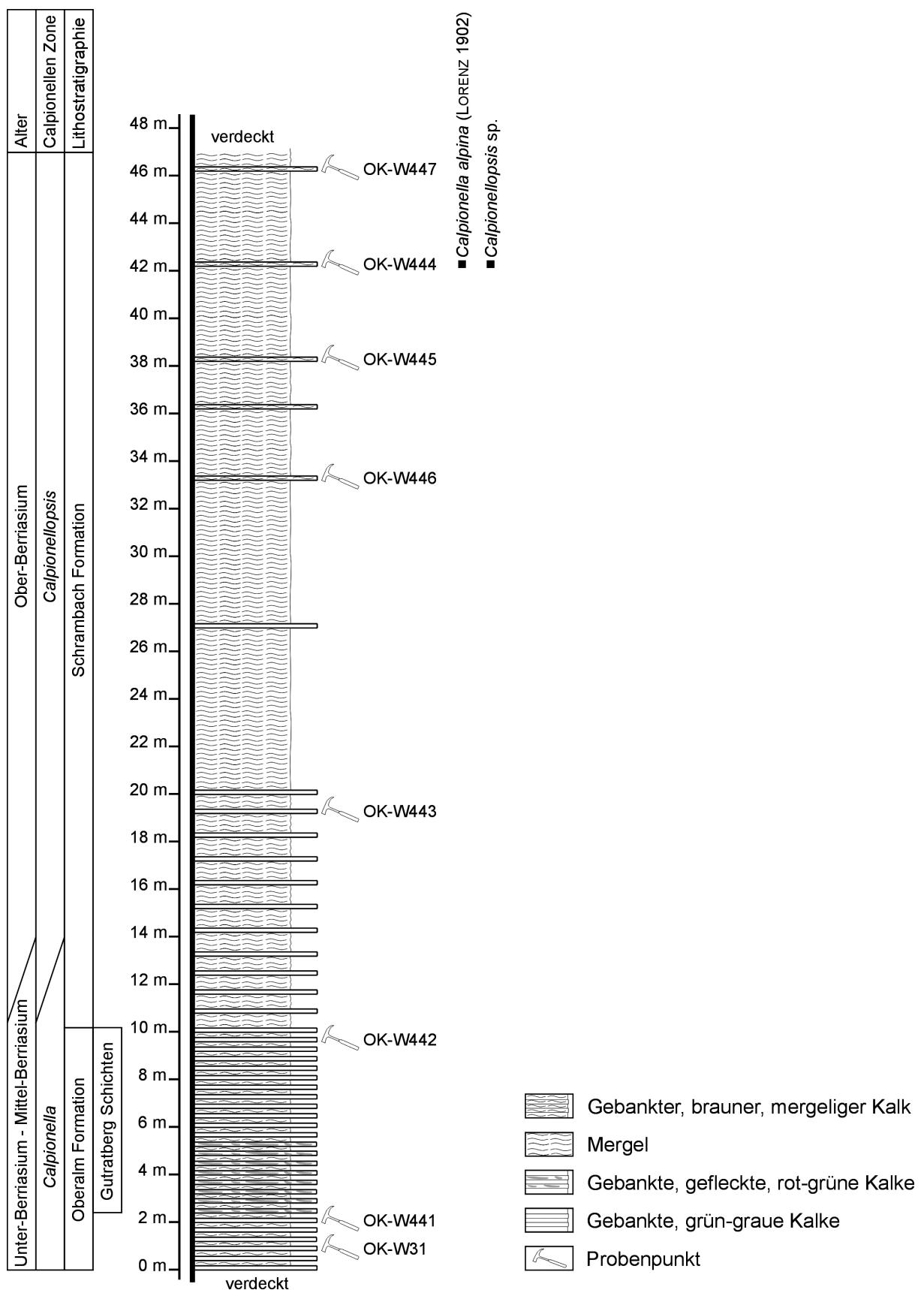


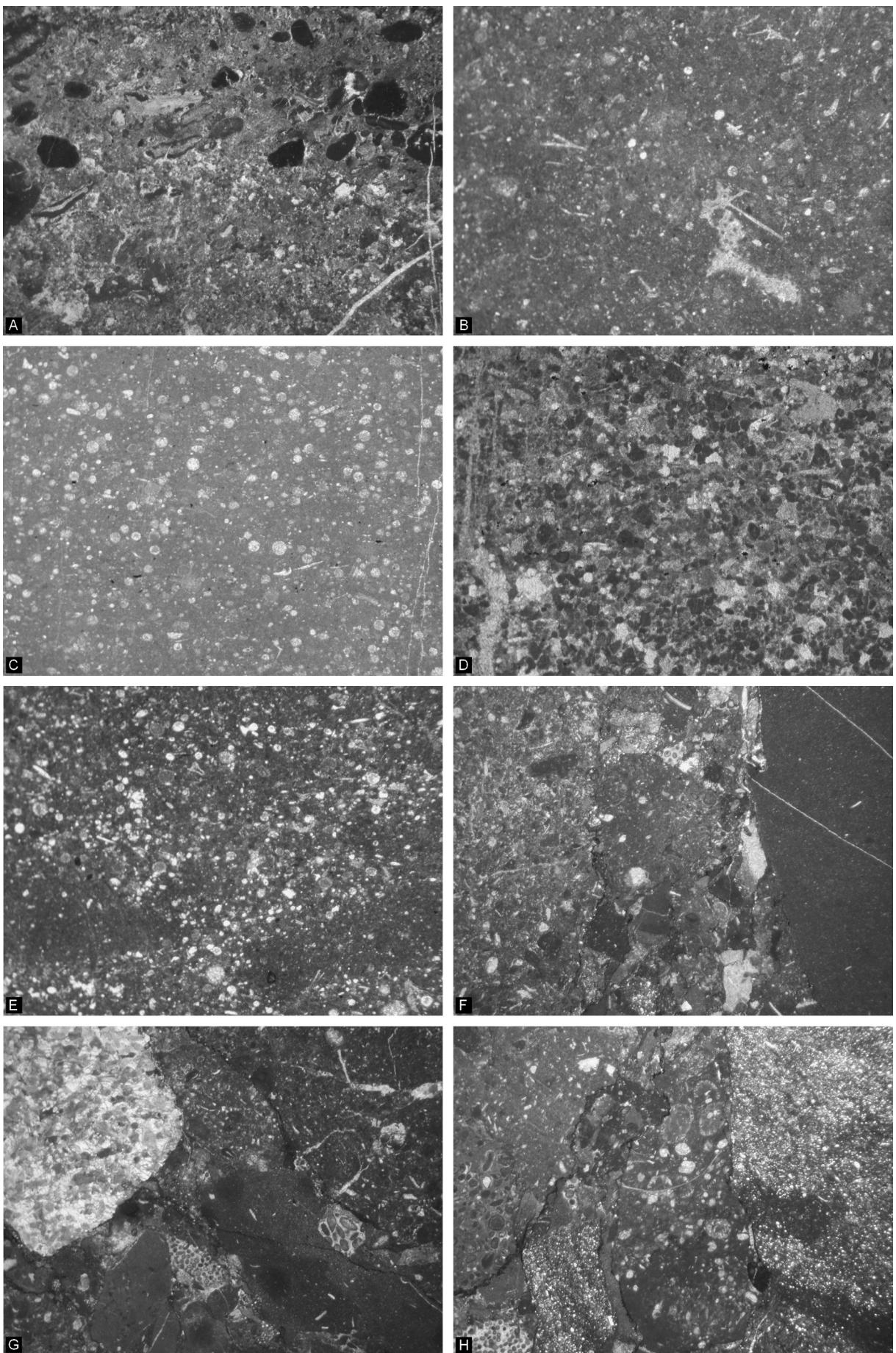
Abbildung 4.1.2.i: Übergang von der Oberalm Formation (inkl. Gutratberg Schichten) zur Schrambach Formation, Straßenaufschluss östliche Weitenau.

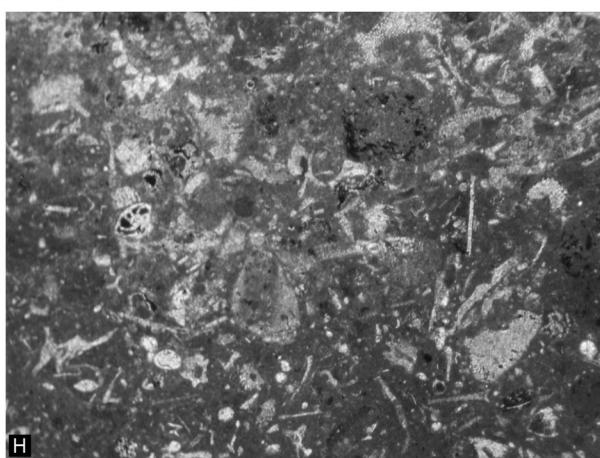
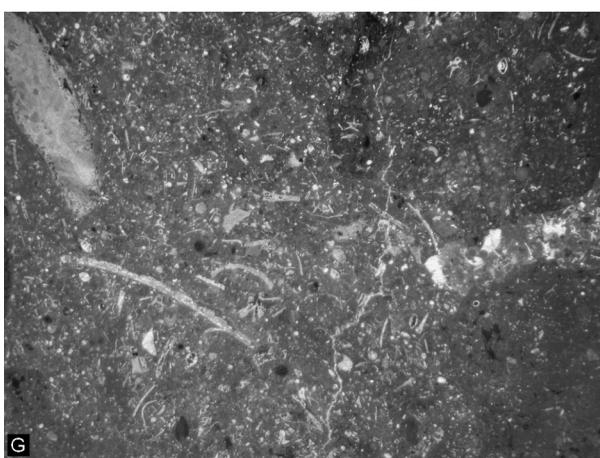
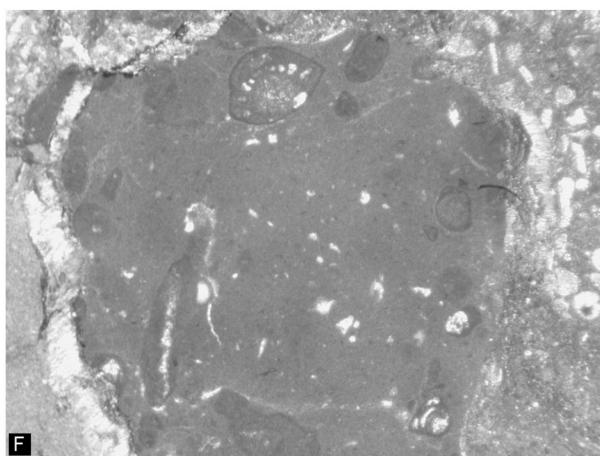
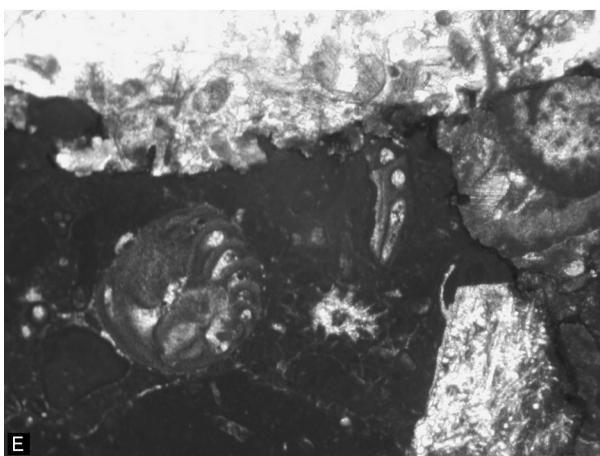
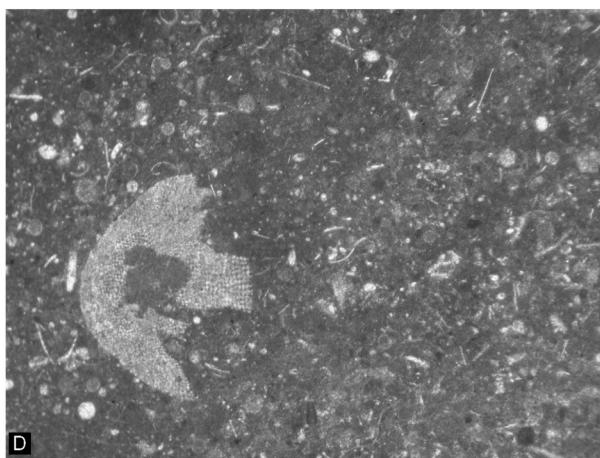
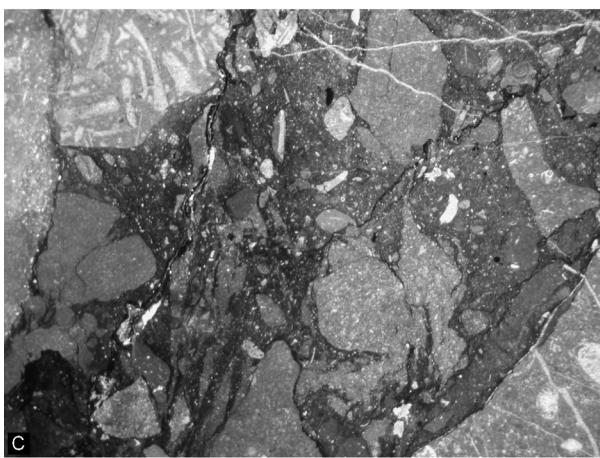
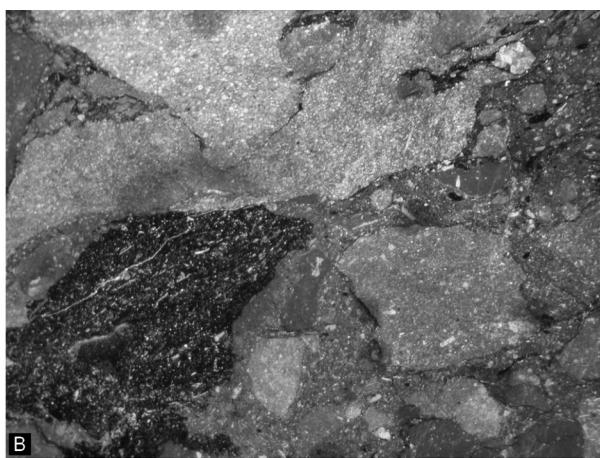
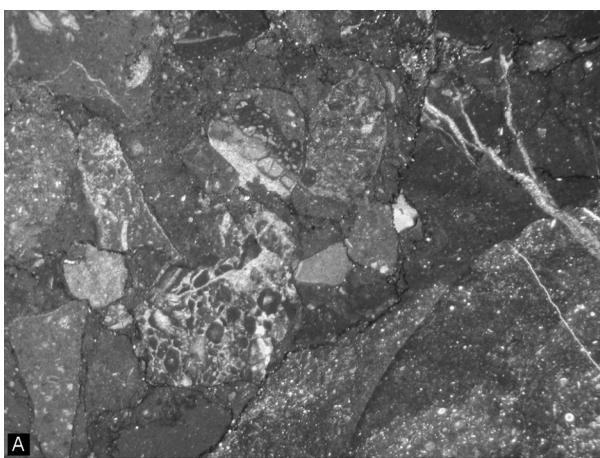
Die weitere Abfolge kann am östlichsten Straßenaufschluss der Weitenauer Straße und darunter, entlang des Weitenauer Baches, studiert werden. Durch die tektonische

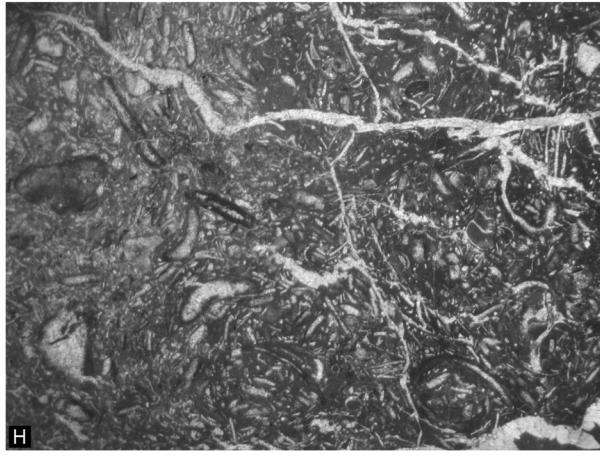
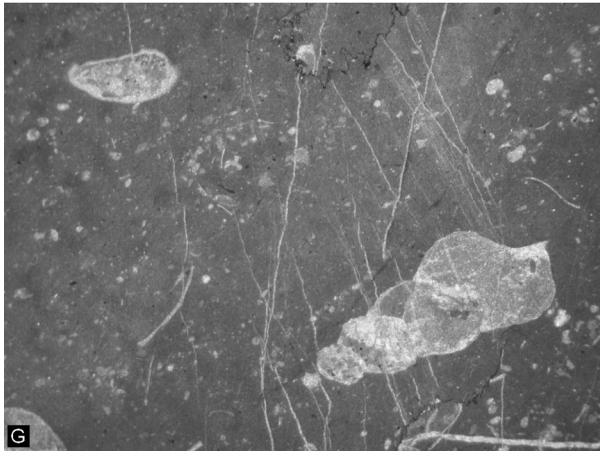
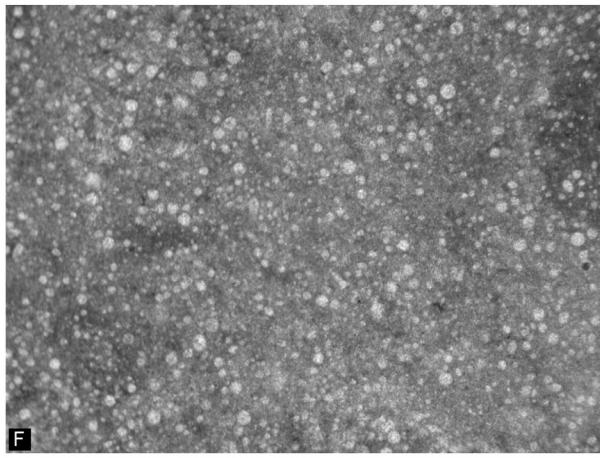
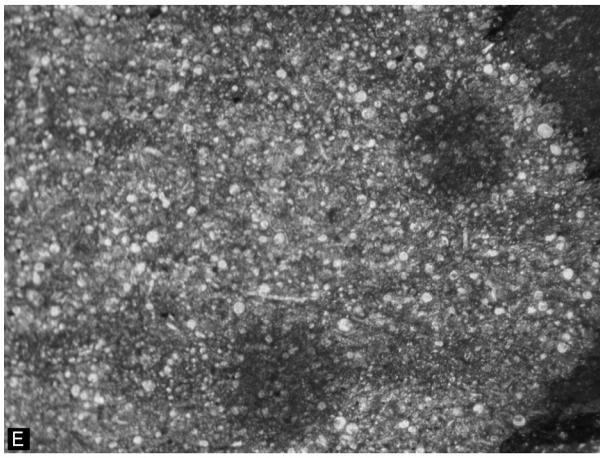
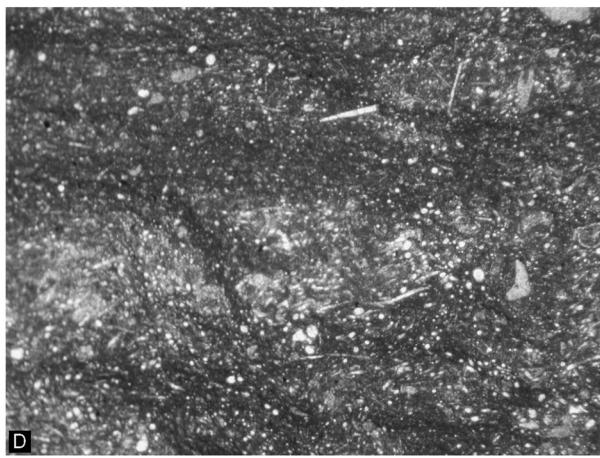
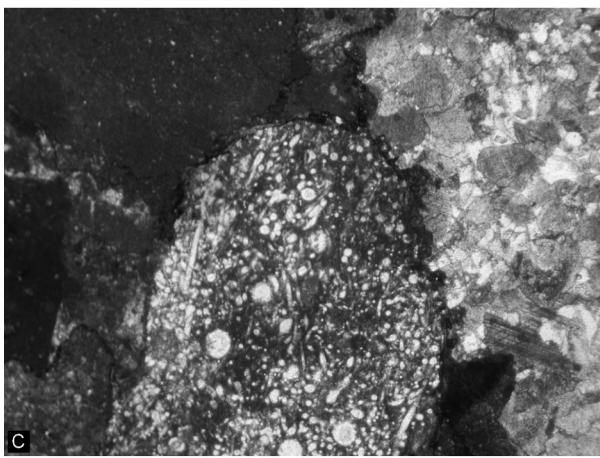
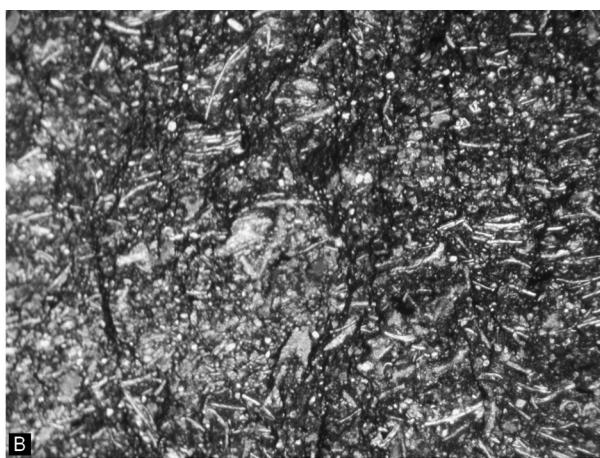
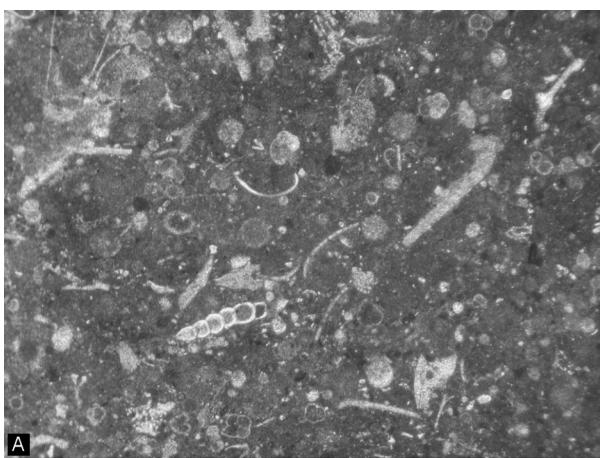
Auflagerung des rhätischen Dachsteinkalkes des Finsterstübenwaldes über den Profilen ist ein Großteil des Aufschlusses tektonisiert. Die gebankten, grünen-mergeligen Kalke mit dünnsschichtigen, rötlich-grünen bis grau-grünen Mergelzwischenlagen sind als Radiolarien-Wacke- bis Packstones anzusprechen, wobei nur untergeordnet Sparitbruch, Schwammnadeln, Calpionellen und Aptychen auftreten. Das aufgenommene Profil (Abb. 4.1.2.i) startet nach dem kleinen Graben und beginnt mit 10 cm bis 20 cm gebankten, grünen Kalken (mergelige Radiolarien-Packstones mit Schwammnadeln, Sparitbruch, Aptychen) mit grünen Mergellagen. Nach zwei Metern ändert sich die Färbung zu rötlich-grünen Mergeln und gebankten, rot-grün gefleckten Kalken (mergelige Radiolarien-Packstones mit Schwammnadeln, kalzitischen Foraminiferen, Sparitbruch, Crinoiden). Darüber folgen gebankte, grün-graue Kalke mit grün-grauen Mergelzwischenlagen (mergelige Radiolarien-Packstones mit Schwammnadeln). Zum Hangenden hin kann eine Zunahme der Mergelbänke hinsichtlich der Mächtigkeit der einzelnen Lagen und eine lithologische Änderung von reinen Kalkmergeln hin zu dünnblättrigen, grünen-braunen Mergeln mit feinsiltigem Anteil (leichte siliziklastische Kornvergrößerung) festgestellt werden. Die Häufigkeit der grün-grauen Kalkbänke nimmt dagegen ab. Ab etwa Profilmeter 33,5 (Abb. 4.1.2.i) sind in diese Mergel braune Kalkbänke eingeschaltet (braune, mergelige Wackestones mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln, Sparitbruch, Crinoiden, Schalen, oxidierten Pflanzenresten). In dieser Schliffserie kann sehr gut die Zunahme des feinkörnigen, braunen-mergeligen Sedimentes zu Ungunsten des Mikrites beobachtet werden. Unter dem Gehöft Wieser an der Weitenauer Straße (Abb. 4.1.2.a) können die hangenden Partien des oben beschriebenen Profiles (Zunahme des feinkörnigen, siliziklastischen Gehaltes in den Mergelbänken, Abnahme der gebankten, grün-grauen Kalke) ebenfalls beobachtet werden.

-----  
 Abbildung 4.1.2.j, Seite 31: Mikrofazies der triassischen Basis und der tithonen Überlagerung. A: Packstone mit Mikritklasten, Sparitbruch, mikritumkrusteten Crinoiden und karbonatischen Lithoklasten, rhätische lagunäre Dachsteinkalkfazies, OK-W59. B: Dichter Wackestone mit rekristallisierten Radiolarien, Crinoiden und Schalenresten, untertithone Beckenfazies, höhere, kalkige Tauglboden Formation, OK-W68. C: Locker gepackter Radiolarien-Packstone mit Schalenresten und Schwammnadeln, obertithone Oberalm Formation, OK-W510. D: Packstone mit Mikritklasten, Sparitbruch, Crinoiden und rekristallisierten Radiolarien, obertithone distale Hangfazies innerhalb der Oberalm Formation, OK-W511. E: Verkieselte Radiolarien-Packstone-Schüttungen mit Schwammnadeln, obertithone Oberalm Formation, OK-W523\_2. F: Lithoklastische Brekzie mit rhätischem lagunärem Dachsteinkalk mit rekristallisierten Foraminiferen (*Aulotortus* sp. und *Triasina hantkeni* (MAJZON 1954), sparitischen und verkieselten Lithoklasten und feinkörnigen Wackestones mit rekristallisierten Radiolarien, OK-W35\_3. G: Lithoklastische Brekzie mit rhätischem Dachsteinkalk in Ooidfazies, oberjurassischer, feinkörniger Beckenfazies, Crinoiden-Packstones und oberjurassischen Wackestones mit Sparitbruch und Lithoklasten, OK-W35\_7. H: Lithoklastische Brekzie mit verkieselten Radiolarien-Schwammnadel-Wackestones, Dachsteinkalk in Ooidfazies, Packstones mit rekristallisierten Foraminiferen wie *Aulotortus* sp. (lagunärer Dachsteinkalk), Schalenresten und Dasycladaceen (lagunärer rhätischer Dachsteinkalk), OK-W35\_8. Bildbreite: A, F bis H= 1,4 cm; B bis E= 0,5 cm.

Abbildung 4.1.2.k, Seite 32: Mikrofazies der Brekzienlagen innerhalb der Oberalm Formation. A: Lithoklastische, korngestützte Stylobrekzie mit Dachsteinkalkklasten, Beckenkarbonaten mit kleinen Lithoklasten und oberjurassischen, kieseligen Mergeln, W36\_6. B: Stylobrekzie mit verkieselten Radiolarien-Packstones, Sparitbruch-reichen Wackestones, dunklen Kieselmergeln und hemipelagischen Mikriten, W38\_3. C: Brekzie mit Fließstrukturen, weichen kieseligen Mergeln, Wackstones mit Schalenresten (Kössen Formation), lagunärem Dachsteinkalk mit rekristallisierten Foraminiferen und dunklen Säumen um die Lithoklasten, W36\_4. D: Dichte Wackestones mit Crinoiden, rekristallisierten Radiolarien und Filamenten bilden das Normalsediment, W452\_3. E: Höherenergetische Packstone-Fazies mit *Mohlerina basiliensis* (MOHLER 1938) und Mikritklasten, W35\_11. F: Lagunärer Wackestone der Plassen Formation mit *Trocholina involuta* (MANTSUROVA 1982) und diagenetischen Dolomitrhomboedern, W36\_7. G: Crinoidenreicher Packstone mit kalzitischen Foraminiferen, Agatha Kalk, W38\_1. H: Detailausschnitt aus einem Lithoklast des Agatha Kalkes, W38\_8. Bildbreite: A bis C, G= 1,4 cm; D bis F, H= 0,5 cm.







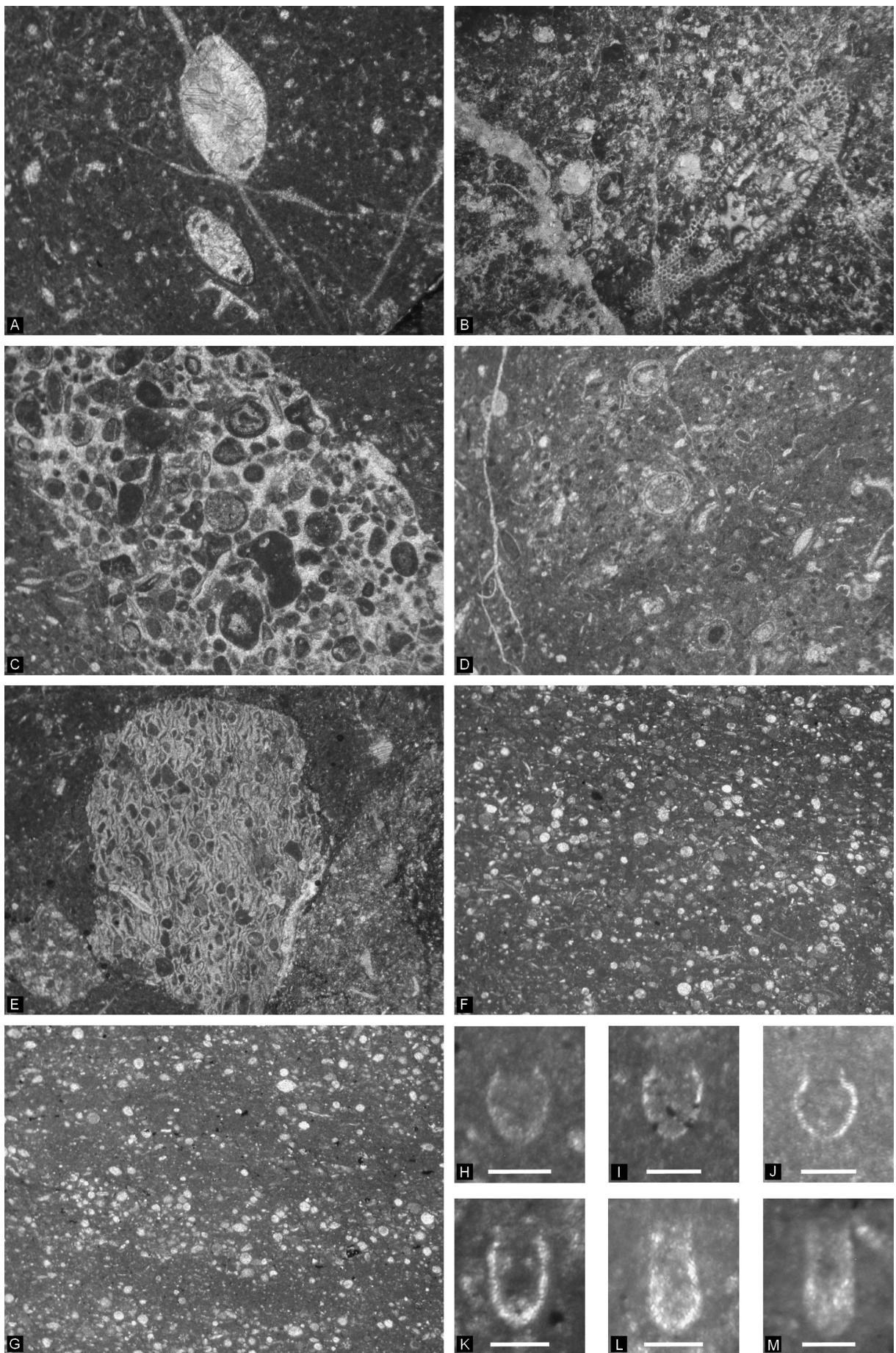


Abbildung 4.1.2.l, Seite 33: Detaillierte Ausschnitte der Mikrofaziestypen der Brekzienbänke. A: Lockerer Packstone des Agatha Kalkes mit Schalenresten, Crinoiden, elongaten kalzitischen Foraminiferen und Protoglobigerinen, OK-W452\_4. B: Mergeliger Crinoiden-Sparitbruch-Packstone mit Schalenresten, OK-W39\_2. C: Lithoklastische Brekzie mit Crinoiden-Packstone, Beckenmikriten und kieseligen Radiolarien-Schwammnadel-Packstones, W35\_7. D: Mergeliger, lockerer, kieseliger Packstone mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln, Crinoiden und Schalenresten, OK-W36\_1. E: Mergeliger Radiolarien-Packstone mit wenigen Schwammnadeln, OK-W38\_3. F: Kalkiger Radiolarien-Packstone, OK-W38\_1. G: Lagunärer Dachsteinkalk mit Schalenresten und Gastropoden, OK-W531\_1. H: Packstone mit Schalenresten, Kössen Formation, OK-W451\_2. Bildbreite: G, H= 1,4 cm; A bis F= 0,5 cm.

Abbildung 4.1.2.m, Seite 34: Ausgewählte Biogene und seltene Lithoklasten der Brekzienbänke. A: Lagunärer Dachsteinkalk mit *Aulotortus* sp., OK-W36\_2. B: Lagunärer Dachsteinkalk mit rekristallisierten Foraminiferen und *Griphoporella curvata* (GÜMBEL 1872), OK-W530\_1. C: Grobe Packstone-Schüttung mit *Triasina hantkeni* (MAJZON, 1954) in feinkörnigerem Packstone, lagunärer rhätischer Dachsteinkalk, OK-W528\_4. D: *Triasina hantkeni* (MAJZON 1954) mit rekristallisierten Foraminiferen und Schalenresten, lagunärer rhätischer Dachsteinkalk, OK-W528\_1. E: Lithoklastische Brekzie mit Ooidkalk (Obere Werfen bis basale Gutenstein Formation), OK-W518\_1. F: Mergeliger Radiolarien-Packstone mit Schalenresten, Oberalm Formation des Berriasium, OK-W441. G: Abnahme des kalkigen Anteiles und lagige, rekristallisierte Radiolarien-Schüttungen in den Mergeln, Schrambach Formation, OK-W241. H bis J: *Calpionella alpina* (LORENZ 1902), H: OK-W510, I: OK-W512, J: OK-W515. K: *Crassicollaria massutiniana* (COLOM 1948), OK-W448. L, M: *Calpionellopsis* sp., L: OK-W444\_1, M: OK-W444\_2. Bildbreite: B= 1, 4cm; C bis G= 0,5 cm; A= 0,25 cm. Maßstabsbalken: H bis M= 50 µm.

An der Nordflanke des Schwarzen Berges sind entlang einer neuen Forststraße ebenfalls die hangenden Partien der oben beschriebenen Profile aufgeschlossen (Abb. 4.1.2.b, n).

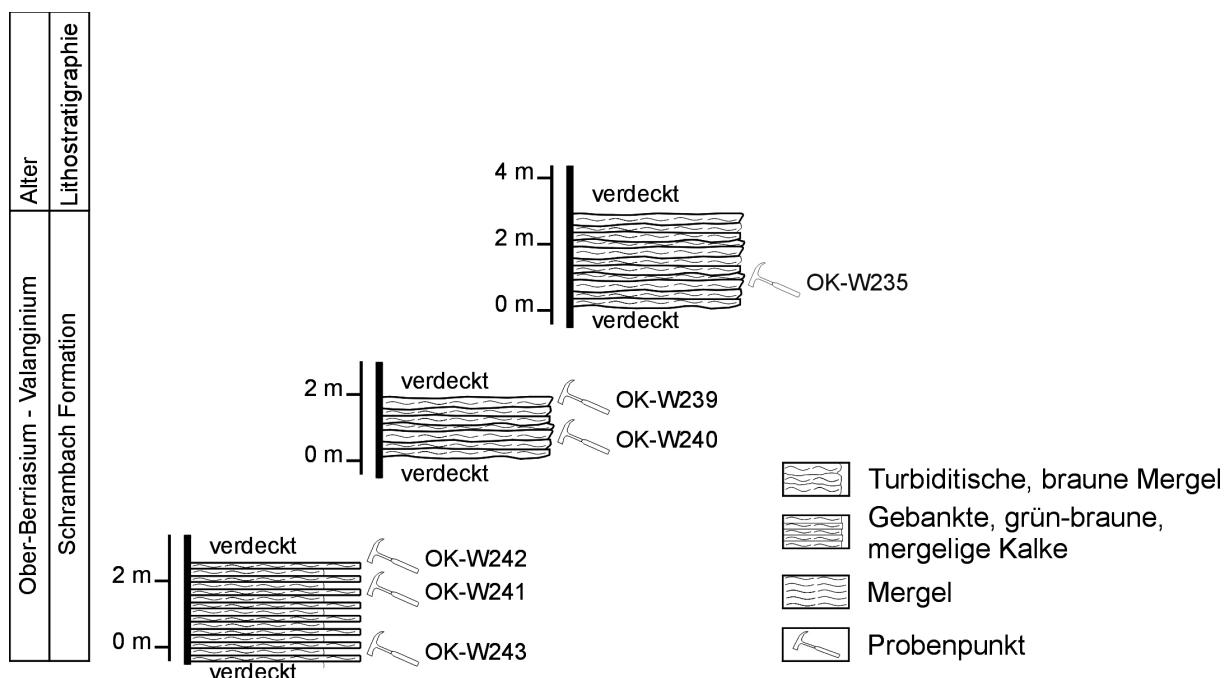


Abbildung 4.1.2.n: Die Profile entlang der Forststraße südlich des Schönleitengrabens zeigen den Übergang von mergeligen Kalken der turbiditischen Mergeln des Ober-Berriasium/Valanginium.

Die gebankten braunen Kalke und die zwischengeschalteten braunen, siltigen Mergel sind mikrofaziell mit jenen der östlichen Weitenau ident. Dieses Profil ist von Bedeutung, weil in den östlichen Bereichen die überlagernden Serien im Wiesengelände nicht anzutreffen sind, hier entlang der Forststraße, am Weitenaubach und im Schönleitengraben, aber teilweise aufgeschlossen sind. Zum Hangenden nimmt der kalkige Anteil weiter ab, es bleiben nur wenige rekristallisierte Radiolarien und Schwammnadeln in

den braunen, siltigen Mergeln über. Die siltigen Wackestones werden von Sparitbruch, Mikritklasten, Quarz und oxidierten Pflanzenresten dominiert. Diese feinkörnigen, siltigen Mergel wechseln im Zentimeter Maßstab mit dichteren Packstone-Lagen (Sparitbruch, Mikritklasten, Quarz, Crinoiden, oxidierte Pflanzenreste, wenige rekristallisierte Radiolarien, Schwammnadeln). Zum stratigraphisch Höheren hin wechseln diese beiden Mikrofaziestypen in den blättrigen, braun-grünen Mergeln mit leicht turbiditi-

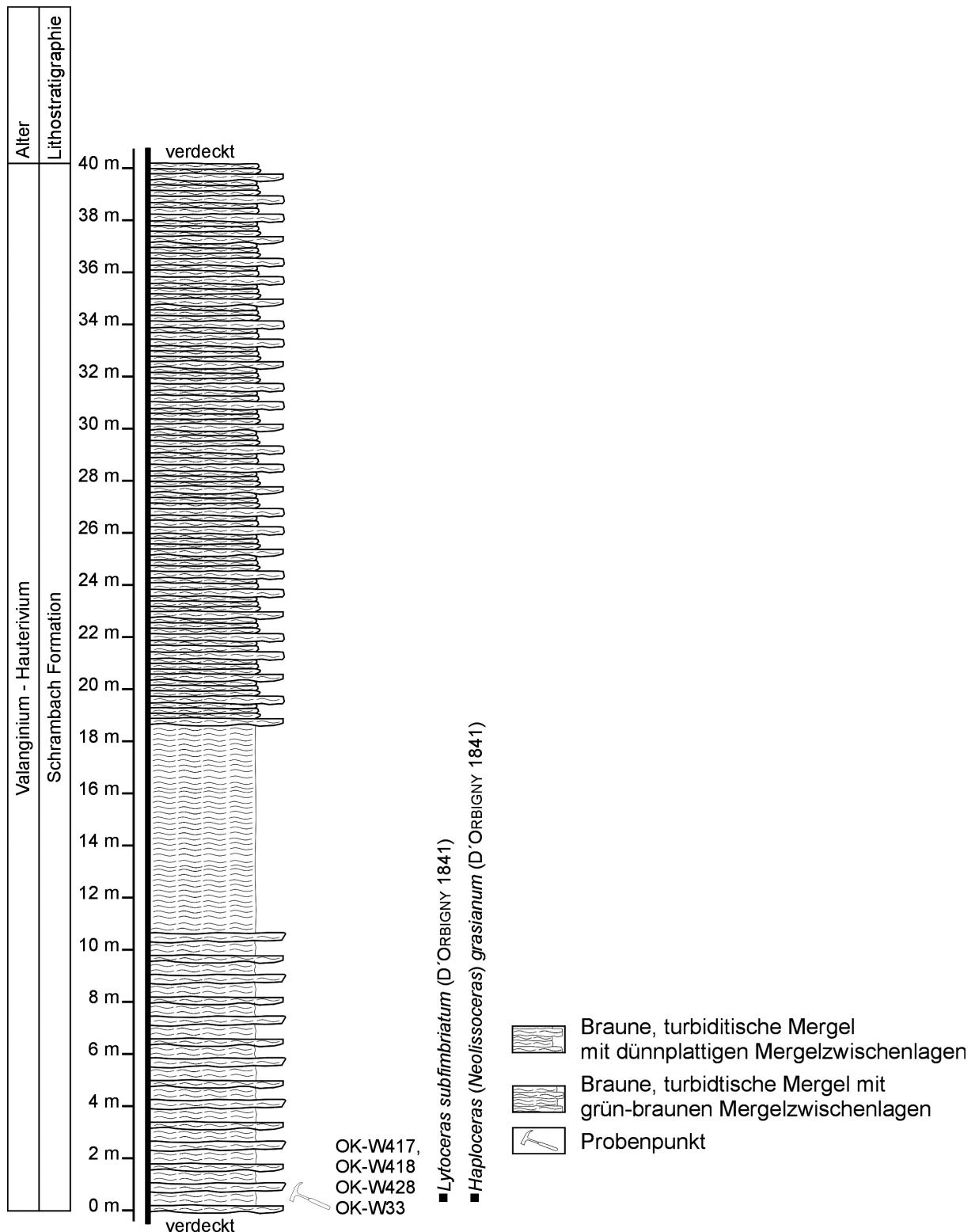


Abbildung 4.1.2.o: Profil mit dem Ammonitenfundpunkt in den turbiditischen Mergeln (Schrambach Formation) der zentralen Weitenau.

schem Charakter immer wieder im 10er cm Maßstab ab. Allerdings kann eine zunehmende Verkieselung (Zunahme der Schwammnadeln) zum Hangenden wahrgenommen werden (leicht kieselige, siltige, turbiditische, braune Mergel). Der Übergang von den braunen Mergeln zu den Kieselmergeln kann auch im südlich anschließenden Hang, am Straßenende der südlich dem Schönleitenbach gelegenen Forststraße und am Oberlauf des Kertererbaches nachgewiesen werden. Es handelt sich um dünnplattige, turbiditische, braune Mergel. Mikrofaziell sind sie als mergelige, siltige Wackestones, mit Sparitbruch, Mikritklasten, Quarz und oxidierten Pflanzenresten zu definieren. Dazwischen sind immer wieder dichtere, kieseliger Packstones mit demselben mikrofaziellen Inhalt anzutreffen. Am Aufschlusspunkt OK-W33 (Abb. 4.1.2.e, o) konnten einige Ammoniten aufgesammelt werden.

Der zunehmende kieselige Anteil in den Mergeln ist im Schönleitengraben aufgeschlossen. An der Basis treten dünnplattige, braune, kieselige Mergel in Wechsellaagerung mit 10 cm gebankten, turbiditischen, kieselig-kalkigen Mergeln (Wacke- und Packstones mit Schwammnadeln, wenigen rekristallisierten Radiolarien, Sparitbruch, Mikritklasten, oxidierten Pflanzenresten) auf.

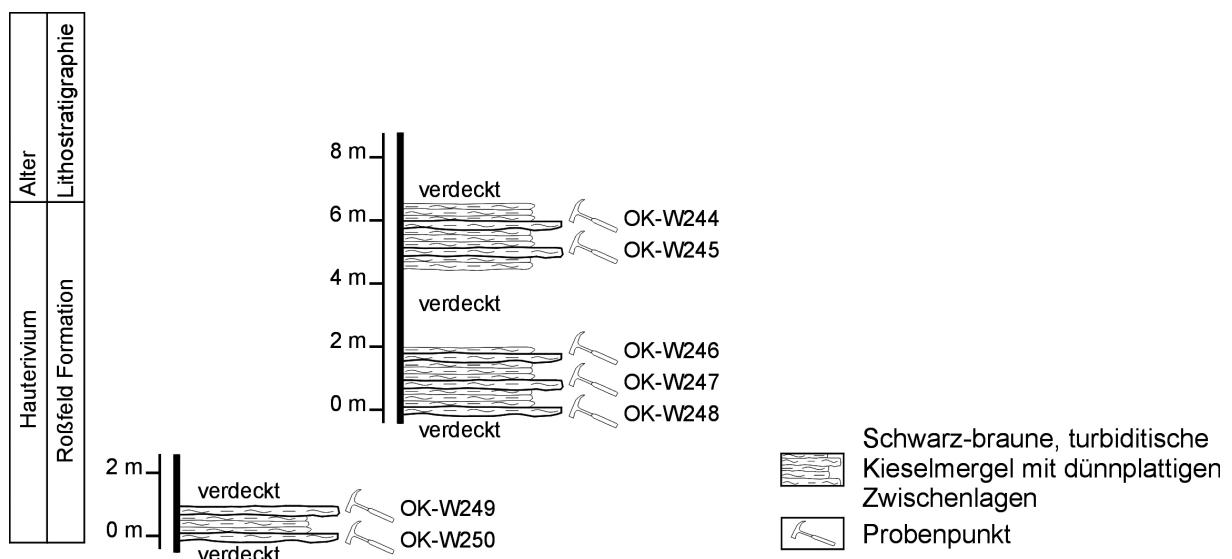


Abbildung 4.1.2.p: Kieselmergel der Roßfeld Formation. Profil an der Basis der Schönleitenbach Abfolge.

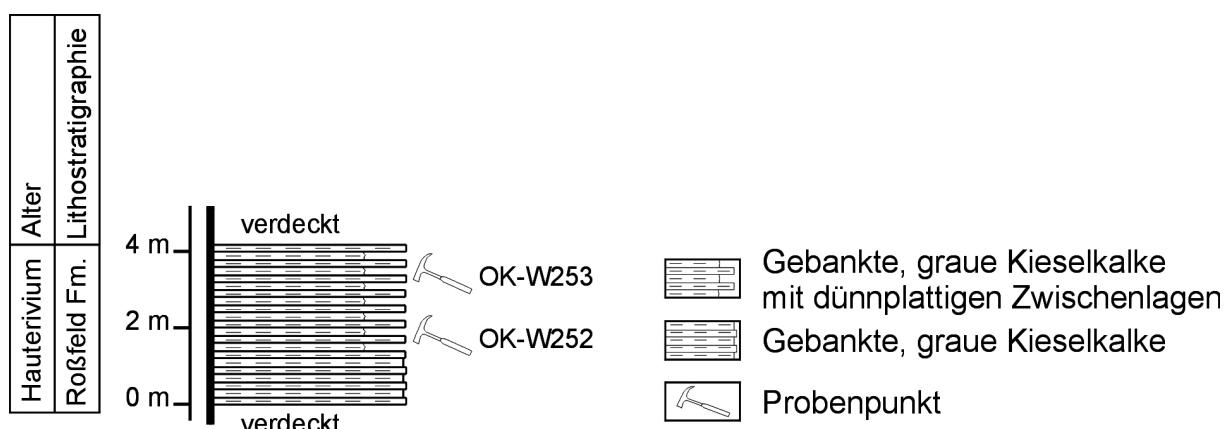


Abbildung 4.1.2.q: Die Kieselkalke im mittleren Abschnitt des Schönleitenbaches gehen kontinuierlich aus den Kieselmergeln hervor.

Diese kieseligen Mergel entwickeln sich bachaufwärts hin zu grauen, gebankten, mergelig-kieseligen Kalken mit kieselig-mergeligen Zwischenlagen. Mikrofaziell ändert sich in den Gesteinen bis auf das Hinzutreten von Crinoiden nicht viel. In diese 10 cm bis 20 cm gebankten, grauen Kieselkalke sind dichte, verkieselte Packstones, die aus Schwammnadeln, rekristallisierten Radiolarien, Sparitbruch, Mikritklasten, Schalen- und Crinoidenresten zusammengesetzt sind, eingelagert. Im oberen Teil des Bachlaufes sind in diese Kieselkalke Crinoiden-Packstones und lithoklastische Crinoiden-turbidite eingeschaltet. Die korngestützten, dicht gepackten Komponenten können in Bio- und Lithoklasten eingeteilt werden.

Bioklasten:

- Kalzitische Schwämme und deren Reste, rekristallisierte Gerüstbildner
- Agglutinierende Foraminiferen (Einbau von Körnern in Siltkorngröße), kalzitische Foraminiferen, *Charentia cuvillieri* (NEUMANN 1965)
- Crinoiden mit kalzitischen Säumen oder angebohrt und mit Mikrit verfüllt bzw. umhüllt oder glaukonitisiert
- Bryozoen, Seigelstacheln, *Carpathocancer* sp.

Karbonate (Ober-Jura bis Unter-Berriasium):

- Lagunenfazies
  - Wackestones mit *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967)
  - Wackestones mit Foraminiferen, Dasycladaceenresten
  - Wackestones mit Dasycladaceenresten und *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI 1922)
- Beckenfazies
  - Wackestones mit *Calpionella alpina* (LORENZ 1902) (Oberalm Formation)

Karbonate (unzuordnenbar):

- Wackestones mit Sparitbruch, rekristallisierten Organismen
- Wackestones mit grauer rekristallisierter Matrix, Mikritklasten (mit micritic envelopes)
- Dichte Mikritklasten-Packstones
- Packstones mit Crinoiden, Sparitbruch und Mikritklasten (alle mit micritic envelopes)
- Gerüstbildnerreste in feinkörniger, dunkler Matrix mit Sparitbruch und kleinen Echinodermenresten
- Dunkle, pyritisierte Mikrite
- *Lithocodium*-Bindstones
- Mikritklasten, Sparitbruch

Gemischt karbonatisch siliziklastische Gesteine:

- Mergelige Packstones mit feinkörnigem Sparitbruch, Mikritklasten, Crinoidenresten

- Hellbraune, mergelige Wackestones mit feinkörnigem Sparitbruch, dunkelgrünem Glaukonit

Kieselsedimentgesteine:

- verkieselte Schwammnadel-Radiolarien-Packstones
- helle, mikrokristalline Kieselsedimentgesteine

Detritäre Körner:

- Subangularer Quarz
- Hellgrüner Glaukonit

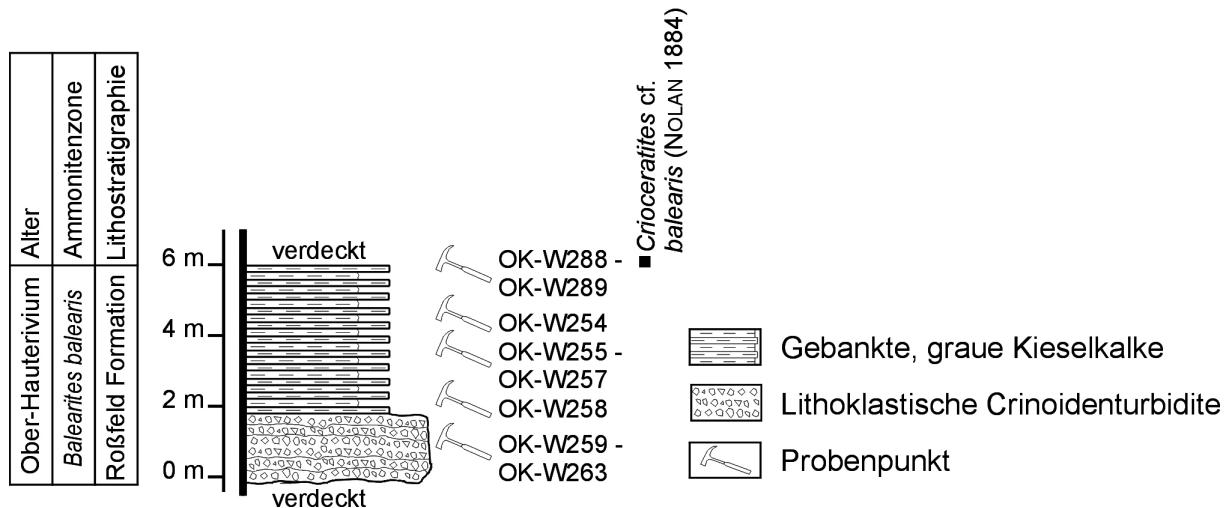
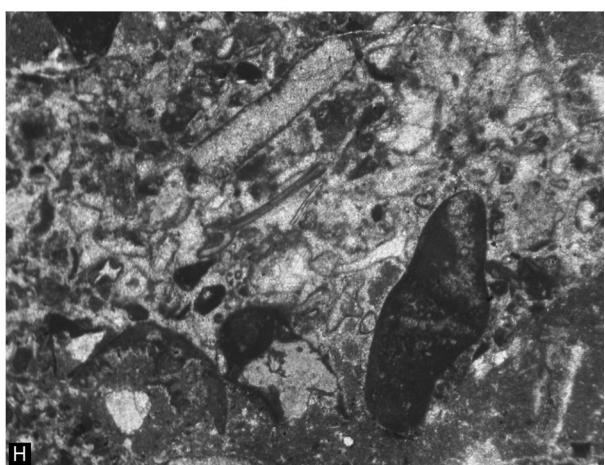
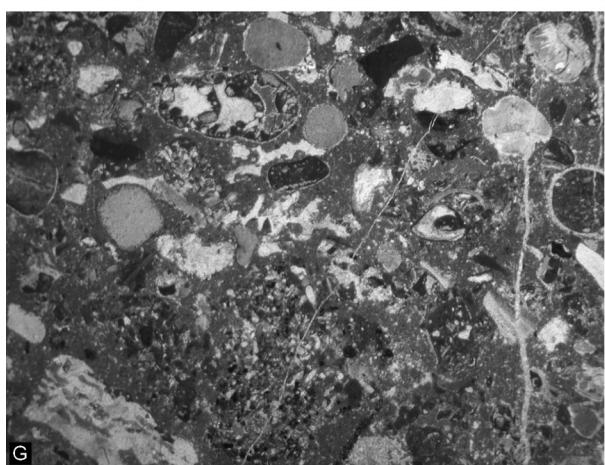
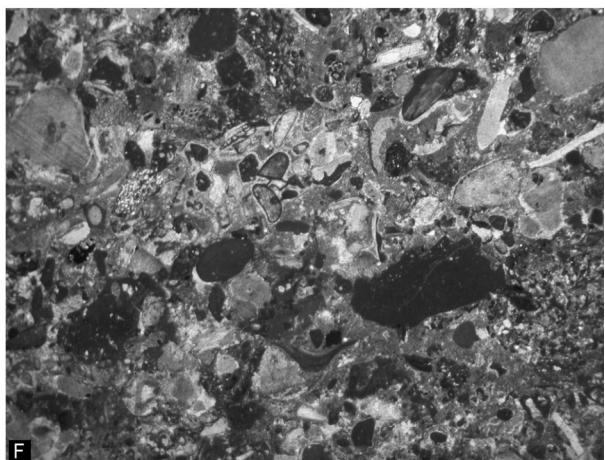
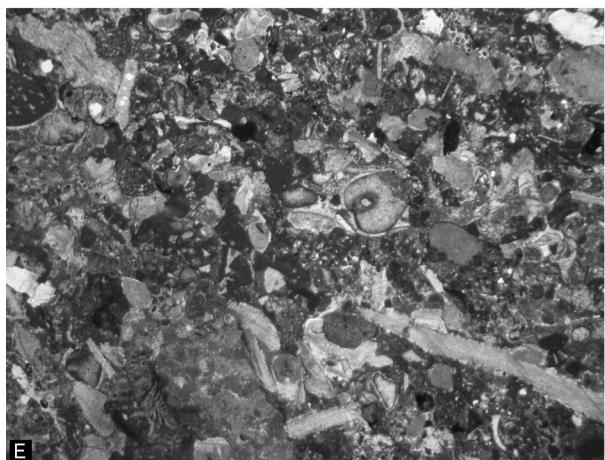
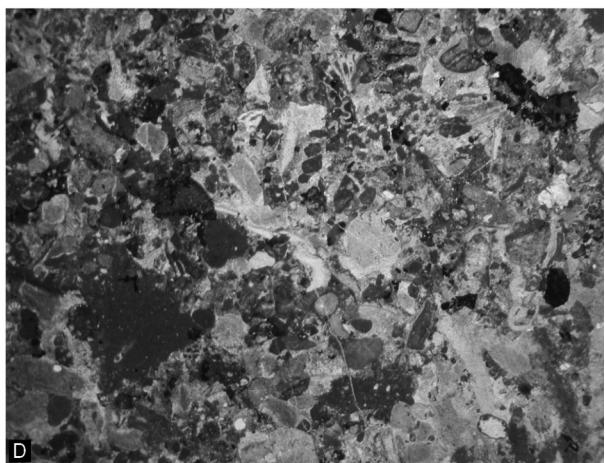
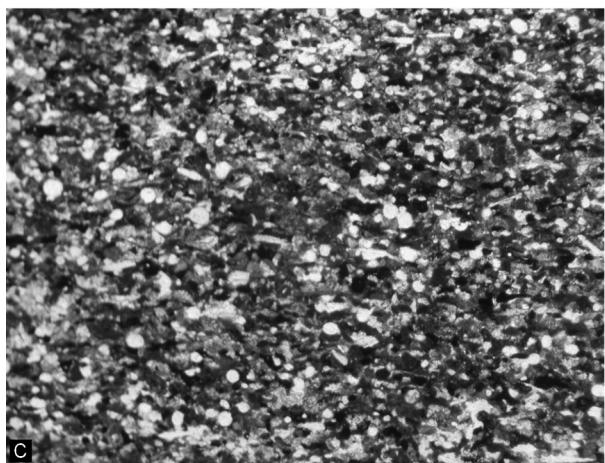
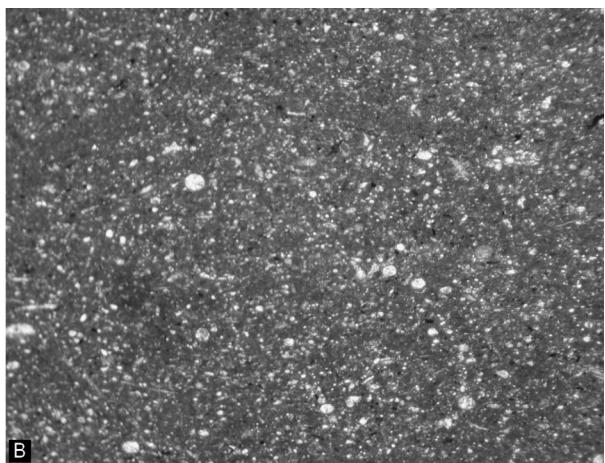
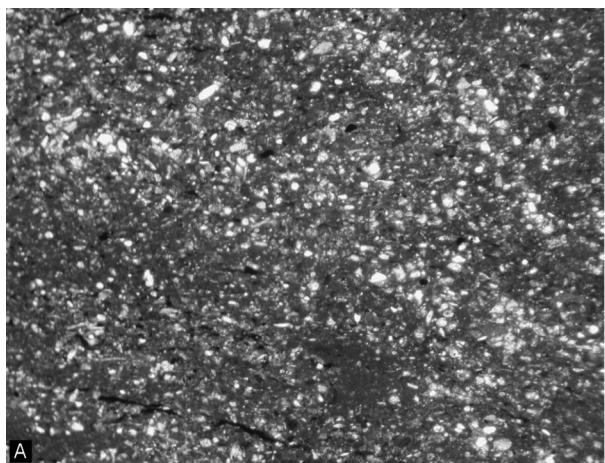


Abbildung 4.1.2.r: Lithoklastische Crinoidenturbidite, eingelagert in die Kieselkalke des Ober-Hauterivium.

Über den Crinidenturbiditen folgen gebankte, verkieselte, dichte Packstones mit Sparitbruch, Mikritklasten, Crinoiden, flaschengrünem Glaukonit, subangularem Quarz, Schalenresten und oxidierten Pflanzenresten. Die überlagernden Kieselkalke sind mikrofaziell mit jenen der Unterlagerung, bis auf das vermehrte Auftreten von Crinoiden und Sparitbruch, ident. Aus dem hangenden Teil des Profiles stammt ein aufgesammelter Ammonit (Abb. 4.1.2.r).

Abbildung 4.1.2.s, Seite 40: Mikrofazies der Schrambach Formation (A) und der Roßfeld Formation (B-H) in der zentralen Weitenau. A: Siltiger Mergel mit rekristallisierten Radiolarien, Quarz, detritären Körnern, Schalenresten, Mikritklasten und Pflanzenresten, OK-W33. B: Feinkörniger, kieseliger Wackestone mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln und Schalenresten, OK-W246\_2. C: Kieseliger Packstone mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln, Mikritklasten und Sparitbruch, OK-W253. D: Crinidenturbidit mit verschiedenen mikritischen Lithoklasten und sparitischen, rekristallisierten Bioklasten, OK-W259\_1. E: Etwas feinkörniger, crinoidenreicher Packstone mit verschiedenen Bioklasten wie Gerüstbildnern, kalzitischen Schwämmen und Schalenresten, OK-W260\_1. F: Unsortierter Crinidenturbidit mit mikritischen Lithoklasten, Foraminiferen, Schalenresten, umkrusteten Sparitresten und Quarz. G: Matrixreicher Packstone mit Crinoiden, Bryozoen, agglutinierenden Foraminiferen, Schalenresten, rekristallisierten Gerüstbildern und Lithoklasten wie feinkörnigen Packstones mit Crinoiden, Mikritklasten, Sparitbruch, Schwammnadeln und rekristallisierten Radiolarien, OK-W263\_1. H: Auschnitt aus kalzitementierter Lage mit *Carpathocancer* sp., mikritumkrustetem Sparitbruch, mikritumkrusteten Crinoiden und rekristallisierten, teilweise mikritumkrusteten Gerüstbildnern, OK-W263\_1. Bildbreite: D bis G= 1,4 cm; A bis C, H= 0,5 cm.



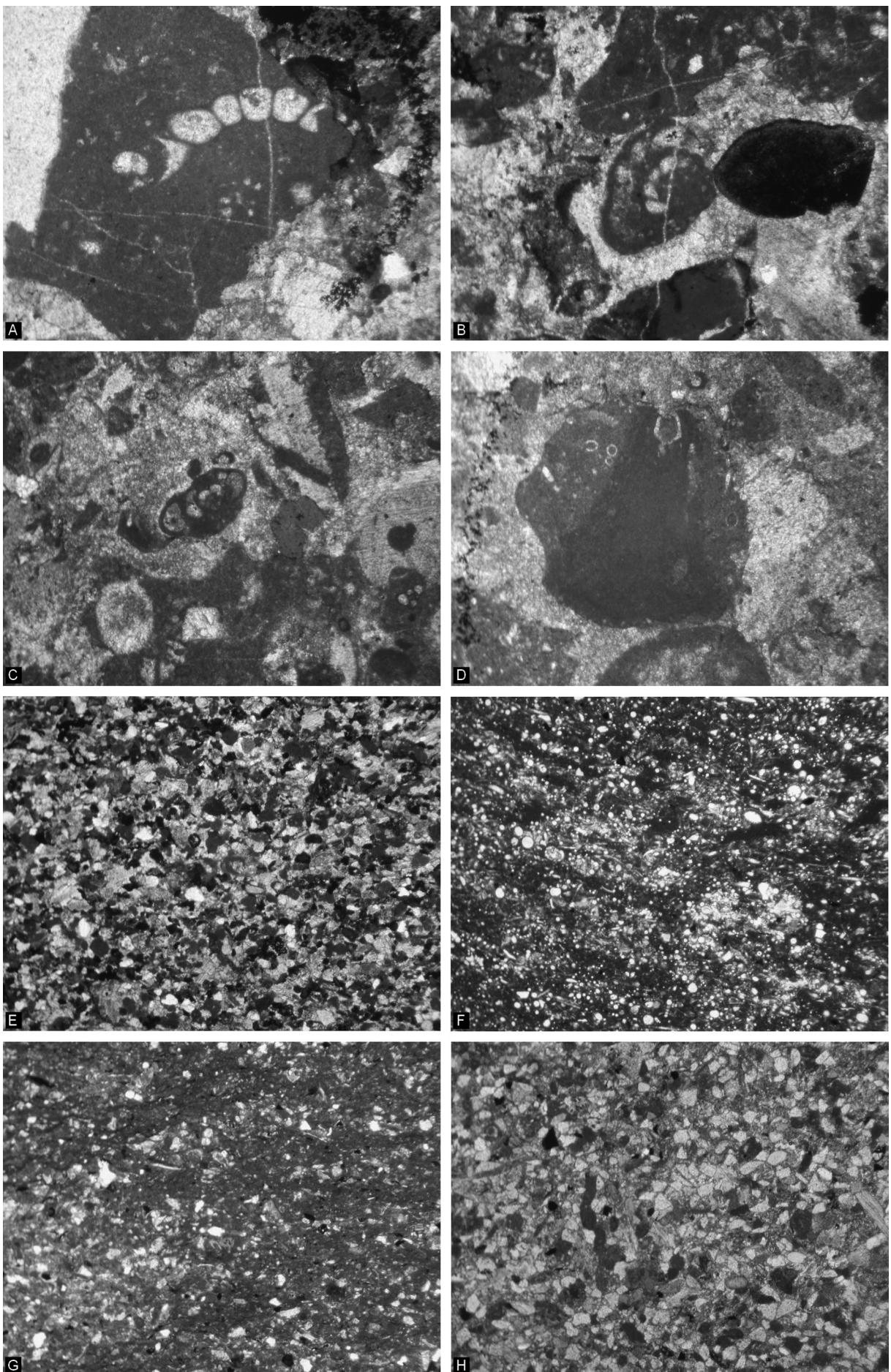


Abbildung 4.1.2.t, Seite 41: Detailauschnitte der crinoidenreichen Turbidite im Schönleitengraben (A bis D). E bis H zeigen die mikrofazielle Entwicklung der Roßfeld Formation bis an die Basis der Roßfeld Konglomerate. A: Lagunärer Lithoklast der Plassen Formation mit *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967), OK-W259\_1. B: Schräger Äquatorialschnitt von *Charentia cuvillieri* (NEUMANN 1965), OK-W259\_3. C: Querschnitt von *Charentia cuvillieri* (NEUMANN 1965), OK-W262\_1. D: Mikrit der Oberalm Formation mit *Calpionella alpina* (LORENZ 1902), OK-W261\_1. E: Verkieselter Packstone mit Mikritklasten, Sparitbruch, Crinoiden, rekristallisierten Radiolarien und detritären Körnern, OK-W257. F: Verkieselter Packstone mit rekristallisierten Radiolarien und Schwammnadeln in brauner, mergeliger Matrix, OK-W558. G: Mergeliger, kieseliger Wackestone mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln, Crinoiden, Mikritklasten, Schalenresten, Quarz und Pflanzenresten, OK-W96. H: Siliziklastischer Packstone mit Quarz, detritären Körnern, Crinoiden, Sparitbruch und Mikritklasten, OK-W78. Bildbreite: E bis H= 0,5 cm; A bis D= 0,25 cm.

Überlagert werden die Crinidenturbidite und kieseligen Gesteine des Schönleitenbaches, im Gebiet von der Aubaueralm bis südlich Bachbauer, von braun-schwarzen Kieselmergeln und Kieselkalken. In diese Abfolge sind bereits grobsiltige bis feinsandige Packstone-Schüttungen zwischengelagert. An den Aufschlusspunkten OK-W95 und OK-W80 (Abb. 4.1.2.u) erfolgt der Übergang von den Kieselmergeln bzw. Kieselkalken zu den darüber folgenden feinsandigen, siliziklastischen Packstones. Einge-lagert in diese Kieselmergel und den feinsandigen, siliziklastisch beeinflussten Bänken liegen im Bereich zwischen Hundskar, Aubaueralm und Bachbauer lithoklastische Konglomeratlagen, grobsandige lithoklastische Arenite und mergelige Grobsiltsteine.

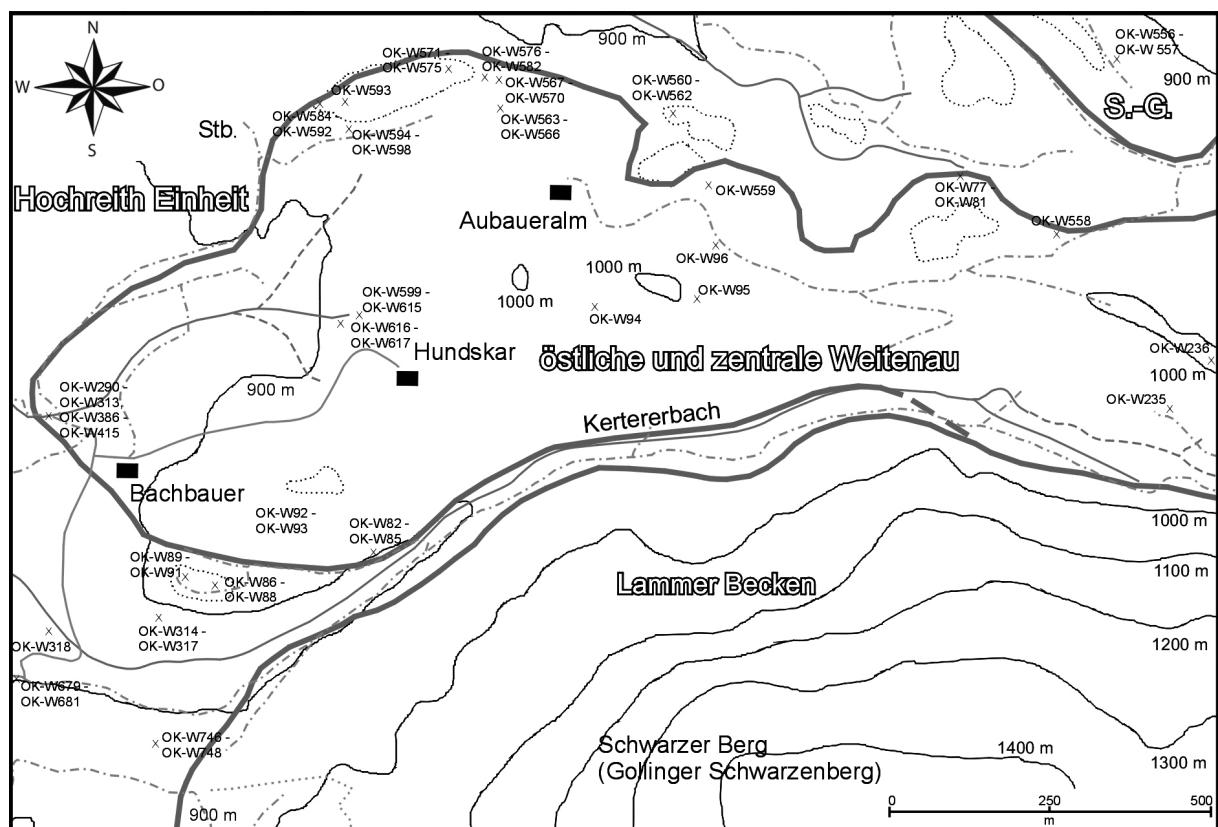


Abbildung 4.1.2.u: Geographische Übersicht und Probenlokationen zwischen Aubaueralm, Hundskar und Bachbauer. S.-G.: Seewaldsee-Grabewald Schichtfolge.

Ein Teil der grobklastischen Abfolge ist nördlich Bachbauer aufgeschlossen (Abb. 4.1.2.v, w). Entlang des Straßeneinschnittes liegen an der Basis des Profiles matrix-gestützte, grobkiesige Konglomerate. Die braun-graue, kieselige, feinsandige Matrix der mud-flows weiß synsedimentäre Verfaltung und diagenetische, kalkig-kiesel-

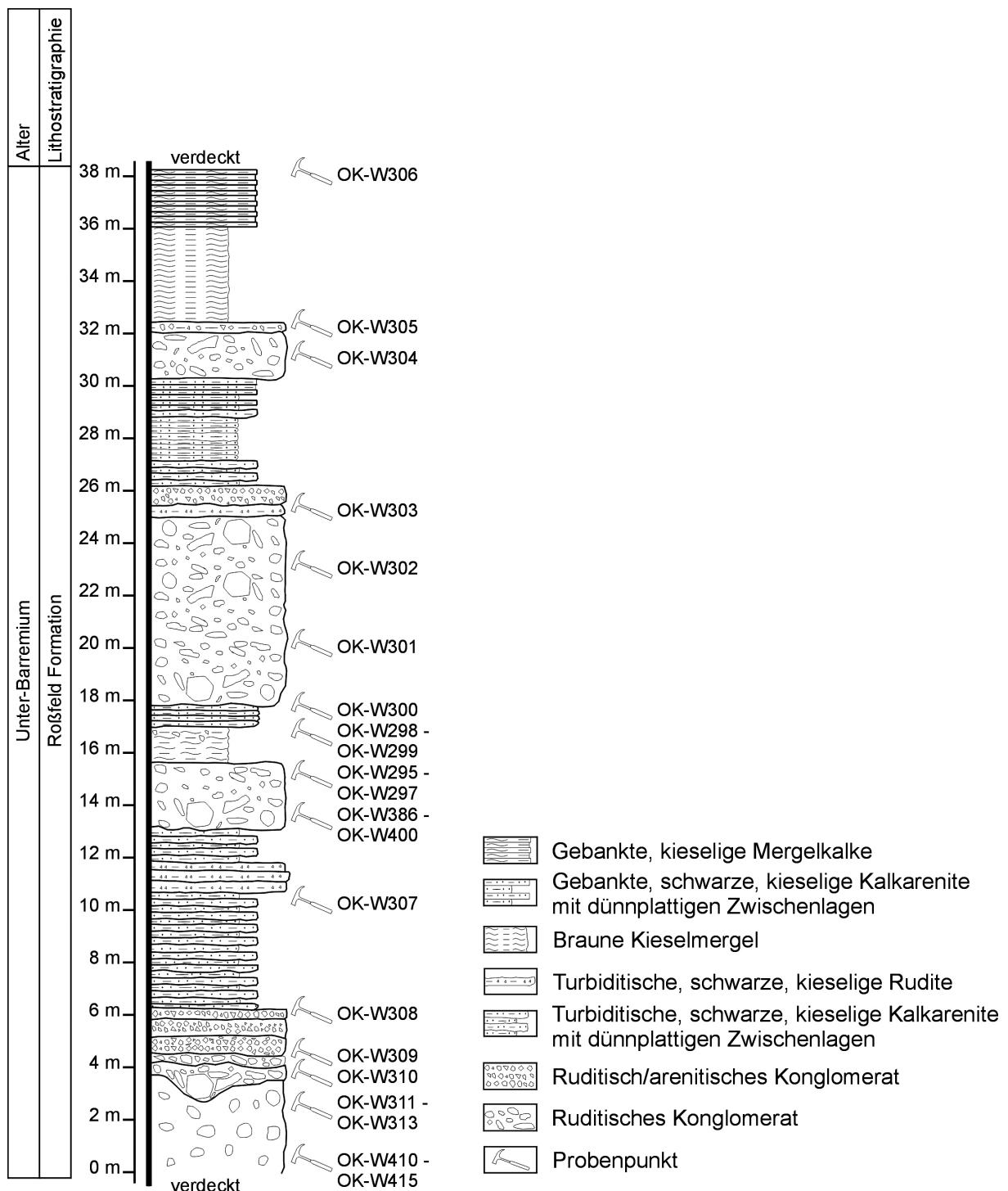


Abbildung 4.1.2.v: Profil durch die konglomeratische Roßfeld Formation an der linken Straßenseite nördlich Bachbauer.

ge Konkretionen auf. Mit erosiver Basalfläche überlagern lithoklastische, feinkiesige-Rudite und sandige Arenite die Grobklastika. Zum Hangenden hin werden sie von schwarzen, feinsandigen Areniten überlagert. In diese 20 cm bis 30 cm gebankten Arenite sind dünnplattige bis geschichtete, feindsandige Lagen eingeschaltet. Darüber liegen mit erosiver Basisfläche erneut kiesige Konglomerate mit einer grünlichen, tonig, mergeligen Matrix. Hangend folgen wieder gröbere, turbiditische Rudite und Arenite. Es kommt im weiteren Verlauf des Profiles zu einer mehrfachen Wiederholung der Ablagerungssequenz mit grobkiesigen Konglomeraten an der Basis, turbiditischen Ruditen und sandigen Areniten sowie turbiditischen feinsandigen Areniten mit dünnplattigen

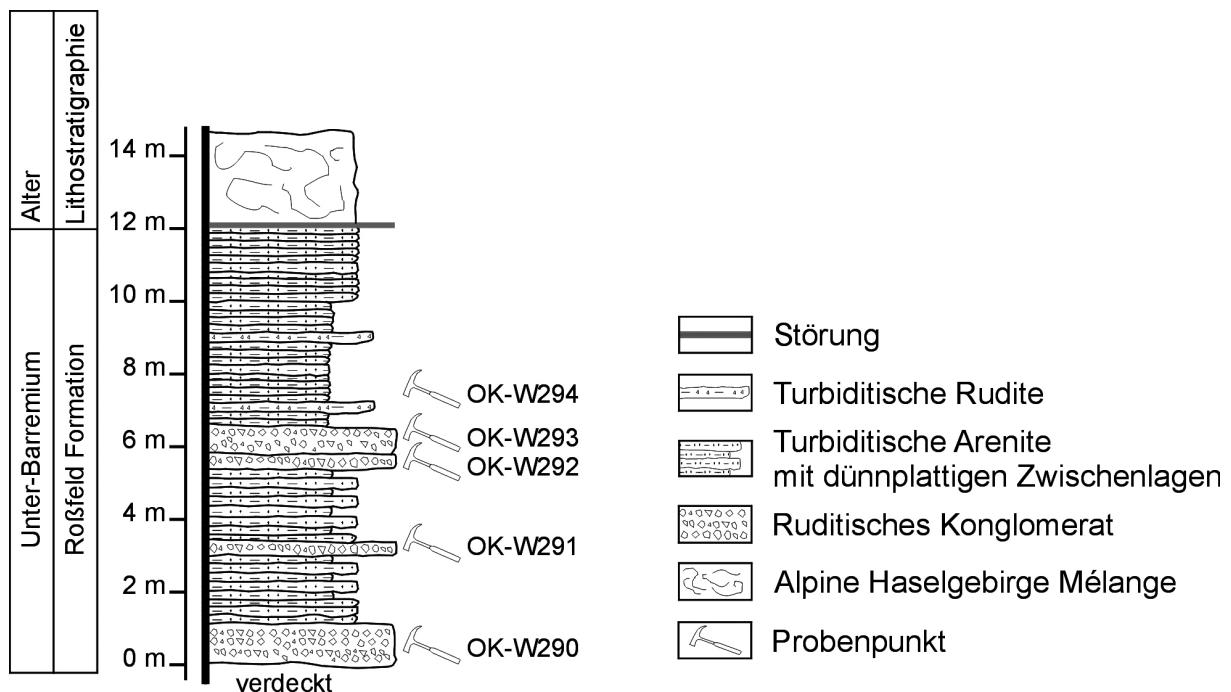


Abbildung 4.1.2.w: Profil durch die konglomeratische Roßfeld Formation an der rechten Straßenseite nördlich Bachbauer.

Zwischenlagen. Über der letzten Konglomeratbank gehen die groben Sedimentgesteine in braune, turbiditische Arenite und in weiterer Folge in 5 cm bis 10 cm gebankte, grau-braune Kieselmergel (dichte Wackestones mit Schwammnadeln, Radiolarien, Crinoiden, Sparitbruch, Mikritklasten, Schwermineralen) über. Die Komponenten der Grobklastika können in Bioklasten und Lithoklasten eingeteilt werden.

#### Bioklasten:

- Schwämme, Korallen, Serpuliden, mikrobiell inkrustierende Organismen
- Inkrustierende Foraminiferen wie *Coscinophragma* sp., Lenticulinen, agglutinierende, lituolide Foraminiferen
- Crinoiden, Seigelstacheln, Bryozoen, Brachiopoden, Schalenreste

#### Karbonate (Ober-Tithonium bis Unter-Berriasium):

- Lagunenfazies
  - mikrosparitische Mudstones mit diagenetischem Pyrit und rekristallisierten Organismenresten
  - Wackestones mit *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967)
  - Pellets-Foraminiferen-Packstones
  - *Campbelliella striata* (CAROZZI 1954)-Packstones (leicht ausgewaschen) mit Gastropoden, *Thaumatoporella* sp., lituoliden Foraminiferen
  - Grainstones mit umkrusteten Mikritklasten, Sparitbruch, Schalenresten
  - Ausgewaschene Pellets-Packstones mit Foraminiferen
  - Packstones mit Mikritklasten und *Thaumatoporella* sp.
  - Dasycladaceenbruch-Wackestones mit Foraminiferen
  - Wackestones mit lituoliden Foraminiferen, Schalenresten, Sparitbuch, Seigelstacheln, Foraminiferen

- Packstone-Schüttungen mit Dasycladaceen wie z.B. *Campbelliella striata* (CAROZZI 1954), *Salpingoporella annulata* (CAROZZI 1953)
- Wackestones mit *Redmondoides* sp., lituoliden Foraminiferen, Schalen
- Plattformrand- bis Lagunenfazies
  - Ausgewaschene Packstones mit Mikritklasten, *Redmondoides* sp., *Protopeneroplis* sp., Mikritklasten und Kalkschwämmen als höherenergetische Schüttungen in Wackestones mit Mikritklasten, *Redmondoides* sp.
- Rückrifffazies
  - Ausgewaschene *Campbelliella striata* (CAROZZI 1954)-Packstones mit *Nautiloculina oolithica* (MOHLER, 1938), *Carpathocancer* sp.
  - Ooid-Packstones mit *Campbelliella striata* (CAROZZI 1954), Mikritklasten, Foraminiferen, *Salpingoporella annulata* (CAROZZI 1953), karbonatischen Lithoklasten
- Riffschutt des oberen Hanges
  - Mikrobiell inkrustierte Schwämme, Criniden, Sparitbruch, Schalenreste
  - Grobe Floatstones mit Kalkschwämmen, von *Bacinella-Lithocodium* Aggregaten inkrustiert
  - mikrobiell inkrustierte Kalkschwamm-Bindstones
- Hangfazies
  - Ausgewaschene Packstones (Pellets, Sparitbruch, Criniden, Textularien, Lenticulinen, Schwamnnadeln, *Mohlerina* sp.) als resedimentierte Schüttungen in Wackestones mit Sparitbruch, Schwamnnadeln, Radiolarien
  - Packstones mit Pellets, umkrusteten Criniden
  - Wackestones mit Schwamnnadeln, Sparitbruch, Schalenresten, mikrobiell inkrustierenden Organismen
  - Packstones mit Sparitbruch, Criniden, Radiolarien, *Bacinella-Lithocodium* Aggregaten, *Thaumatoporella* sp., lituoliden Foraminiferen, *Andersenolina* sp.
  - Criniden-Bryozoen-Sparitbruch-Packstones mit Kalkschwämmen, Mikritklasten, karbonatischen Lithoklasten
- Beckenfazies
  - Wackestones mit Criniden, Sparitbruch, *Crassicollaria* sp. (Oberalm Formation)
  - Leicht rekristallisierte Wackestones mit Radiolarien und Schalenresten
  - Radiolarien-Wackestones

Karbonate (Mittel- und Ober-Berriasium):

- Hang- bis Beckenfazies
  - Packstones mit Criniden, Lenticulinen, Radiolarien, Sparitbruch, Schalenres-

- ten, *Calpionella alpina* (LORENZ 1902), *Calpionella elliptica* (CADISCH 1932), *Remaniella cadiischiana* (COLOM 1948)
- Wackestones mit *Calpionella elliptica* (CADISCH 1932), *Remaniella* sp.
  - Wackestones mit Aptychen, Schwammmadeln, Quarz, Schalenresten, Sparitbruch, Radiolarien, *Calpionella elliptica* (CADISCH 1932), *Remaniella* sp.
  - Wackestones mit Radiolarien, Crinoiden, Quarz, *Calpionella alpina* (LORENZ 1902)
  - Packstones mit Schalenresten, Schwammmadeln, *Calpionellopsis* sp., detritären Körnern

Karbonate (Trias, oberes Werfener bis basales Gutensteiner Niveau):

- Oolithkalke
- Lumachellkalke

Karbonate (unzuordenbar):

- Grobblockige Sparite (Marmore?)

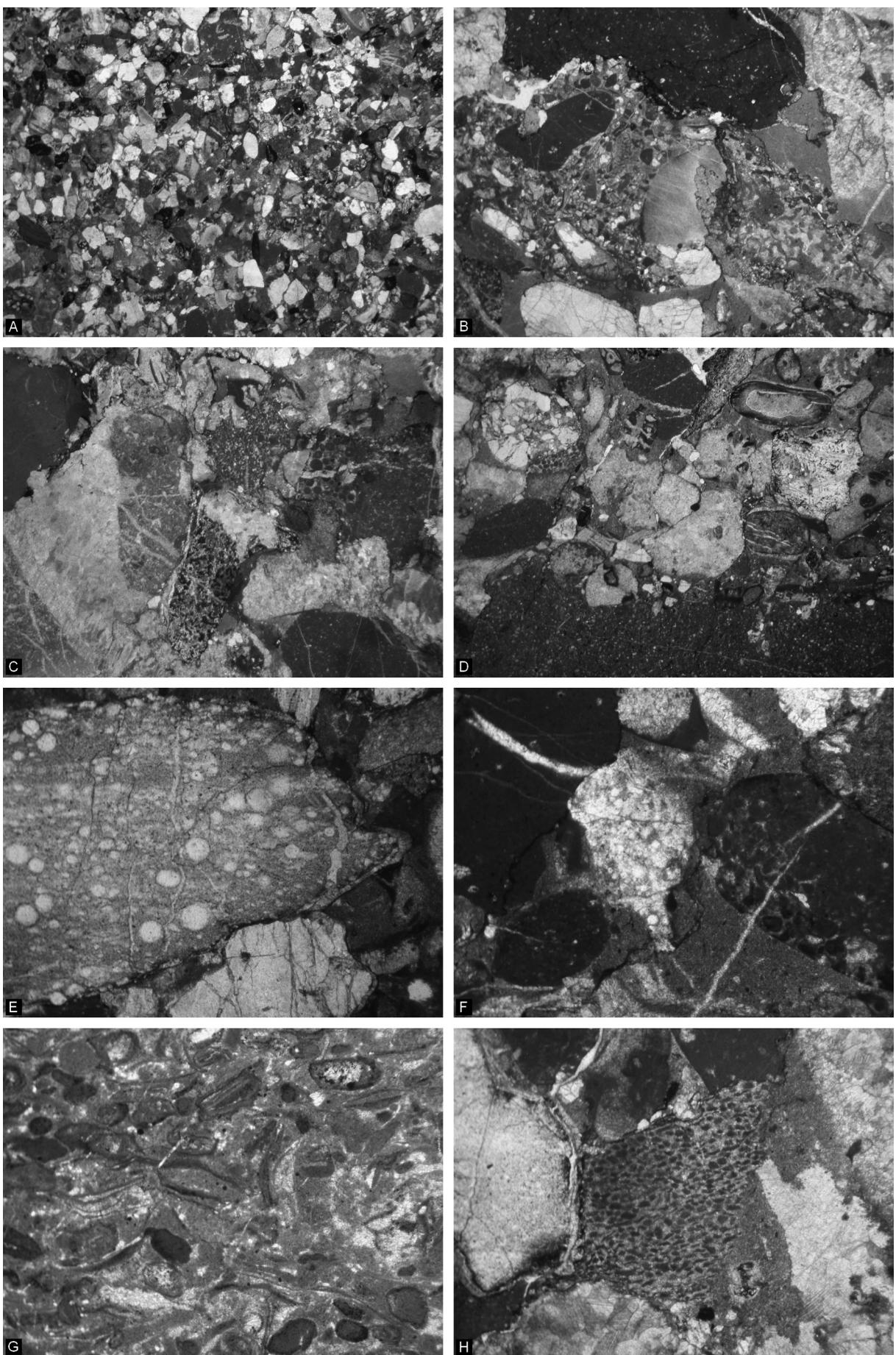
Gemischt karbonatisch siliziklastische Gesteine:

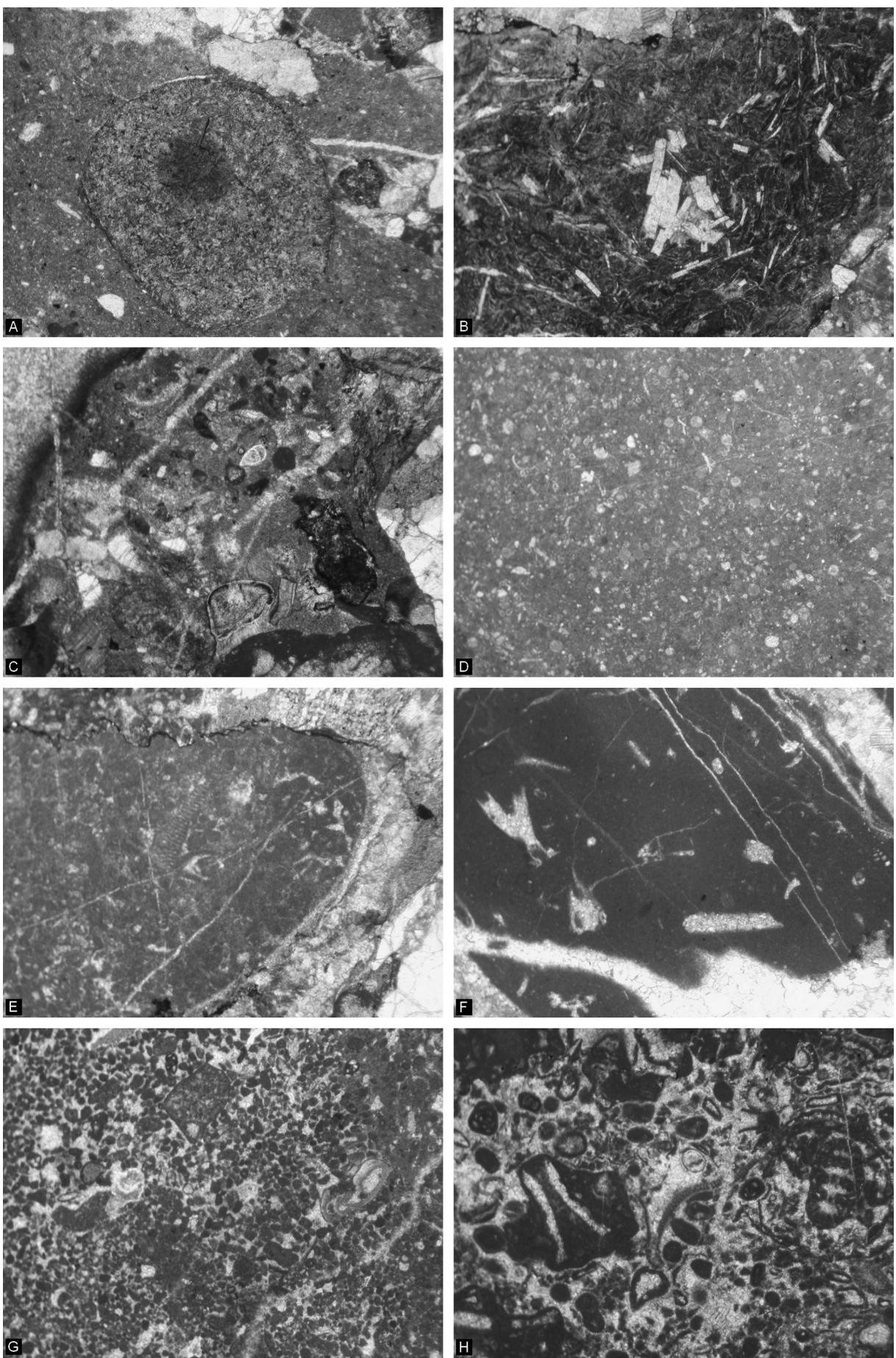
- Mikrite mit Gesteinsbruchstücken, Sparitbruch, Mikritklosten, Glaukonit, Pflanzenresten, Schwermineralen, Quarz
- Feinsilte mit Gesteinsbruchstücken, Sparit, Mikritklosten, Glaukonit, Pflanzenresten, Schwermineralen, Quarz

---

Abbildung 4.1.2.x, Seite 47: Mikrofazies der Roßfeld Konglomerate und der begleitenden Gesteine nördlich Bachbauer. A: Siliziklastischer Packstone mit Mikritklosten, Sparitbruch, Organismenresten, Quarz, magmatischen und siliziklastischen Lithoklasten, OK-W290\_1. B: Lithoklastischer Rudit (Mikrite, Sparite, Kieselsedimente) mit feinsandiger bis siltiger Matrix und Crinoiden. OK-W292\_4. C: Dicht gepackter lithoklastischer Rudit mit Lithoklasten wie Mikriten, Spariten, ausgewaschenen Pellets-Packstones mit Crinoiden und Ooid-Grainstones, OK-W292\_5. D: Ruditische Schüttung mit karbonatischen, kieseligen, siliziklastischen und magmatischen Lithoklasten mit erosivem Kontakt zum unterlagernden Kieselmergel, OK-W313\_5. E: Angulares, mikrokristallines Kieselsedimentgestein und Packstone mit rekristallisierten Radiolarien, von Mikriten umgeben, OK-W310\_1. F: Mikrite, Sparite, Packstones, Vulkanite und rekristallisierter Radiolarit, OK-W301\_2. G: Packstone mit Mikritklosten und mikritumkrustierten Schalenresten, Werfen Formation, OK-W400. H: Mikritklosten-Packstone mit rekristallisierter Matrix, obere Werfen bis basale Gutenstein Formation, OK-W309\_3. Bildbreite: B bis D= 1,4cm; A, E bis F, H= 0,5 cm; G= 0,25 cm.

Abbildung 4.1.2.y, Seite 48: Mikrofazies der Roßfeld Konglomerate und der begleitenden Gesteine nördlich Bachbauer. A: Gerundeter, feinkörniger, rekristallisierter Vulkanit in feinkörniger Kieselmergelmatrix, OK-W305\_1. B: Randlich angelöster Vulkanit mit Feldspatleisten und feinkörnig rekristallisierter Matrix, W292\_3. C: Siliziklastischer, deformierter Wackestone mit mergeliger Matrix, kalzitischen Foraminiferen, Crinoiden, Mikritklosten, Quarz und randlich angewitterten, verkieselten Tiefseetonen, OK-W301\_1. D: Lockerer Packstone mit Radiolarien, Schalen und Calpionellen, Oberalm Formation, OK-W298. E: Lagunärer Packstone (Plassen Formation) mit Mikritklosten, *Thaumatoporella* sp., lituoliden Foraminiferen und Dasycladaceenresten, OK-W301\_3. F: Lagunärer Wackestone mit Dasycladaceenresten und Textularien (Plassen Formation), OK-W301\_6. G: Ausgewaschener Packstone der Hangfazies mit Mikritklosten, Crinoiden, Tubiphytes, *Mohlerina* sp., Schalenresten und kalzitischem Zement zwischen den Klasten, OK-W304. H: Ausgewaschener Packstone der Plassen Formation mit *Campbelliella striata* (CAROZZI 1954), *Thaumatoporella* sp., lituoliden Foraminiferen, Dasycladaceenresten, milioliden Foraminiferen und Mikritklosten, OK-W292\_1. Bildbreite: A, C bis E, G bis H= 0,5 cm; B, F= 0,25 cm.





### Kieselsedimentgesteine:

- Weiße, gelbe, orange, rote und pyritisierte, schwarze Radiolarite
- Kieselkalke, Kieselmergel (sedimentäre Unterlagerung der Konglomerate)
- Gelbliche, feinkörnige verkieselte Tiefseetone

### Magmatite:

- Alterierte braune bis grünlich-gelbe Vulkanite
- Verkieselte Vulkanite
- Spilitisierte Basalte

### Metamorphe:

- Serpentinit

### Siliziklastika:

- Quarzsandsteine (teilweise mit Glimmer)
- Quarzreiche Siltsteine
- Pedogene Bildungen, Karst

Die Zwickelräume der zementierten, groben, komponentengestützten Rudite werden durch feinsandige Körner wie Quarz, Crinoiden, Sparitbruch, Mikritklasten und kleine-re Lithoklasten oder aber auch durch grauen Mikrosparit aufgefüllt. Die Arenite sind mi-krofaziell als quarzführende, lithoklastische Packstones anzusprechen. Neben Quarz, Schwermineralen, Glimmer, siliziklastischen, magmatischen und metamorphen (z.B.: Serpentinite) sowie kieseligen Lithoklasten (z.B.: gelbe und rote, verkieselte Tiefsee-tone) und verschiedenen karbonatischen Körnern (s.o.) treten auch Bioklasten auf (Radiolarien, Schwammmadeln, kalzitische Foraminiferen, Textularien, Meandrospi-ren, Crinoidenbruchstücke).

Nördlich der Aubaueralm treten über den kieseligen Sedimentgesteinen ebenfalls gröbere Siliziklastika auf. In braune und schwarze Kieselmergel sind feinsandige, cri-noidenreiche, schwarz-braune, kieselige Arenite und konglomeratische Rudite ein-geschaltet. Die groben matrixgestützten Konglomerate wie beim Bachbauer fehlen hier, es treten ausschließlich komponentengestützte, zementierte Rudite und Arenite auf. Die groben, unsortierten Rudite sind kompositionell und texturell jenen vom Profil Bachbauer zu vergleichen. Generell überwiegen die karbonatischen Lithoklasten ge-genüber siliziklastischen und magmatischen. Zusätzlich zu erwähnen sind folgende Lithoklasten und Bioklasten wie z.B.: *Choffatella* sp. .

### Karbonate:

- Grobe Grainstones mit Vulkaniten, Glaukonit, roten Kieseltonen, Korallen, Crino-iden, Mikritklasten, Sparitbruch
- Ooid-Packstones mit Pellets, Schalenresten, Dasycladaceenresten, lituoliden Foraminiferen, Textularien, *Mohlerina* sp., *Carpathocancer* sp.
- *Lithocodium*-Bindstones
- Grobe Hangschuttresedimente (Ober-Jura bis Unter-Berriasium)

- Ausgewaschene Floatstones mit Tubiphytes, Mikritklasten, Crinoiden und Lithoklasten (z.B.: lagunäre Dasycladaceen-Wackestones)
- Ausgewaschene, glaukonitisierte Packstones mit Gastropoden, Kalkschwämmen und agglutinierenden Foraminiferen
- Crinoidenreiche Wackestones mit Lenticulinen und Radiolarien (Hangfazies)

Kieselsedimentgesteine:

- Helle Kieselsedimentgesteine mit randlichen Verwitterungssäumen
- Rote, verkieselte Tiefseetone

Metamorphite:

- Serpentinite

Siliziklastika:

- Braune, quarzführende Tonsteine
- Braune Mergel mit Pflanzenresten
- Quarzsandsteine
- Quarzite

Auch die, zwischen den Grobklastika eingeschalteten, Arenite sind mit jenen vom Profil Bachbauer lithologisch und mikrofaziell identisch. Eine Besonderheit ist ein mehrere Kubikmeter großer, heller Kalkblock, der zwischen den Ruditen liegt und aus einer unterkretätzischen Vorriff- bis oberen Hangfazies besteht.

- Packstones mit Kalkschwämmen, pharetroniden Schwämmen, Korallen, Serpuliden, inkrustierenden Organismen, Bohrschwämmen (z.B.: *Aka* sp.), mikrobiell induzierten Krusten, *Coscinophragma* aff. *cribrosa* (REUSS 1846), Crinoiden, Bryozoen, Tubiphytes, Textularien, Lenticulinen, Meandrospiren, agglutinierenden Foraminiferen, Gastropoden, Austern, *Carpathocancer triangulatus* (SCHLAGINTWEIT, GAWLICK & AUER 2007), Schalenresten, Radiolarien

Im Profil Hundskar liegen die konglomeratischen Bänke mit erosivem Kontakt über braun-schwarzen, turbiditischen Kieselmergeln bzw. sind in diese eingeschaltet. Im Vergleich zu den Profilen Bachbauer und Aubaueralm ist eine Zunahme der kieseligen und siliziklastischen Komponenten und eine Abnahme der karbonatischen Lithoklasten festzustellen. Bei den Karbonaten ist eine Abnahme der lagunären Fazies zugunsten von Lithoklasten der Hangfazies zu beobachten. Zu den bereits mikrofaziell beschriebenen Komponenten (Bachbauer, Aubaueralm) treten folgende zusätzlich hinzu.

- Grobe Packstones mit Crinoiden, Mikritklasten, mikrobiell inkrustierenden Organismen, mikrobiell umkrusteten Gerüstbildnern, Rivulariaceenresten, lituoliden Foraminiferen, Kalkschwämmen, *Bacinella-Lithocodium* Aggregaten
- Packstones mit Pellets, Sparitbruch, Mikritklasten, Foraminiferen, Tubiphytes
- Leicht verkieselte Packstones mit Crinoiden, Mikritklasten, Sparitbruch, Radiolarien, Schwammnadeln
- Ausgewaschene Packstones mit Tubiphytes, *Andersenolina* cf. *cherchiai* (ARNAUD-VANNEAU, BOISSEAU & DARSAC 1988)

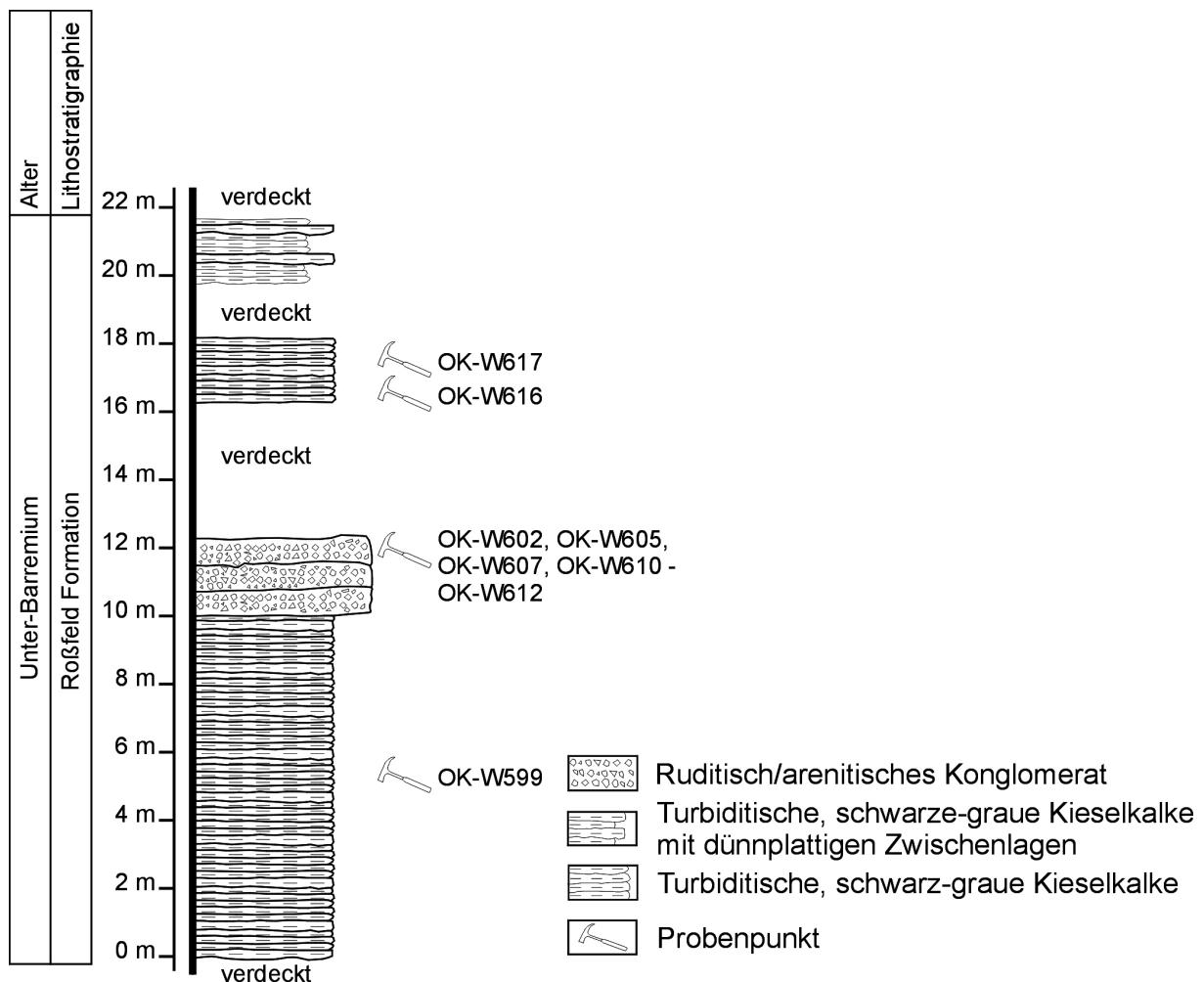
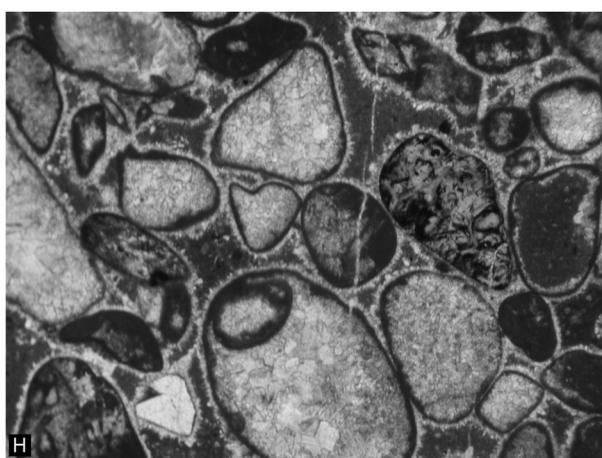
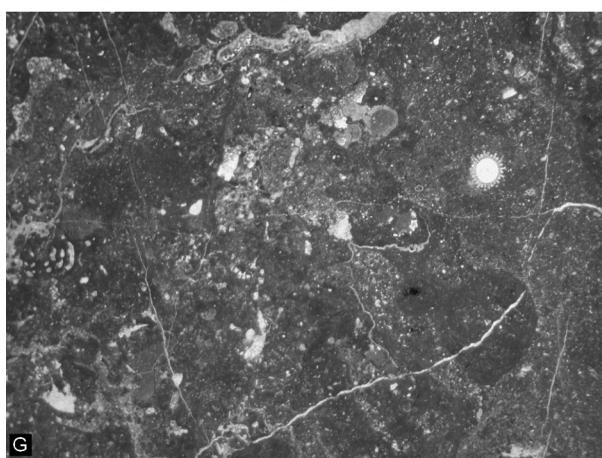
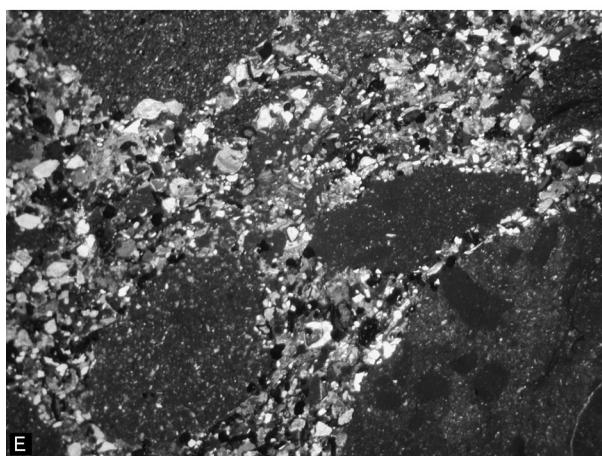
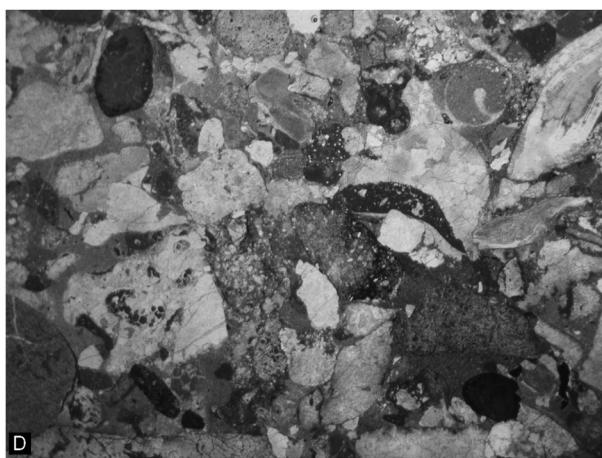
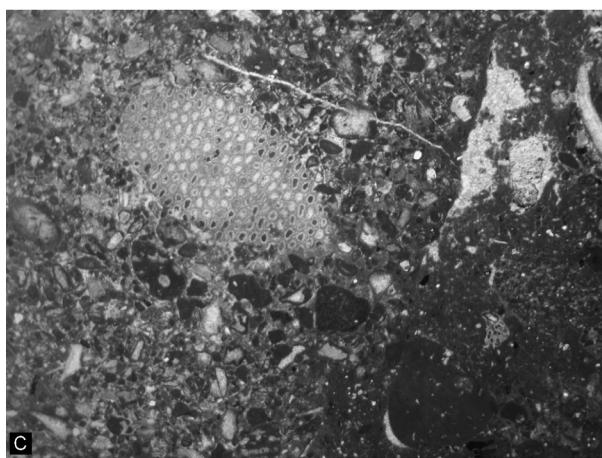


Abbildung 4.1.2.aa: Profil der ruditisch-arenitischen Roßfeld Formation im südlichen Hundskar.

- Rückriffnahe Flachwasserkalke
- Hemipelagische Überlagerung der Plassen Karbonat Plattform (Gerüstbildnerreste und Tubiphytes in braun-rotem Mikrit, von Wackestones mit Sparitbruch,
- Lenticulinen, Schalenresten und Radiolarien überlagert)
- Calpionellen-Packstones mit *Calpionella alpina* (LORENZ 1902) und *Crassicollaria* sp.
- Rote, verkieselte Tiefseetone

Abbildung 4.1.2.z, Seite 52: Mikrofazies der Roßfeld Konglomerate und der begleitenden Gesteine nördlich der Aubaueralm. A: Lithoklastischer Rudit mit mikrokristallinen Kieselsedimentgesteinen, Quarz, Mikriten, mergeligen, kieseligen Wackestones, Crinoiden und Bryozoen, OK-W563\_1. B: Ruditische Schüttung innerhalb der Kieselmergel (Wackestones mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln), OK-W563\_2. C: Leicht ausgewaschener Packstone mit mikritumkrustetem Sparit, Mikritklasten, mikritumkrusteten Crinoiden und kalzitischem Schwamm sowie Mikriten und feinkörnigen Packstones als Schüttungen in den Kieselmergeln, OK-W565\_4. D: Dicht gepackter lithoklastischer Rudit (mikrokristalline Kieselsedimentgesteine, Mikrite, pyritisierte Mikrite, Sparite, Vulkanite) mit Gastropoden und Brachiopoden, OK-W575\_2. E: Siliziklastikareiche Packstone-Schüttung mit erodierten Lithoklasten des Normalsedimentes (mergelige, kieselige Wackestones mit Mikritklasten), OK-W568\_2. F: Floatstone bestehend aus rekristallisierten Gerüstbildnern, Mikrobenkrusten, Sparitbruch, Vorriffschutt einer valanginen/hauteriven Karbonatplattform/-rampe, OK-W580\_1. G: Flachwasserresediment (Packstone) einer unterkretazischen Karbonatplattform/-rampe mit Foraminiferen, Holothurien, Mikrobenkrusten in mergeliger Matrix mit Crinoden, Quarz und Schalenresten, OK-W579. H: Packstone (mikritumkrustete Sparitreste, Mikritklasten und angerundeter Vulkanit) mit nadeligem Zement rund um die Komponenten und mikritischer Matrix, OK-W565\_2. Bildbreite: A bis G= 1,4 cm; H= 0,25 cm.



Im nördlichen Hundskar ist in einem kleinen Graben, unter einem Haselnußstrauch ein weiteres Profil der ruditischen bis arenitischen Gesteine aufgeschlossen. Turbiditische, braune Arenite wechselleagern mit braunen Kieselmergeln, feinsandigen, Bänken mit Pflanzenresten und gröberen Ruditen. Sowohl lithologisch als auch mikrofaziell sind diese Gesteine jenen der vorher beschriebenen ident. Durch das vermehrte Auftreten von Siliziklastika und Kieselsedimentgesteinen in den konglomeratischen Bänken ist eine nähere, genetische Verwandtschaft mit dem Profil Hundskar gegeben. Karbonatische Lithoklasten treten in den Hintergrund. Erwähnenswert ist aber das Auftreten einer von Karbonat Lithoklasten in einer Ooid-Gapestone Fazies mit *Clypeina parasolkani* (FARINACCI & RADOIČIĆ 1991) und *Salpingoporella annulata* (CAROZZI 1953). An Kieselsedimentgesteinen sind zusätzlich gelbe, verkieselte Tiefseetone und rötliche Radiolarite anzuführen. Erwähnenswerte Siliziklastika sind Quarzsandsteine, die metamorphe Fraktion bilden Serpentinite. Bioklasten werden durch agglutinierende Foraminiferen, Bryozoen, Crinoiden und karbonatische Gerüstbildner repräsentiert. Der erosive Kontakt zu den unterlagernden Kieselmergeln ist durch das Auftreten derselben als Lithoklasten in den Konglomeraten gegeben. Die Zwickel zwischen den Komponenten sind mit feinem, grauem Mikrospat oder mit brauner, feinkörniger Kieselmergel Matrix (mit Radiolarien, Schwammnadeln, bunten, detritären Körnern, Quarz) verfüllt.

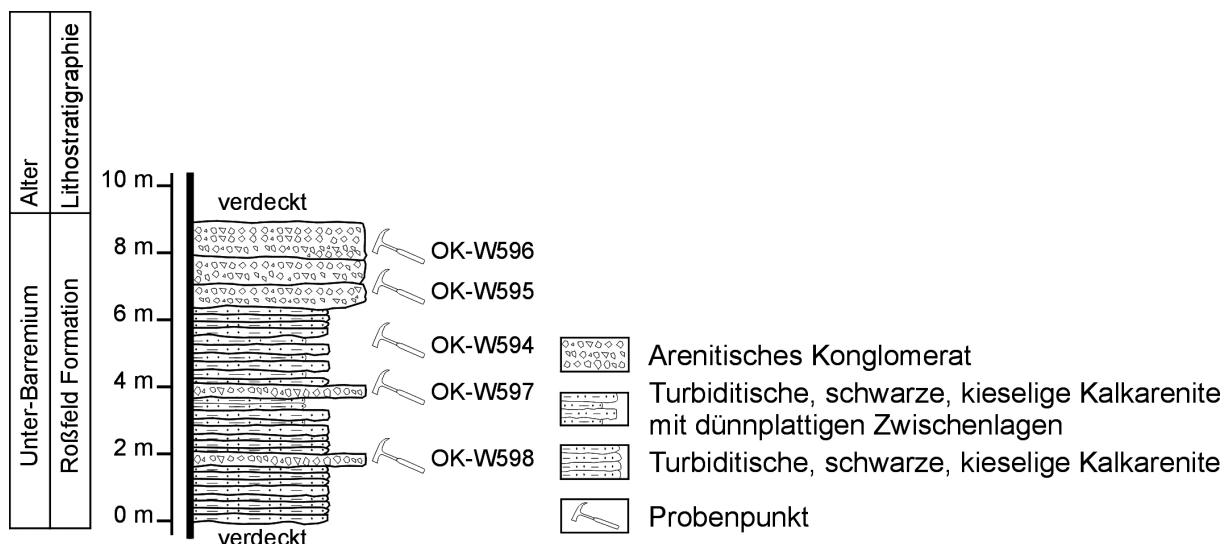
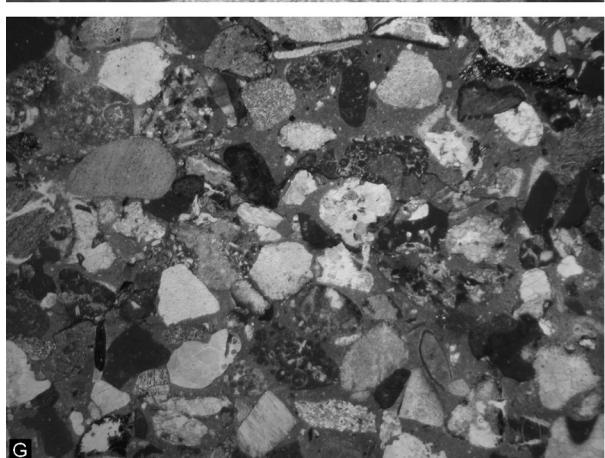
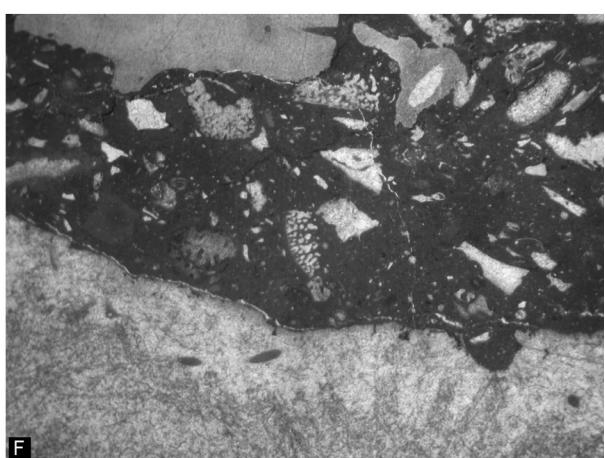
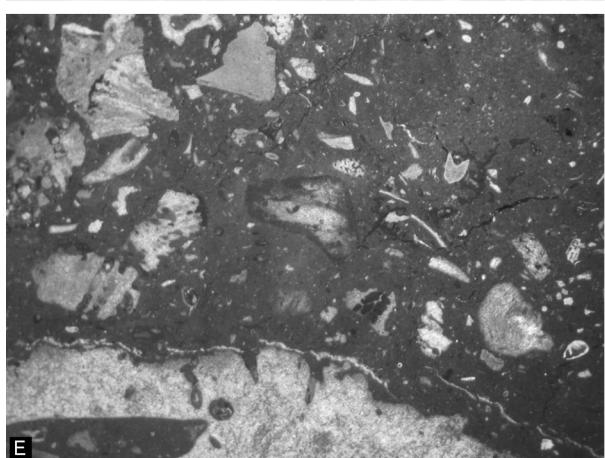
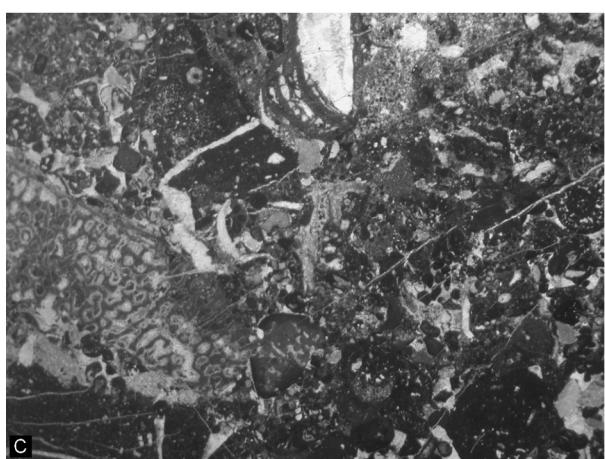
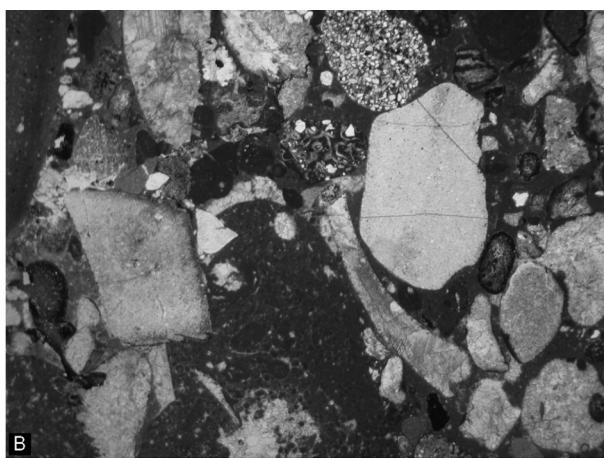
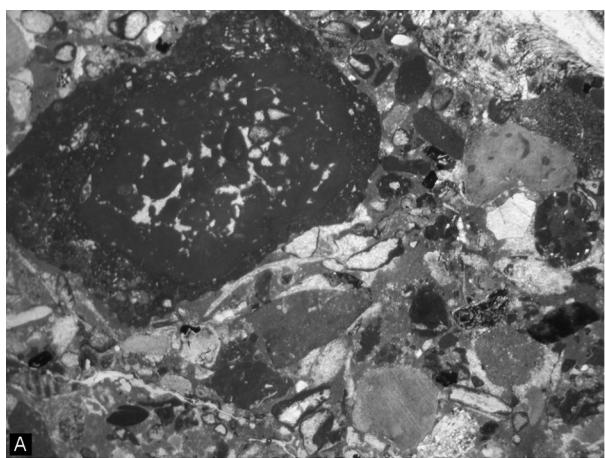


Abbildung 4.1.2.ab: Profil der ruditisch-arenitischen Roßfeld Formation im nördlichen Hundskar.

Abbildung 4.1.2.ac, Seite 54: Mikrofazies der Roßfeld Konglomerate und der begleitenden Gesteine im Hundskar. A: Lithoklastischer Rudit (Packstone mit Mikritklasten, mikritumkrustetem Sparit, Crinoiden und Foraminiferen, resedimentiert in mergeligem Wackestone mit Mikritklasten, Sparitresten, Quarz, verkieselte Tiefseetonen, Vulkaniten, Mergel) mit Crinoiden und mikritischer Matrix, OK-W602\_2. B: Dicht gepackter Rudit mit wenig Matrix und Lithoklasten wie Spariten, Mikriten, Mikritklasten-Packstones mit Sparitbruch und Foraminiferen, feinkörnigen Radiolariten, mikrokristallinen Kieselsedimentgesteinen, quarzreichen Siltsteinen, Quarz und Bioklasten wie *Coscinophragma* sp. OK-W607\_1. C: Großer Packstone (Hangfazies) mit kalzitischen Schwämmen, Gerüstbildnern, Mikrobenkrusten, Crinoiden, Mikritklasten und resedimentierten Lithoklasten mit Dasycladaceen, OK-W611\_1. D: Rudit mit Mikriten, Spariten, Vulkaniten, Crinoiden-Sparitbruch-Packstones, mikrokristallinen Kieselsedimentgesteinen, verkieselten Tiefseetonen und subangularem Radiolarit (Radiolarien-Wackestone), OK-W612\_2. E, F: Hangfazies mit Gerüstbildnern, Crinoiden, Sparitbruch, kalzitischen Foraminiferen und Schalenresten in mergeliger Matrix, Ertrinken der Plassen Karbonat Plattform, OK-W610. G: Locker gepackter Arenit in mergeliger Matrix mit verschiedenen karbonatischen, kieseligen, siliziklastischen und magmatischen Lithoklasten sowie Pflanzenresten, OK-W596. H: Rudit mit mergeliger, kieseliger Matrix, Lithoklasten wie crinoidenreichen Packstones mit Mikritklasten, Sparitbruch, rekristallisierten Radiolarien und Mergeln, verkieselten Tiefseetonen, mikrokristallinen Kieselsedimentgesteinen und Bryozoen, OK-W598\_3. Bildbreite: A bis H= 1,4 cm.



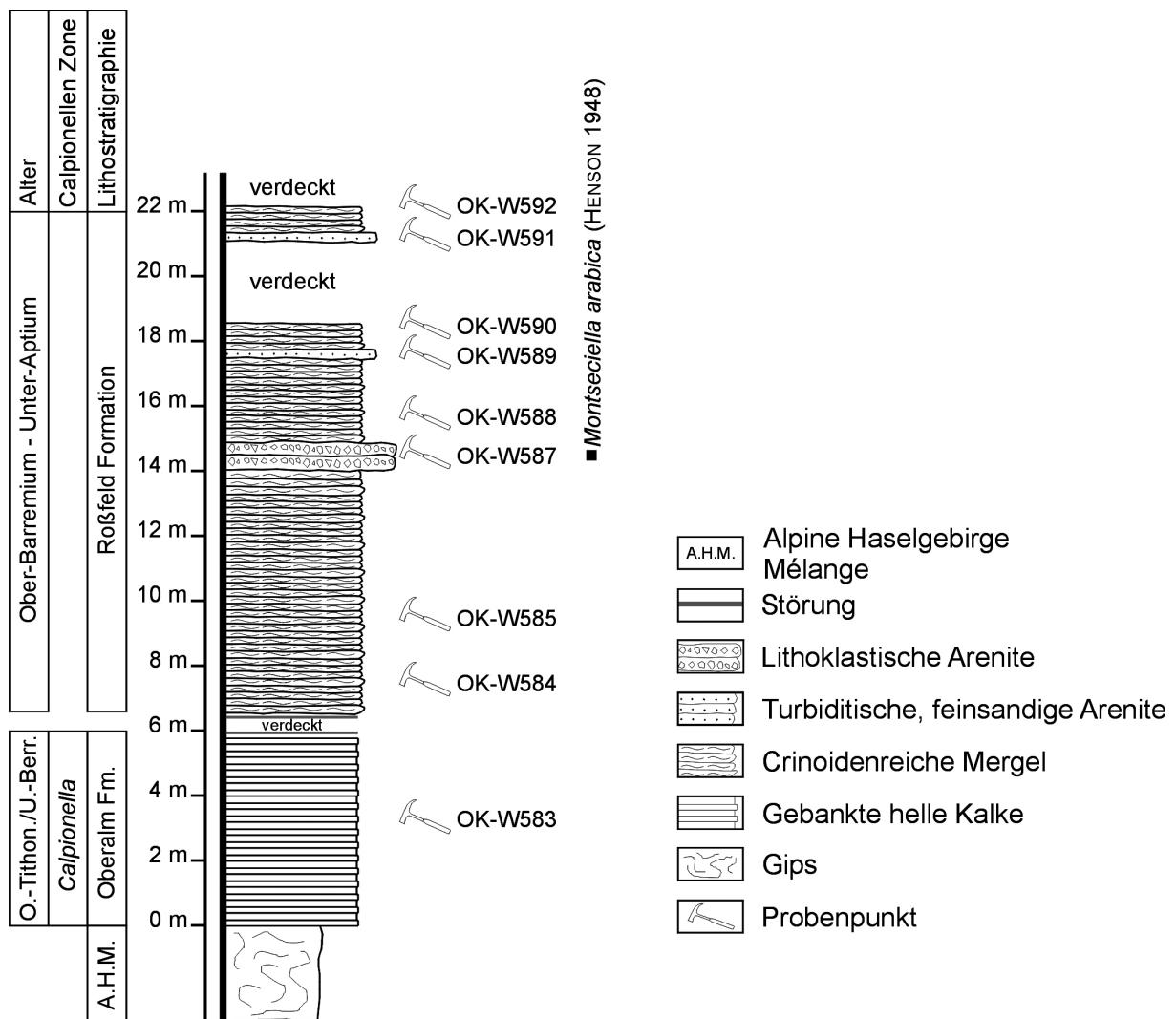
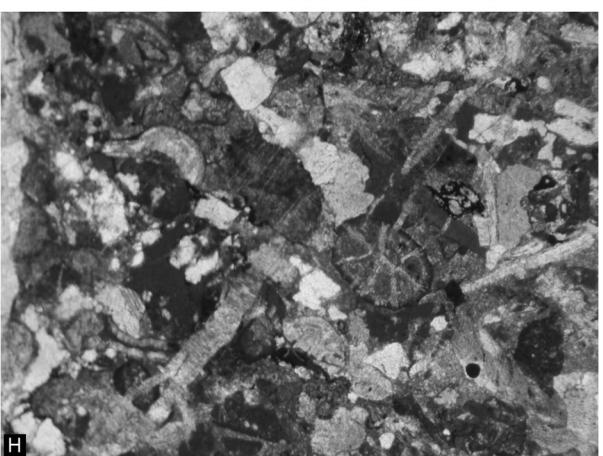
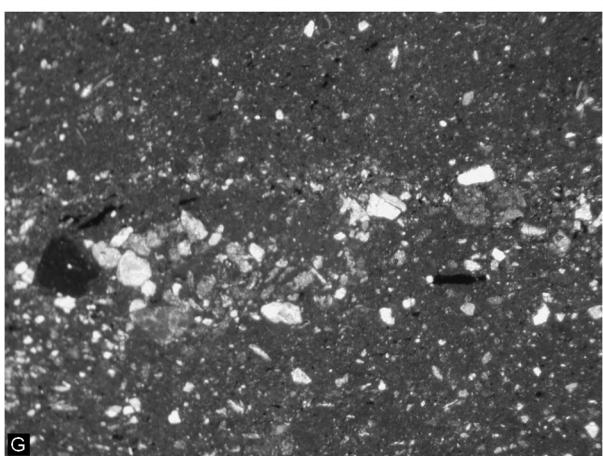
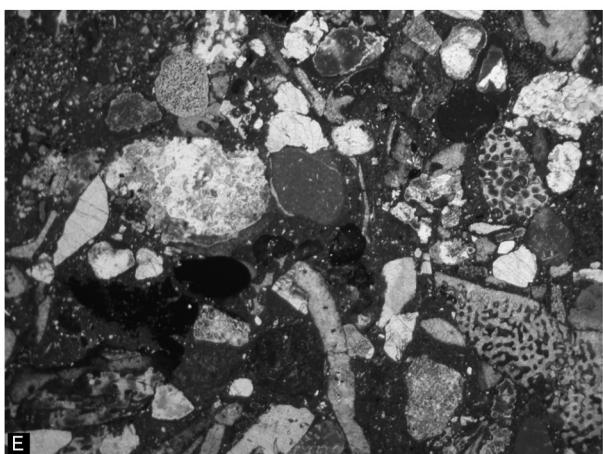
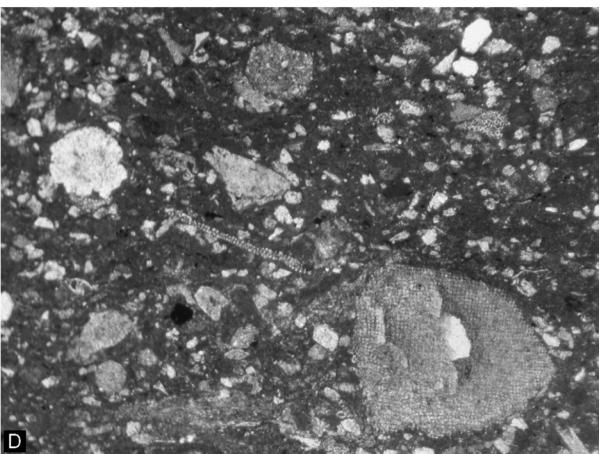
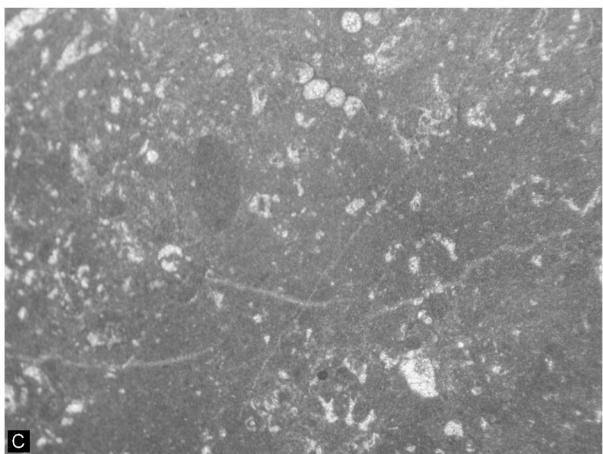
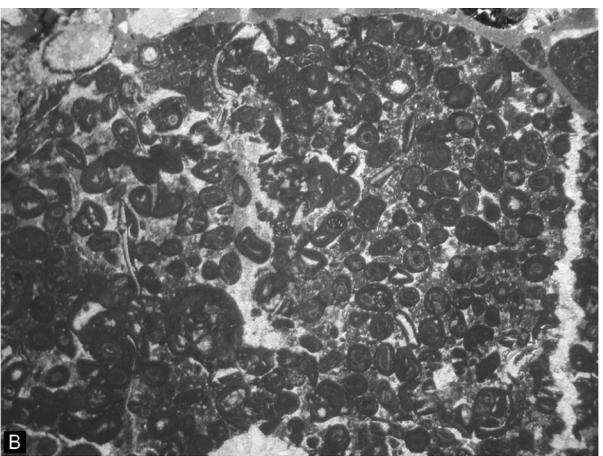
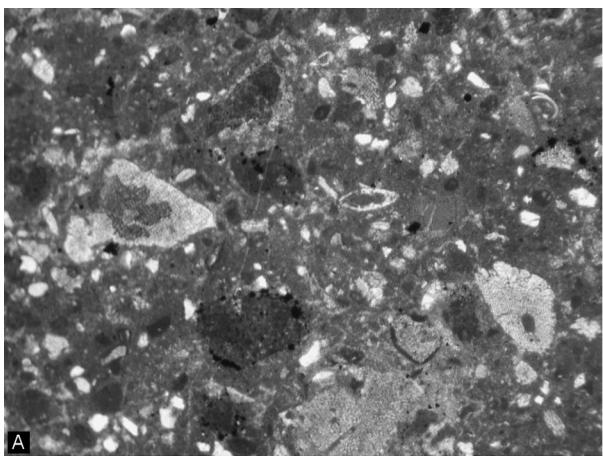


Abbildung 4.1.2.ad: Profil der hangenden Teile der Rößfeld Formation nördlich des Hundskares.

Der hangendste Teil der Abfolge der östlichen und zentralen Weitenau ist am Nordhang des Hundskares aufgeschlossen. In braune, siltige Mergel mit Crinoiden, Schwämmen, Korallen, kalzitischen Foraminiferen, Schwammmadeln, Radiolarien, Schwerminerale, Quarz und Pflanzenresten sind feinsandige Arenite (Quarz-Crinoiden-Packstones) und ruditische Bänke eingeschaltet. Die lithoklastischen Komponenten sind von siliziklastischen Lithoklasten dominiert. Es treten aber auch Vulkanite, Radiolarite, verschiedene Kieselsedimente, bunte verkieselte Tiefseetone, untergeordnet auch Flachwasserkarbonatklasten und hemipelagische Kalke auf. Bioklasten werden durch Crinoiden, Korallen, Schwämme, Foraminiferen, Bryozoen und Orbitolinen (*Montseciella arabica* (HENSON 1948)) repräsentiert. Dieses Profil bildet den hangendsten, heute noch erhaltenen Teil der östlichen und zentralen Weitenauer Schichtfolge.

Abbildung 4.1.2.ae, Seite 56: Mikrofazies der Rößfeld Konglomerate und der begleitenden Gesteine im Hundskar und nördlich davon. A: Mergeliger Packstone mit Quarz, kalzitischen, Foraminiferen, rekristallisierten Radiolarien, Glaukonit, Mergelklasten, OK-W598\_4. B: Ausgewaschener Ooid-Packstone der Plassen Formation, OK-W598\_1. C: Clypeinen-Wackestone mit Foraminiferen, OK-W598\_2. D: Mergeliger Wackestone mit Crinoiden, kalzitischen Foraminiferen und Quarz, OK-W584. E: Lithoklastischer Arenit mit mergeliger Matrix, karbonatischen, kieseligen und siliziklastischen Lithoklasten sowie Bryozoen, OK-W587\_1. F: Dicht gepackter, lithoklastischer Arenit mit Orbitolinen, OK-W587\_2. G: Mergeliger Wackestone mit Quarz, Schalenresten und größerer Lage aus Quarz, karbonatischen und mergeligen Lithoklasten, OK-W588. H: Siliziklastikareicher Arenit mit Mikritklasten, OK-W589. Bildbreite: B, E bis F= 1,4 cm; A, C bis D, G bis H= 0,5 cm.



#### 4.1.3. Die Seewaldsee-Grabenwald Schichtfolge

Im nordöstlichen Teil der Weitenau, rund um den Seewaldsee, ist der liegende Teil der Seewaldsee-Grabenwald Porfiles aufgeschlossen (Abb. 4.1.3.a).

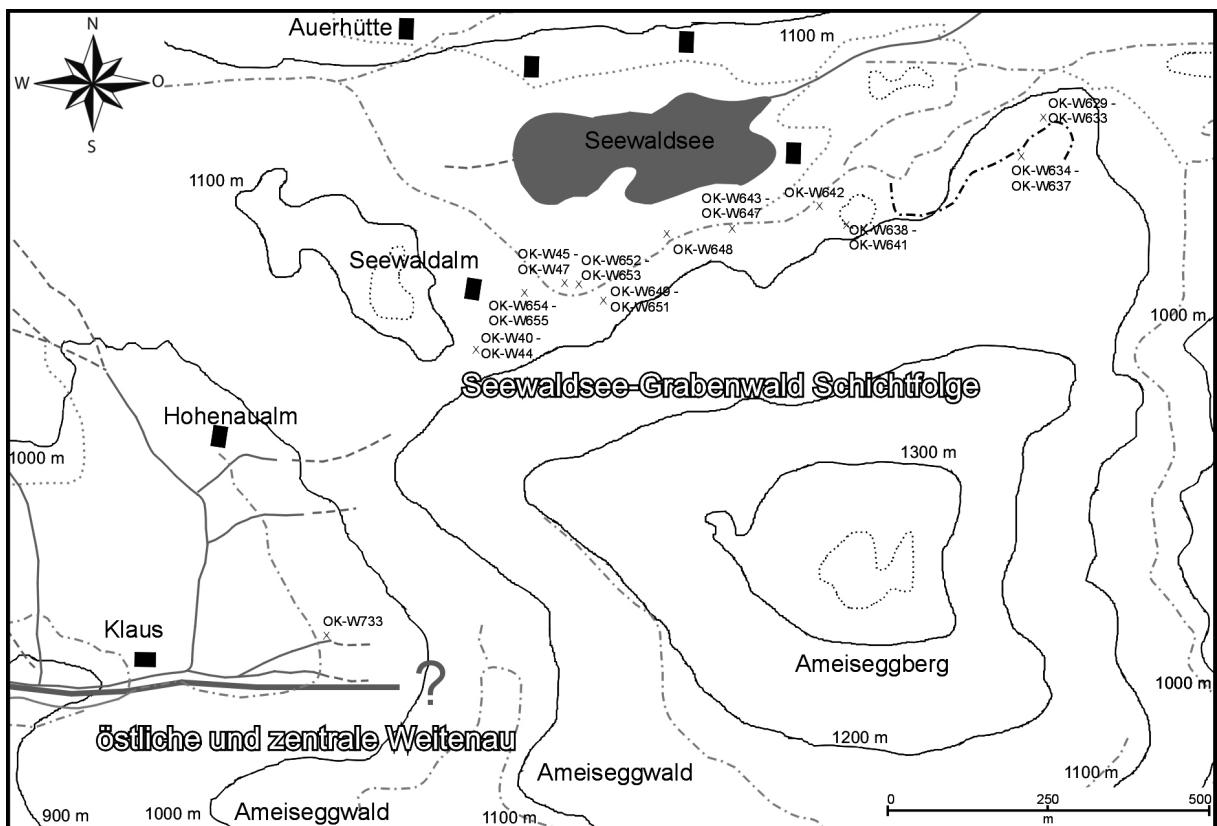


Abbildung 4.1.3.a: Geographische Übersicht und Probenlokationen rund um den Seewaldsee.

Entlang der Forststraße an den Osthängen des Ameiseggberges sind der Hauptdolomit, die Kössen Formation und der rhätische Dachsteinkalk aufgeschlossen. Ab etwa 1100 m Seehöhe sind die Dachsteinkalke feinkörnig rekristallisiert und von Kalzitklüften durchzogen. Über einer Diskordanz folgen dicht gepackte, lithoklastische Brekzienbänke von mehreren Metern Mächtigkeit. Sie können als unsortierte, unreife, korngestützte Brekzien mit einem Korngrößenspektrum von Siltkorn- bis zu Geröllgröße (teilweise bis zu Fußballgröße) angesprochen werden. Die Lithoklasten sind angerundet bis gerundet. Folgende Lithoklasten sind mikrofaziell zu identifizieren.

Karbonate (Ober-Trias):

- Dachsteinkalkfazies
  - Packstones mit umkrusteten, rekristallisierten Organismen, Schalenresten, rekristallisierten Foraminiferen z.B. *Aulotortus* sp.
  - Wackestones mit rekristallisiertem *Aulotortus* sp.
  - Mikrosparitische Packstones mit Pellets, Sparitbruch, rekristallisierten Organismen, *Agathammina austroalpina* (KRISTAN-TOLLMANN 1964)
  - Wackestones mit *Aulotortus* sp. und *Triasina hantkeni* (MAJZON 1954)

## Karbonate (Unter-Jura):

- Lias Spaltenfüllungen im Dachsteinkalk
- Diskordant über Dachsteinkalk abgelagerter grauer Becken-Jura mit Crinoïden, Sparitbruch
- Kieselige, schwammnadelreiche Packstones (Scheibelberg Formation)

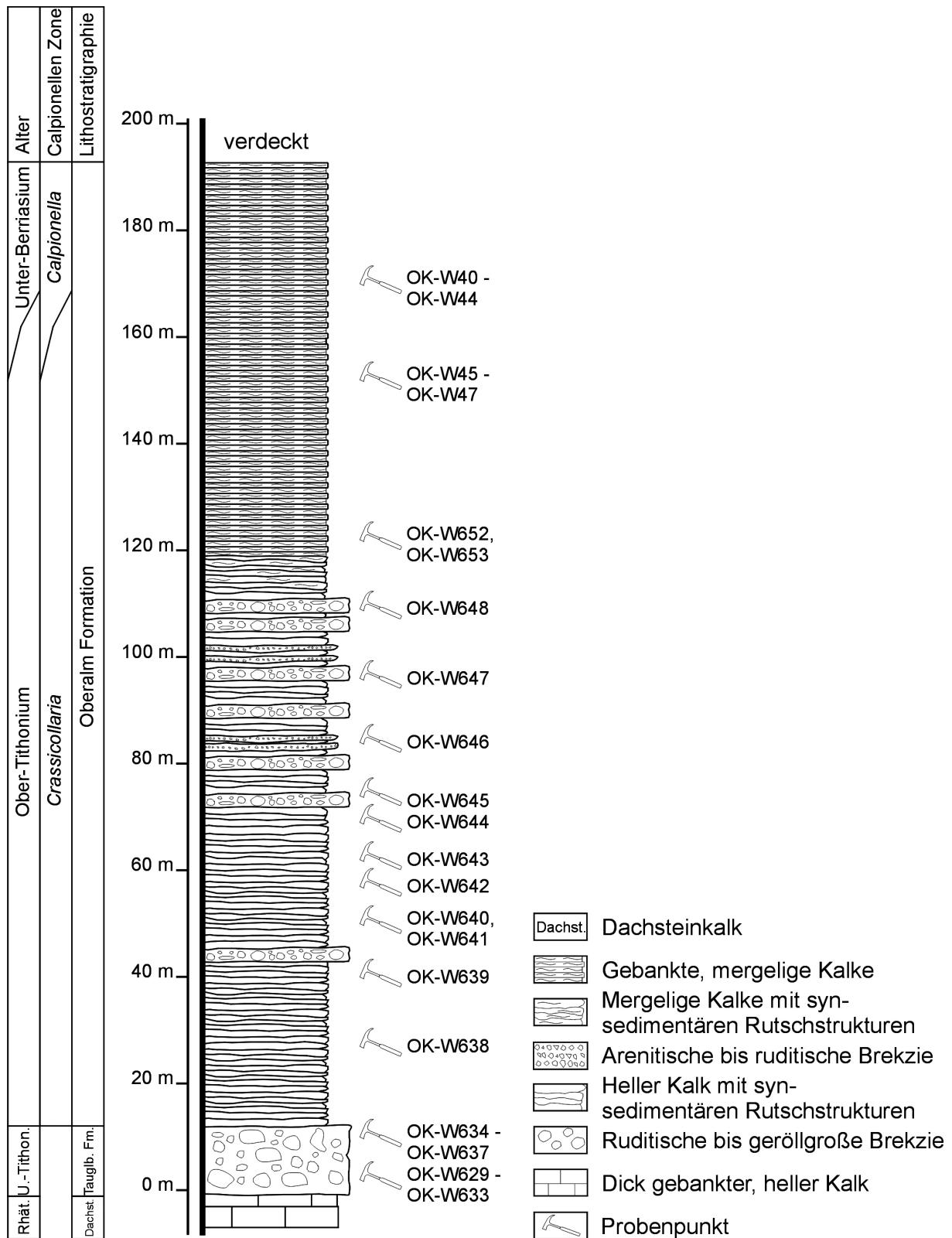


Abbildung 4.1.3.b: Zusammengesetztes Profil der sedimentären Schichtfolge am Seewaldsee.

Mehrere Meter über der Brekzienbasis ist bereits Matrix zwischen den Lithoklasten vorhanden. Es handelt sich um braune, mergelig-kalkige Wackestones mit Sparitbruch, Crinoiden, *Saccocoma* sp., kalzitischen Foraminiferen, rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln, Aptychen, Brachiopodenresten und Filamenten (Tauglboden Formation des Unter-/Ober-Tithonium).

Die etwas hangend, entlang der Forststraße, aufgeschlossenen Brekzien dieses Sedimentationszyklus bestehen aus eckigen bis angerundeten, karbonatischen, mikrofaziliell den Liegenden ähnlichen, Lithoklasten.

Karbonate (Trias):

- Dachsteinkalkfazies
  - Packstones mit Mikritklasten, Sparitbruch, rekristallisierten Organismen, Schalenresten, *Aulotortus* sp.
  - Leicht rekristallisierte Packstones mit Mikritklasten, rekristallisierten Foraminiferen, Schalenresten
- Kössen Formation
  - Packstones mit Schalenresten unterschiedlicher Größe (basales Rhätium)

Hangfazies (Ober-Jura):

- Packstones mit Sparitbruch, Mikritklasten, Crinoiden

Karbonate (unzuordnenbar):

- Bräunliche Sparitbruch-Wackestones
- Wackestones mit ausgelängten Mikritklasten, Sparitbruch, rekristallisierten Radiolarien
- Rekristallisierte Pellets-Packstones mit Sparitbruch, kalzitischen Foraminiferen

Über den Brekzienbänken, die entlang des Verlaufes der Forststraße weiterhin anstehen, folgen im Almgelände nach Westen gebankte, grün-graue hemipelagische Kalke der Oberalm Formation (dichte und locker gepackte Packstones mit Radiolarien, Textularien, Sparitbruch, Calpionellen, detritären Körnern, seltenen Aptychen bzw. feinkörnige Wackestones mit wenigen Radiolarien und Calpionellen). Zwischengeschaltet kommen hellbraune, gebankte Kalke mit resedimentiertem Flachwasserdetritus (Packstones mit Sparitbruch, Mikritklasten, Crinoiden, Milioliden, lituoliden Foraminiferen, Ooiden, Textularien, *Thaumatoporella* sp., Tubiphytes, *Mohlerina* sp., *Carpathocan-*cer sp. und *Nautiloculina oolithica* (MOHLER 1938)) vor. In diesen Kalken liegt noch eine weitere lithoklastische Brekzienlage, darüber bilden die hemipelagischen Kalke (teilweise radiolarien- und schwammnadelreich und daher verkiesel) gemeinsam mit den Flachwasser Resedimenten die Abfolge über das Wiesengelände bis zur Forststraße südlich des Seewaldsees. Die gebankte Fazies ändert sich zum Hangenden in synsedimentär verrutschte Pakete von grün-grauen Mikriten. In diese sind erneut lithoklastische, korngestützte Brekzienbänke mit Korngrößen bis zu Geröllgröße (Fußballgröße) eingelagert. Die Basalfläche der Brekzien ist generell erosiv. Die Porenfüllung zwischen den Klasten besteht aus einer grün-braunen Wackestone-Matrix mit

Radiolarien, Schwammnadeln, Holothurien, Aptychen, Ammoniten, Lenticulinen und Calpionellen. Es treten aber auch Bioklasten aus dem Flachwasserbereich wie Crinoiden, lituolide Foraminiferen, mikrobiell inkrustierte Gerüstbildner, *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967) und Tubiphytes auf. Folgende Lithoklasten treten in den Brekzien auf.

Karbonate (Ober-Trias):

- Dachsteinkalkfazies
  - Packstones mit Mikritklasten, rekristallisierten Foraminiferen, kalzitischen Foraminiferen, Schalenresten, Dasycladaceen, mikritumkrusteten, rekristallisierten Organismen
- Kössen Formation
  - Braune, mergelige Packstones mit Sparitbruch, Gastropoden, Schalenresten unterschiedlicher Größe

Karbonate (Unter-Jura, Ober-Hettangium bis Unter-Sinemurium):

- Graue, kieslige, schwammnadelreiche Packstones (Scheibelberg Formation)

Karbonate (Ober-Jura):

- Hangfazies
  - Packstone-Schüttungen mit Crinoiden, Mikritklasten, Sparitbruch, Foraminiferen
  - Gröbere Packstones mit mikritumkrusteten Korallen, Crinoiden, rekristallisierten Organismen
  - Wackestones (Calpionellen, Sparitbruch) mit dünnen Packstone-Schüttungen (Sparitbruch, Mikritklasten, Crinoiden), zusätzlich im rechten Winkel zur Schichtung Zerrspalten, gefüllt mit Mikritklasten-Packstones
  - Ausgewaschene Packstones mit mikritumkrustetem Sparitbruch, *Carpathocancer* sp., Rivulariaceen, Textularien
- Beckenfazies
  - Wackestones mit *Calpionella alpina* (LORENZ 1902), *Crassicollaria intermedia* (DURAND-DELGA 1957), *Crassicollaria massutiniana* (COLOM 1948), Crinoiden, Radiolarien, Sparitbruch, Schwammnadeln (Oberalm Formation)
  - Wackestones mit Sparitbruch, Radiolarien, Schwammnadeln, Schalenresten
  - Schwammnadelreiche Wackestones mit Sparitbruch, Radiolarien

Siliziklastika:

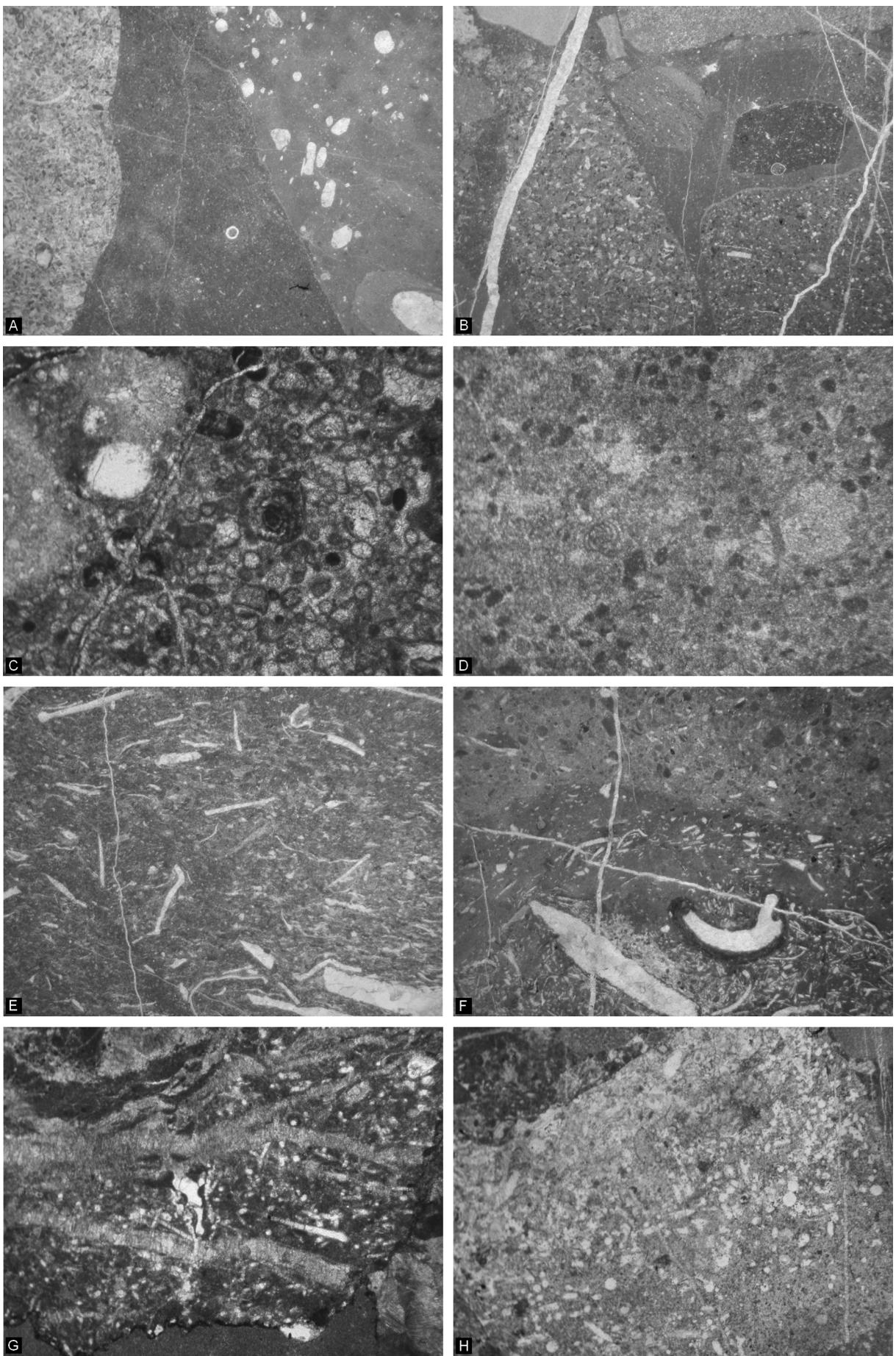
- Braune Siltsteine

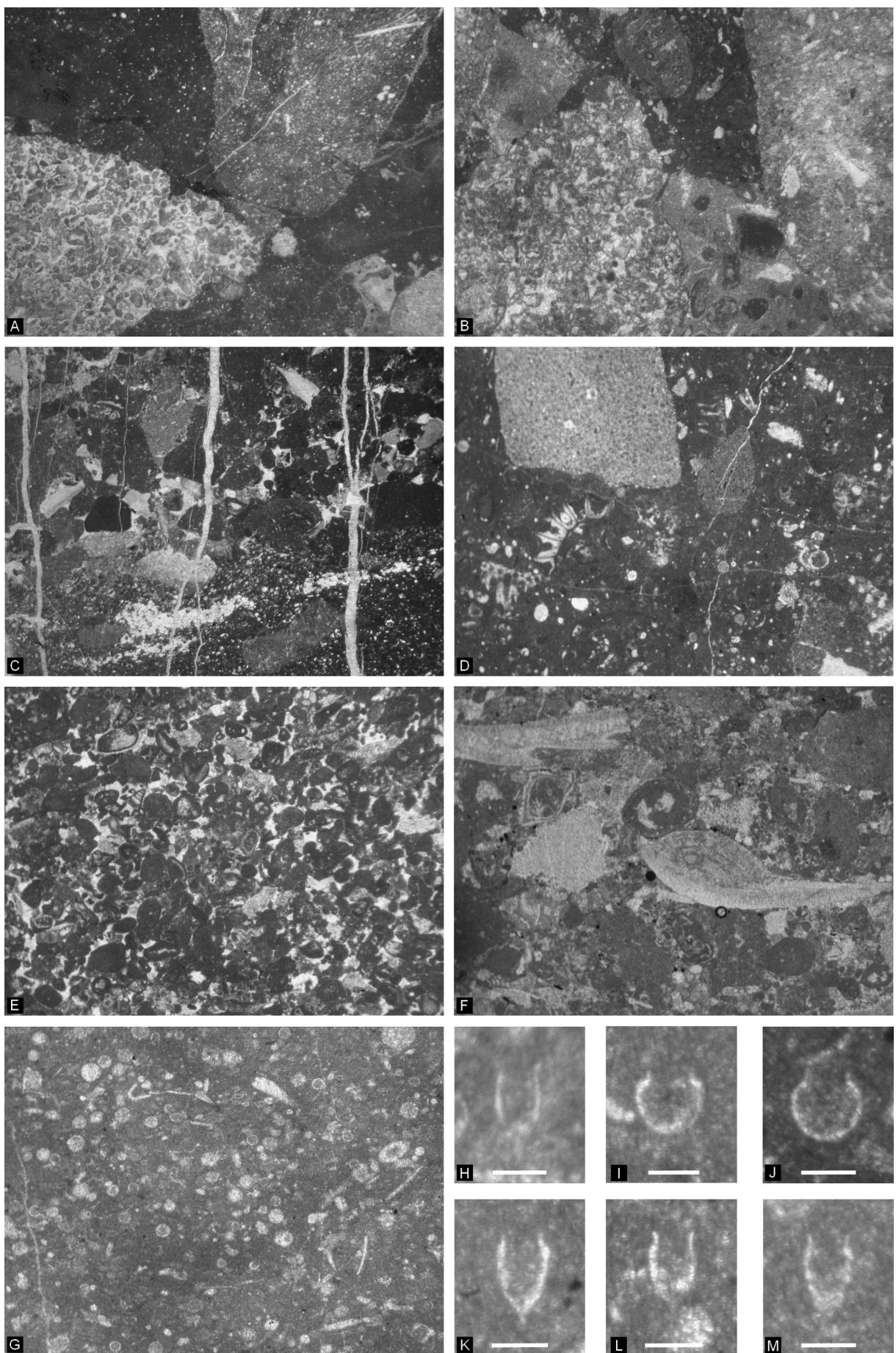
Es folgen mehrere Meter Wechsellagerungen von grün-grauen, synsedimentär gerutschten Kalken, resedimentierten braunen Flachwasserkalken und Brekzienbänken. Die Brekzien nehmen wie die Flachwasserkalkbänke (Packstones mit Crinoiden, Mikritklasten, Sparitbruch, Schalenresten, Calpionellen) zum Hangenden des Profiles hin sukzessive ab. Darüber folgen grün-graue, gebankte, hemipelagische Kalke (Packstones mit Radiolarien, Schwamnnadeln und Calpionellen). Die grün-grauen Kalke werden, durch eine Abnahme der resedimentierten Bioklasten, zum Hangenden hin immer feinkörniger und mikritischer (Wackestones mit Calpionellen, rekristallisierten Radiolarien). Innerhalb dieser Gesteine liegen teilweise aptychenreiche Lagen, wobei die resedimentierten Aptychen bis zu mehrere Zentimeter groß sein können. Der Übergang zu braunen, mergeligen gebankten Kalken ist in der Nähe der Seewaldalm (Abb. 4.1.3.a) zu vermuten, aber zur Zeit nicht aufgeschlossen. Es handelt sich bei den braunen, mergeligen Kalken um radiolarienreiche Wacke- bis Packstones mit Schwamnnadeln, Schalenresten, detritären Körnern und Foraminiferen. Diese reichen entlang des Rückens nach Südwesten bis zur Hohenaualm (Abb. 4.1.3.a).

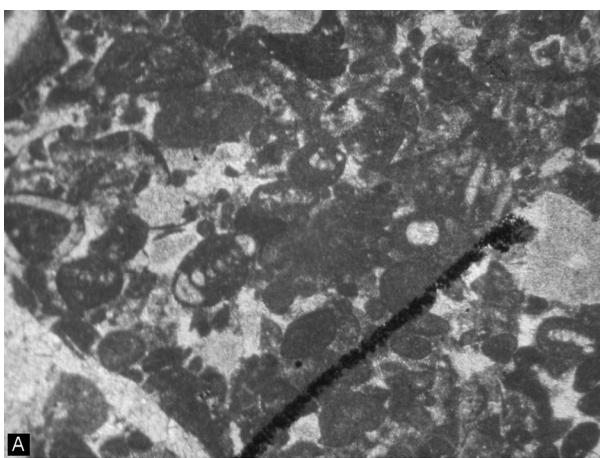
-----  
 Abbildung 4.1.3.c, Seite 62: Mikrofazies der basalen Brekzienkomponenten. A: Angulare Dachsteinkalk Lithoklasten (links: lagunärer Packstone, rechts: lagunärer Wackestone mit rekristallisierten Foraminiferen) in mikritischer, kieseliger Matrix mit feinkörnigem Sparitbruch, rekristallisierten Radiolarien und Schwamnnadeln, OK-W632\_2. B: Korngestützte, lithoklastische Brekzie mit Crinoiden-Mikritklasten-Sparitbruch-Packstones des Ober-Jura und mergeligen, kieseligen Wackestones mit Radiolarien, Schalenresten und Sparitbruch, OK-W633\_2. C: Packstone mit rekristallisierten Organismen und *Triasina hantkeni* (MAJZON 1954), rhätischer, lagunärer Dachsteinkalk, OK-W629. D: Rekristallisierter Mikritklasten-Packstone mit *Agathammina austroalpina* (KRISTAN-TOLLMANN 1964), OK-W631\_1. E: Mergeliger, dichter Wackestone mit Schalenresten, Kössen Formation, OK-W636. F: Mergeliger Wackestone mit Schüttungen von Schalenresten und leicht rekristallisierten Schüttungen mit Mikritklasten und Sparitbruch, Kössen Formation, OK-W640. G: Schwamnnadel-Wackestone mit rekristallisierten Radiolarien, Unter-Jura, OK-W630. H: Verkieselter Schwamnnadel-Packstone mit rekristallisierten Radiolarien, Scheibelberg Formation, OK-W645 Bildbreite: A bis B, E bis F= 1,4 cm; C= 0,5 cm; D, G bis H= 0,25 cm.

Abbildung 4.1.3.d, Seite 63: Mikrofazies der basalen Brekzienkomponenten. A: Angularer Dachsteinkalk und mergelige Radiolarien-Sparitbruch-Wackestone Lithoklasten mit Crinoiden in mikritischer, radiolarienreicher Matrix, OK-W648\_2. B: Lagunärer Dachsteinkalk in Packstone-Fazies und verkieselter Wackestone mit Schwamnnadeln in mikritischer Matrix mit Crinoiden und Calpionellen, OK-W650\_2. C: Schüttung mikritischer und sparitischer Lithoklasten sowie Crinoiden mit erosivem Basiskontakt in radiolarienreiche, verkieselte, mikritische Matrix, OK-W646. D: Mikritische Matrix mit Radiolarien und Calpionellen, Flachwasserorganismen wie *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967), Dachsteinkalk Lithoklasten und karbonatischem Silt, OK-W647. E: Ausgewaschener Packstone mit Mikritklasten, Sparitbruch, Textularien, Crinoiden und Tubiphytes, OK-W638. F: Ausgewaschener Packstone mit Mikritklasten, Sparitbruch, Textularien und Tubiphytes, OK-W643. G: Lockerer Radiolarien-Packstone mit Calpionellen, Schalenresten und Schwamnnadeln, OK-W652. H: *Tintinnopsella carpatica* (MURGEANU-FILIPESCU 1933), OK-W45. I,J: *Calpionella alpina* (LORENZ 1902), I: OK-W46, J: OK-W652. K bis M: *Crassicollaria intermedia* (DURAND-DELGA 1957), K, L: OK-W47\_1, M: OK-W643. Bildbreite: A bis C= 1,4 cm; D bis F= 0,5 cm; G= 0,25 cm. Maßstabsbalken: H bis M= 50 µm.

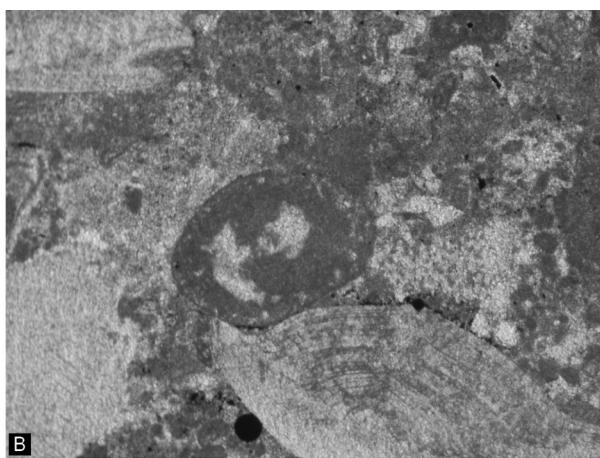
Abbildung 4.1.3.e, Seite 64: Ausgewählte Flachwasserorganismen der Brekzien und Mikrofazies der Überlagerung. A: Packstone mit Crinoiden und *Nautiloculina oolithica* (MOHLER 1938), OK-W638. B: *Pseudocyclamina* sp. zusammen mit Crinoiden und Schalenresten, OK-W643. C: *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967) in Packstone mit Mikritklasten, Sparitbruch und Calpionellen, OK-W647. D: Locker ge packte Brekzie mit Dachsteinkalk, mikritumkrustetem Sparitbruch und Korallen in mikritischer Matrix mit Crinoiden, Radiolarien und Schalenresten, OK-W649\_1. E: Mergeliger Radiolarien-Packstone mit Schwamnnadeln, OK-W40. F: Mergeliger Wackestone mit rekristallisierten Radiolarien, Schalenresten, Schwamnnadeln und Quarz, OK-W507. G: Siliziklastischer, mergeliger Packstone mit Sparitbruch, Mikritklasten, Crinoiden, Quarz und detritären Körnern, OK-W54. H: Leicht verkieselter Packstone mit denselben Komponenten wie G, OK-W697. Bildbreite: D, F bis H= 0,5 cm; A bis C, E= 0,25 cm.







A



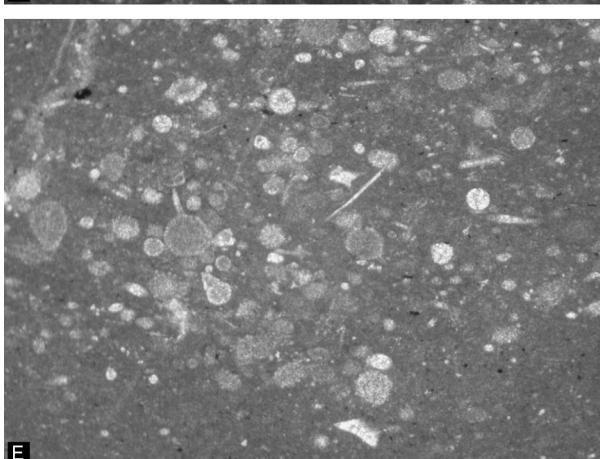
B



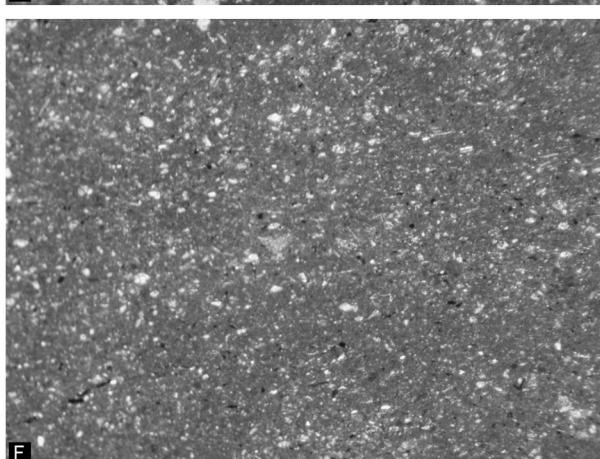
C



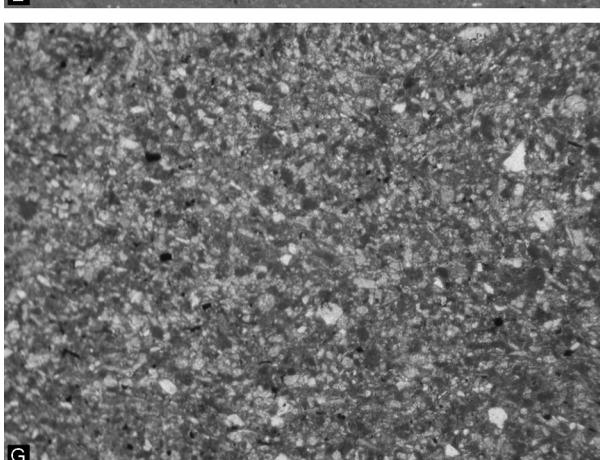
D



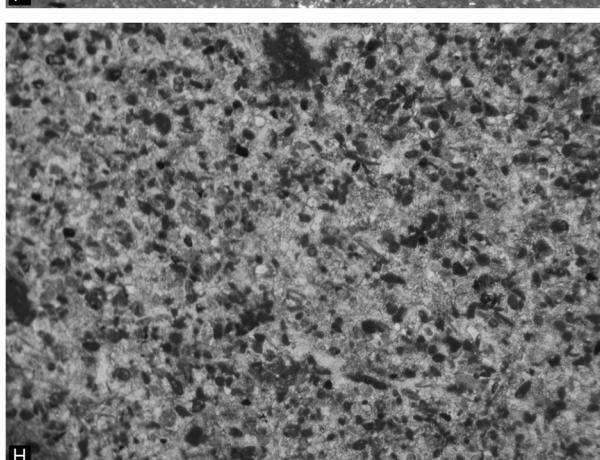
E



F



G



H

Nach Westen, zum Hangenden der Schichtfolge werden die Gesteine immer mergeliger, siltiger und dünnbankiger. Diese 0,5 cm geschichteten, braun-grauen, kalkigen Mergel zeigen zum Hangenden hin vermehrt turbiditischen Charakter. Diese Änderung kann östlich des Anwesens Seewald, von der Seewaldestraße in Richtung Süden (Abb. 4.1.3.f, g), studiert werden.

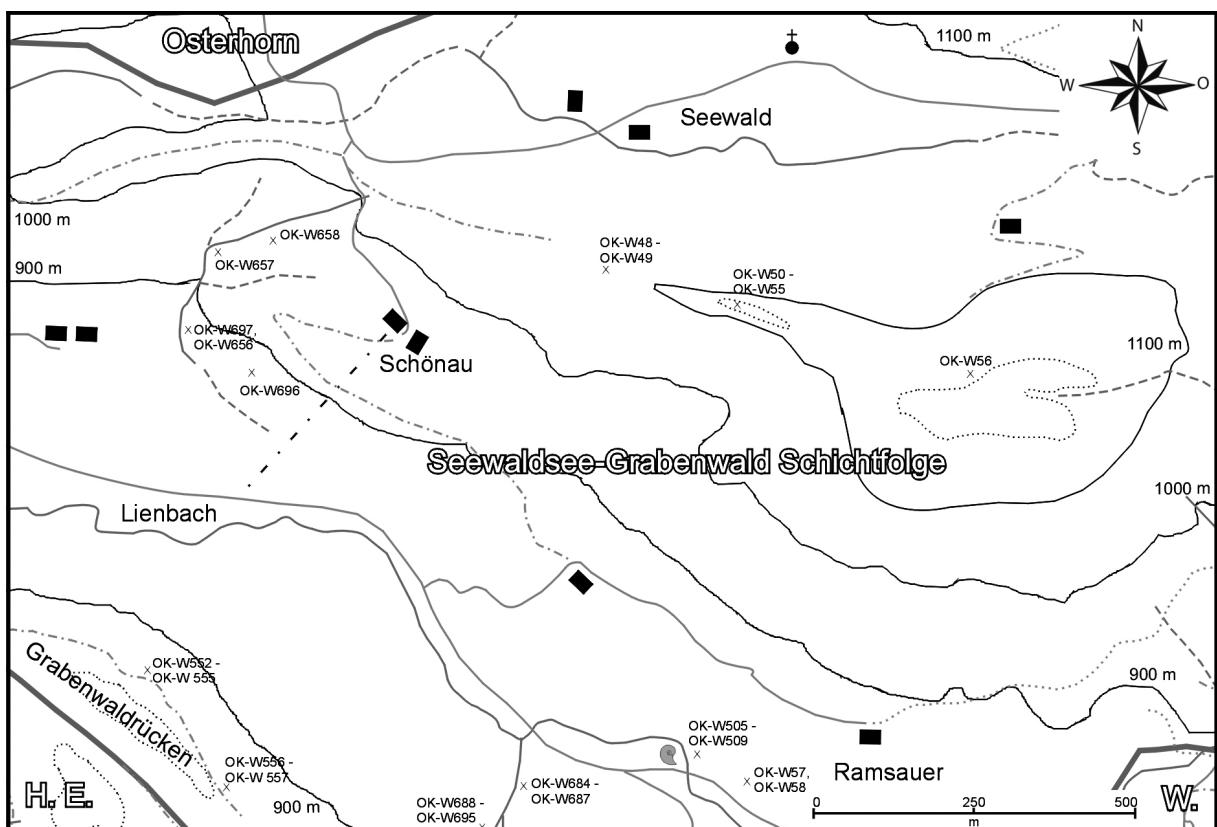


Abbildung 4.1.3.f: Geographische Übersicht und Probenlokationen zwischen Seewald und Grabenwalddrücken. H. E.: Hochreith Einheit, W: östliche und zentrale Weitenaу.

Ausgehend von 10 cm gebankten bis synsedimentär gerutschten, grün-grauen Marmore mit Radiolarien (Radiolarien-Wackestones) mit 2 cm dichten, mergeligen Zwischenlagen ändern sich die Gesteine hin zu 1 cm bis 2 cm geschichteten, braunen, kalkig-siltigen Mergeln (Radiolarien-Schwammnadel Wacke- bis Packstones mit detritären Körnern) und zu dünnbankigen bis turbiditischen, braunen, siltigen Mergeln. Diese siltigen Mergel bauen den gesamten Bereich westlich der Hohenaualm bis zum Gehöft Ramsauer, den östlichen Rücken des Berges westlich der Hohenaualm bis etwa südöstlich Mahdhiasl und bis zum Ammonitenfundpunkt Nähe der Brücke auf (Abb. 4.1.3.f) auf. Darüber folgen braun-graue, 10 cm gebankte bis turbiditische Bänke siliziklastischer Packstones (Packstones mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln, Sparitbruch, Mikritklasten, Textularien, Schalenresten, Crinoiden, detritären Körnern, Pflanzenresten, braunen Bodenklasten, Glaukonit, Quarz, Lenticulinen, *Menandrospira* sp.). Teilweise tritt schichtparallele Verkieselung auf. Schichtung und synsedimentäre Rutschstrukturen sowie Schüttungen größerer Lagen in feinkörnigeres Material sind im Schliffmaßstab zu beobachten. Diese mergeligen Packstones bauen den gesamten südlichen Bergrücken zwischen den Anwesen Seebach und Schönau auf (Abb. 4.1.3.g).

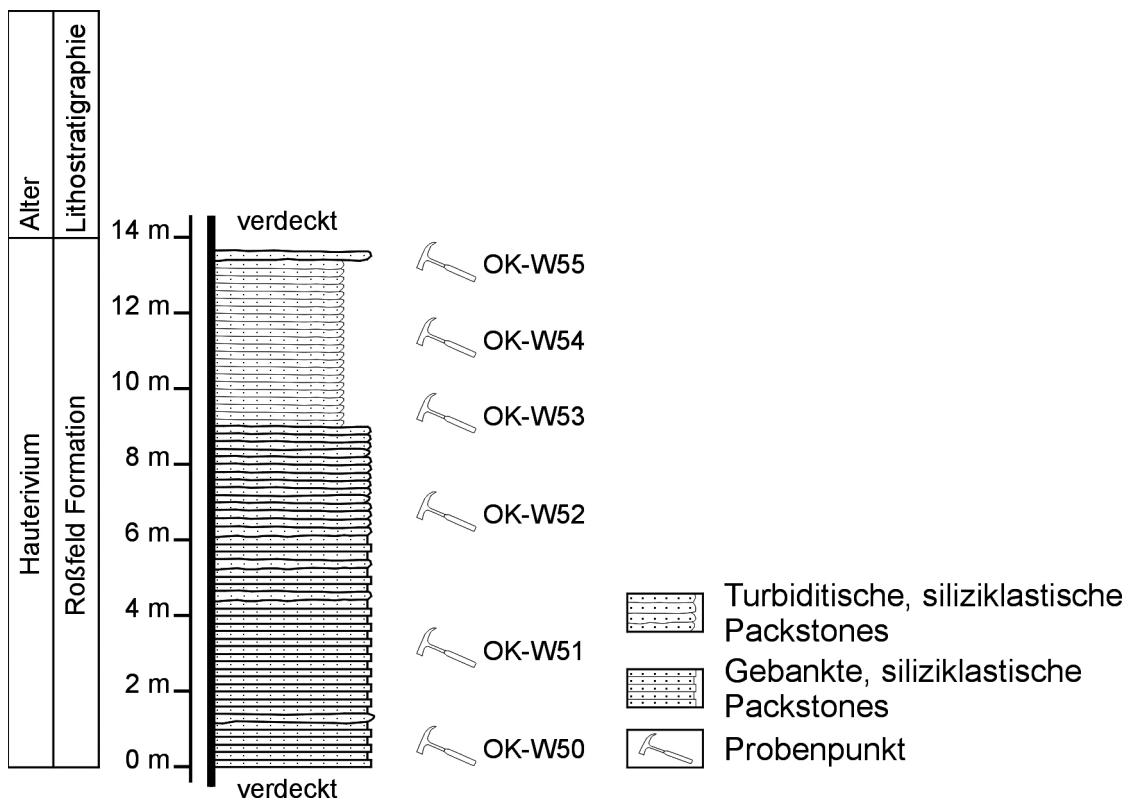


Abbildung 4.1.3.g: Turbiditische, siliziklastische Packstones der Roßfeld Formation. Profil am Hang südlich Gehöft Seewald.

Am Ammonitenfundpunkt in der Nähe der Weitenauer Straße (Abb. 4.1.3.h) kann der Übergang der turbiditischen Mergel hin zu den siliziklastischen Packstones beobachtet werden. Zwischen grün-braunen, siltigen Mergeln liegen etwas kalkigere, 10 cm gebankte, graue Bänke (Wackestones mit Radiolarien, Schwammnadeln, Sparitbruch, Crinoiden, Schalenresten, diagenetischem Pyrit). Am Übergang zu den überlagernden turbiditischen Packstones mit dünnen, braunen, siltigen Zwischenlagen, konnten einige Ammoniten aufgesammelt werden. Der Übergang von den grauen, radiolarienreichen Wackestones zu den quarzhältigen Packstones ist ein gradueller. Die Mikrofazies entspricht der bereits oben beschriebenen. Die grobsiltigen, turbiditischen Packstones können entlang dem Bachlauf sowohl nach Ost als auch nach West verfolgt werden und gleichen jenen vom nördlich liegenden Bergrücken (bis in den Graben westlich Anwesen Schönau) und dem südlich an die Straße anschließenden Wiesengelände. Auch der Straßenaufschluss neben der Brücke zeigt die braun-grauen, leicht kieseligen, bis 20 cm mächtigen grobsiltigen turbiditischen Packstones (Abb. 4.1.3.i). Diese werden zum Hangenden ebenflächiger gebankt mit dünnsschichtigen Zwischenlagen. Im weiteren Verlauf der Schichtfolge verändern sich die grobsiltigen Schüttungen in der braunen, mergligen Wackestone-Matrix und werden zum Hangenden etwas kieseliger (verkieselte Packstones mit Quarz, rekristallisierten Radiolarien, Mikritklasten, Sparitbruch, detritären Körnern, Schwammnadeln, Lenticulinen, Textularien, Schalenresten, Crinoiden, *Meandrospira* sp., Pflanzenresten). In weiterer Folge stehen über diesem Paket aus kieseligen, siliziklastischen Packstones kalkig-siltige Mergel an. Diese sind z.B. im Graben westlich des Anwesens Schönleiten anstehend. Der sedimentäre Übergang von den kieseligen Packstones zu den Mergeln ist zur Zeit im Bachbett des Weitenauer Baches nicht aufgeschlossen.

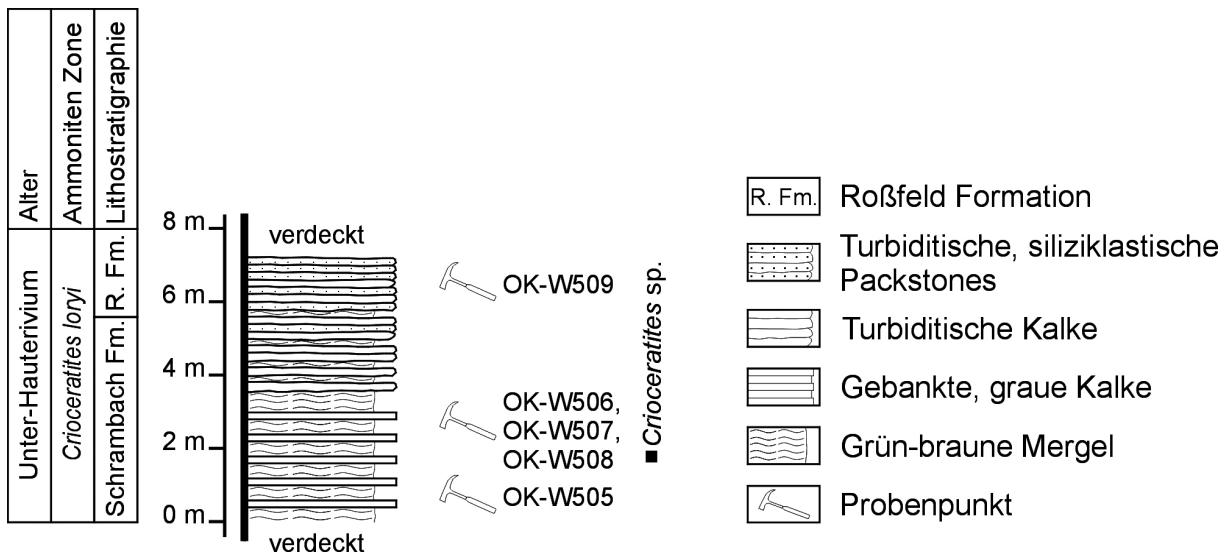


Abbildung 4.1.3.h: Das Bachprofil am Ammonitenfundpunkt westlich Ramsauer zeigt den Übergang der turbiditischen Mergel zu den siliziklastischen Packstones.

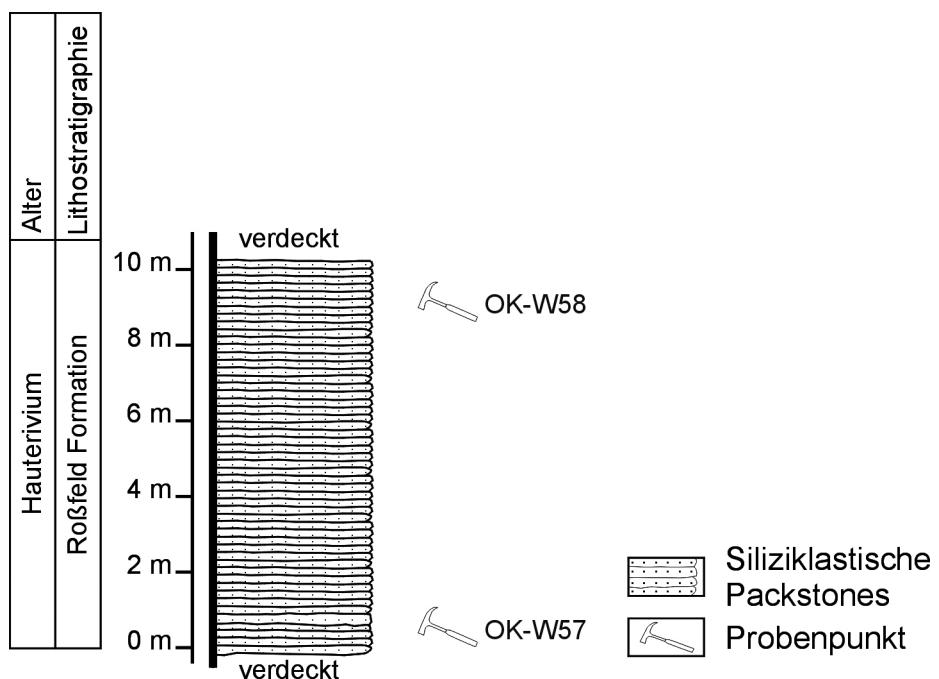


Abbildung 4.1.3.i: Die Überlagerung des Ammonitenprofiles ist etwas östlich entlang der Straße und im Bachbett aufgeschlossen.

Es handelt sich bei dieser, die kieseligen, turbiditischen bis gebankten Packstones überlagernde Mergelabfolge um grau-grüne, dünnplattige, kalkige Mergel (graue Wackestones mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln, Schalenresten, Pflanzenresten).

In diese sind 10 cm bis 20 cm gebankte, kalkige Bänke (Packstones mit Mikriklasten, Sparitbruch, Textularien, Schalenresten, detritären Körnern, Glaukonit, Holzresten, Pflanzenresten) eingeschaltet. Die turbiditischen bis dünn gebankten Mergel werden zum Hangenden siltiger (braune, mergelige Wacke- bis Packstones mit Quarz, Sparitbruch, Mikriklasten, Crinoiden, detritären Körnern, Pflanzenresten) und dünnsschichtiger (2 cm bis 5 cm Dicke). Der Kontakt zu den überlagernden grobsandigen Areniten und Ruditen ist nicht aufgeschlossen.

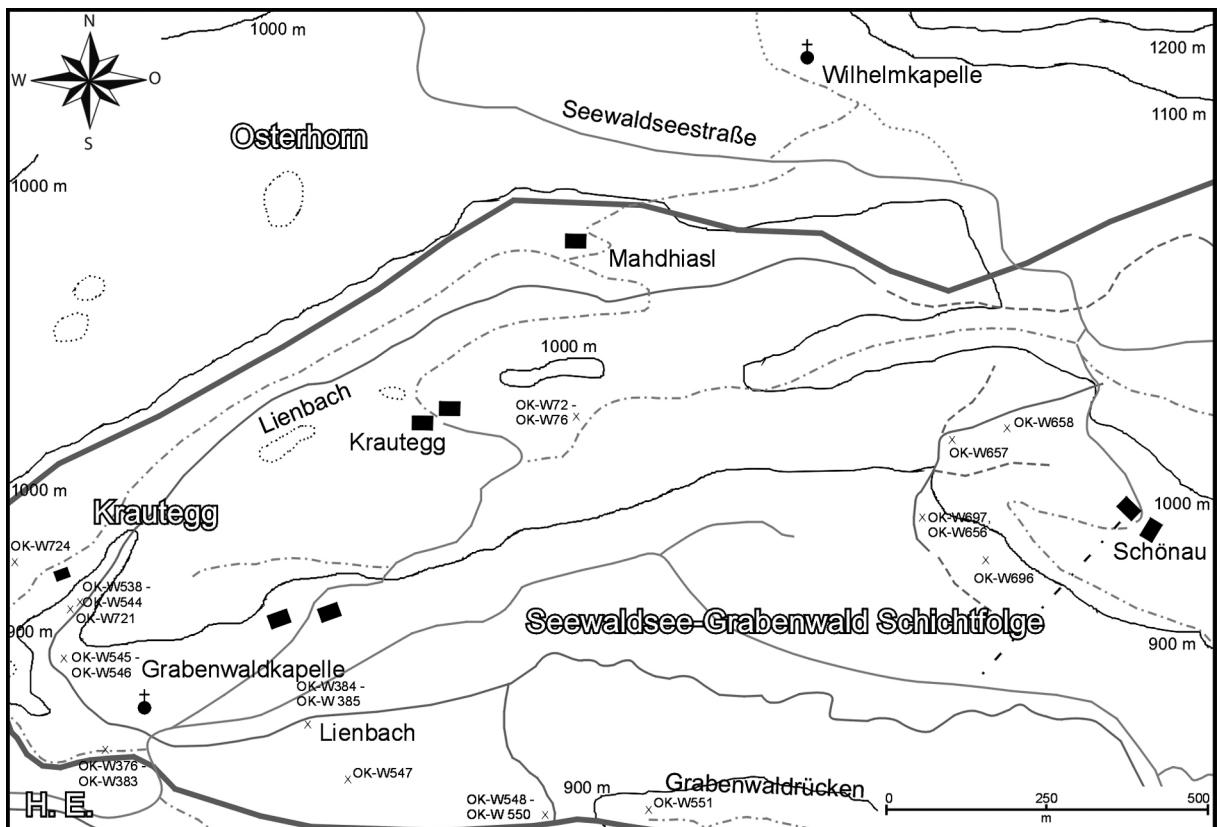


Abbildung 4.1.3.j: Geographische Übersicht und Probenlokationen im Grabenwald. H. E.: Hochreith Einheit.

Diese Mergel können in der Nähe der Grabenwaldkapelle (Abb. 4.1.3.j) ebenfalls kartiert werden. Unter der Brücke und östlich der Kapelle sind im Lienbach braune, turbiditische Mergel mit bis zu 40 cm mächtigen Einschaltungen von siliziklastischen Packstones (mikrosparitische Matrix mit rekristallisierten Radiolarien, Sparitbruch, Quarz, Schwammnadeln, Glaukonit, pyritisierten Pflanzenresten, Mikritklasten, Astresten) aufgeschlossen. Von der Abzweigung des Forstweges zum Anwesen Putzenbauer, von der Weitenauer Straße, können entlang der Straßenböschung und entlang des Rückens dick gebankte bis turbiditische (fein) sandige, lithoklastische Arenite und feinkiesige bis grobsandige Rudite kartiert werden. Der scharfe Übergang von feineren zu gröberen Schüttungslagen kann sowohl makroskopisch als auch im Schliffmaßstab dokumentiert werden. Sie sind als siliziklastische, Packstones mit Bio-, Lithoklasten, Mikritklasten, Sparitbruch, Pflanzenresten und detritären Körnern anzusprechen. Teilweise ist die braune, mergelige Matrix erhalten.

#### Bioklasten:

- Korallen, Schwämme, Serpuliden
- Textularien, Orbitolinen: *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH 1805)
- Corallinaceenreste
- Crinoiden (teilweise mikritumkrustet), Bryozoen, Brachiopoden, Schalenreste

#### Karbonate:

- Wackestones mit Sparitbruch, Pellets, Foraminiferen
- Braune Mudstones mit diagenetischem Pyrit

- Packstones mit rekristallisierten Organismen
- Mikritklasten-Packstones mit bräunlicher Matrix
- Etwas rekristallisierte Mikrite mit größerem Mikrosparit, Ooiden, Tubiphytes
- Wackestones mit Dasycladaceenresten (Lagunenfazies)

Kieselsedimentgesteine:

- Rote, helle und hellgelbliche Radiolarite, leicht metamorph überprägt
- Rote Radiolarite (Radiolarien-Packstones)
- Rote Radiolarite (Radiolarien-Packstones mit Filamenten)
- Orange bis rote, verkieselte Tiefseetone

Magmatite:

- Vulkanite
- Vergrüntes, vulkanisches Glas

Siliziklastika:

- Quarzite
- Geschichtete Quarzite mit Hellglimmer
- Quarzhältige, braune Feinsiltsteine
- Quarzsiltsteine
- Feinsandsteine mit grauer Matrix, Quarz, Crinoiden, Sparitbruch

Pedogene Bildungen:

- Rötlicher Karst
- Grob sparitisch rekristallisierte Karbonate mit Hohlräumen (gefüllt mit pedogenen Sedimenten)

Diese braunen, turbiditischen Arenite mit größeren ruditischen Klasten können entlang dem nach Südosten verlaufenden Grabenwaldrücken weiterverfolgt werden. Teilweise können sowohl makroskopisch, als auch im Schliffmaßstab, Rutschstrukturen und Schüttungen größerer Fraktionen beschrieben werden. Selten ist die braune, mergelige Matrix erhalten. Die Gesteine sind mikrofaziell als feinsandige, quarzreiche Packstones anzusprechen. Sie beinhalten daneben Mikritklasten, Glaukonit, Crinoiden, detritäre Körner, Brachiopoden, Bryozoen, Gerüstbildner und Lithoklasten.

- Graue, leicht rekristallisierte Mikrite
- Mikrosparitische Wackestones mit Schalenresten, Iituoliden Foraminiferen
- Lagunäre Wackestones mit Dasycladaceenbruch, Foraminiferen, *Nautiloculina oolithica* (MOHLER 1938) (Plassen Karbonat Plattform, Ober-Jura bis Berriasium)
- Pellets mit braunem Mikrosparit in Hohlräumen (Verkarstung)
- Mergelige Radiolarien-Packstones
- Vulkanite
- Quarzite
- Verschiedene, feinkörnige Siliziklastika

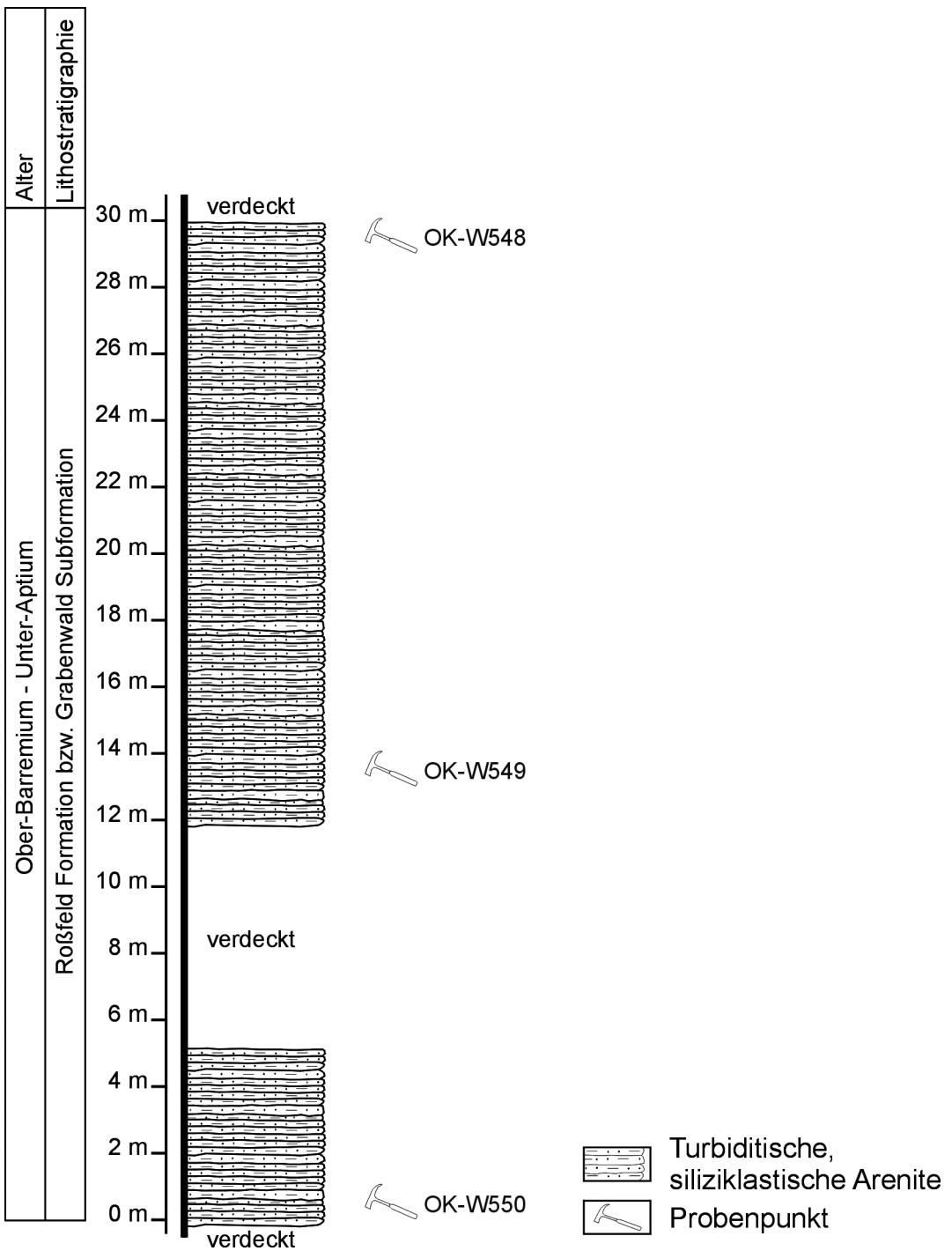


Abbildung 4.1.3.k: Klastisches Ober-Barremium bis Unter-Aptium, Grabenwald Subformation, Profil am westlichen Grabenwaldrücken.

Die Arenite (siliziklastische Packstones mit Quarz, Mikritklasten, Pflanzenresten, detritären Körnern, Schwamnnadeln, rekristallisierten Radiolarien, Textularien, Schalenresten, Lenticulinen, Orbitolinen, Brachiopoden in brauner mergeliger Matrix) werden zum Hangenden feiner, wobei der qualitative Anteil der Mikrofazies sich nur unwesentlich ändert, und gehen in eine Wechselfolge von grünen, mergeligen Siltsteinen, ebenflächig gebankten, feinsandigen bis siltigen Areniten, braunen, siltigen Mergeln und turbiditischen, bis zu 50 cm mächtigen Areniten über. Entlang der Forststraße zum Hangenden werden die turbiditischen Arenite etwas grauer und kieseliger.

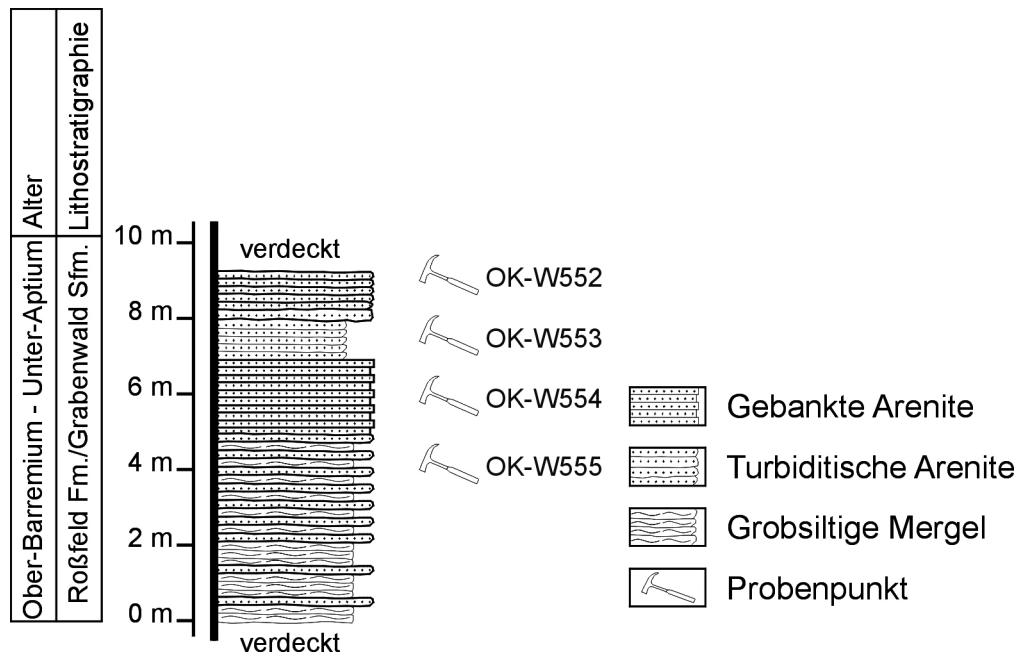


Abbildung 4.1.3.I: Ober-Barremium bis Unter-Aptium, Grabenwald Subformation, Profil des Steinbruches am Grabenwaldrücken.

Den Abschluss der Seewaldsee-Grabenwald Abfolge am Grabenwaldrücken bilden graue, kieselige, sandige Arenite, Arenite mit braunen, feinsandigen, dünnsschichtigen Zwischenlagen und arenitische bis ruditische Konglomeratbänke, die erosiv in die feinkörnigeren Gesteine in Form von Kanälen eingeschnitten sind. Die sandigen Arenite bestehen zum Großteil aus Quarz, Mikritklasten, Crinoiden und Sparitbruch. Die auftretenden Lithoklasten sind jenen der liegenden Konglomerate ident. Diese unsortierten, korngestützten, angularen bis gerundeten Konglomerate können in eine kiesige und eine feinsandige Fraktion geteilt werden. Die feinsandige Fraktion füllt den Porenraum aus und besteht aus Quarz, Mikritklasten, Bryozoen, Brachiopoden, *Carpathocancer* sp., Textularien, Lenticulinen, Crinoiden (teilweise angebohrt oder mikritumkrustet), verkieselten Gerüstbildnern, Glaukonit, Pflanzenresten, Orbitolinen, detritären Körnern, roten und gelblichen, verkieselten Tiefseetonen und Lithoklasten. Selten ist die grau-braune, kalkig-mergelige Matrix zwischen den größeren Schüttungen erhalten geblieben. Folgende Lithoklasten treten in der feinsandigen und kiesigen Fraktion auf.

Karbonate:

- Mikrite
- Sparitbruch-Mikritklasten-Packstones mit detritären Körnern

Kieselsedimentgesteine:

- Rote Radiolarite
- Rote, gelbe verkieselte Tiefseetone

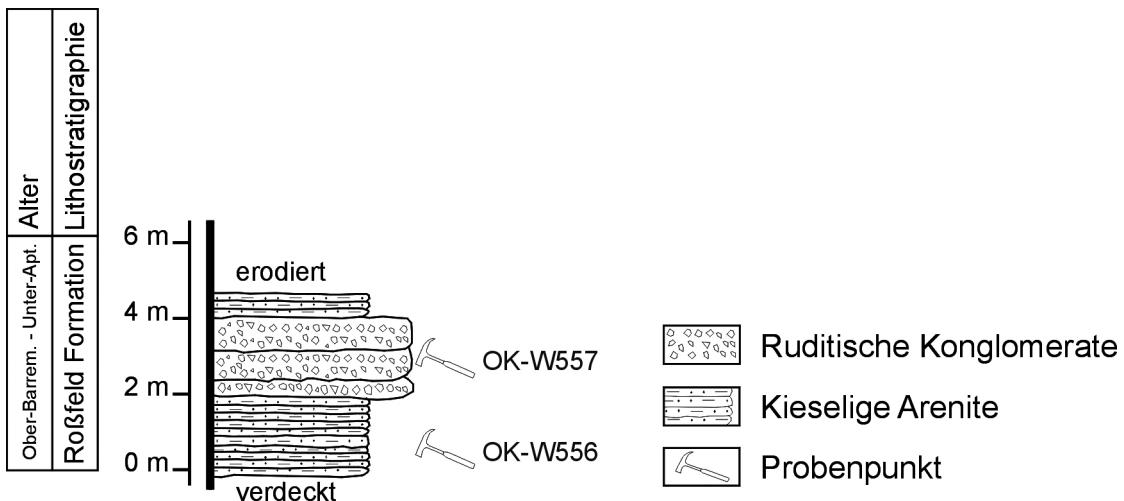


Abbildung 4.1.3.m: Ober-Barremium bis Unter-Aptium, Grabenwald Subformation, Profil der hangenden Schichten der sedimentären Schichtfolge vom Seewaldsee bis zum Grabenwald.

Magmatite:

- Verschiedene Vulkanite
- Verschiedene Plutonite

Siliziklastika:

- Quarzite, teilweise mit Chlorit, Hellglimmer
- Quarzfeinsandsteine, teilweise mit Pflanzenresten
- Karbonatzementierte Quarzsandsteine mit Pflanzenresten, Glaukonit, Feldspat
- Quarzsiltsteine
- Tonige Siltsteine
- Geschichtete, quarzhältige Silt- und Tonsteine
- Siltige Mergel

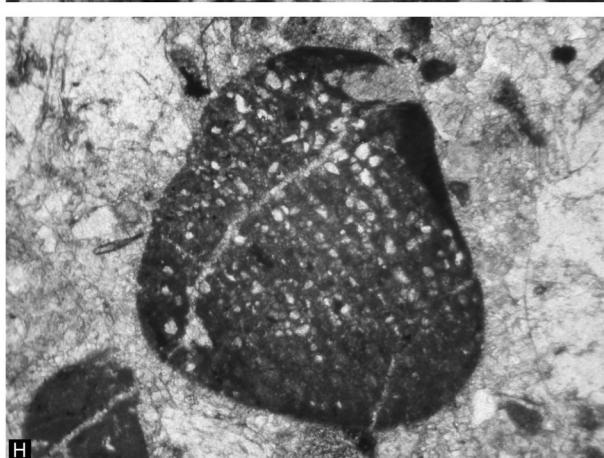
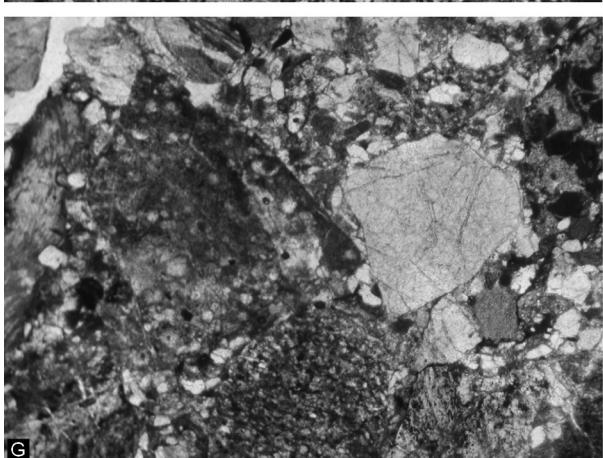
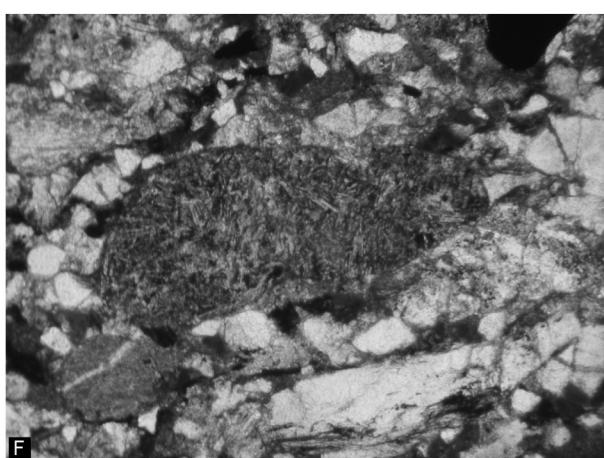
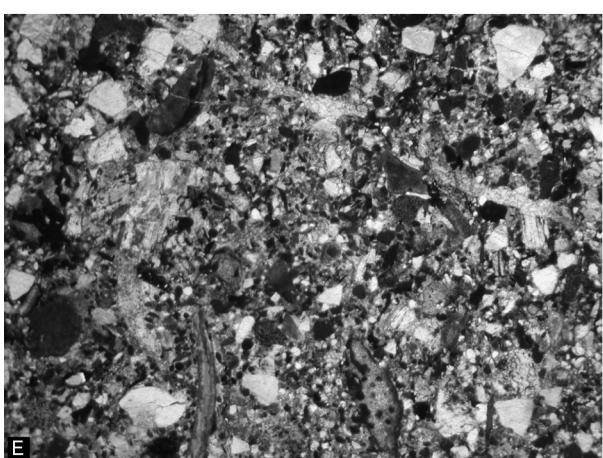
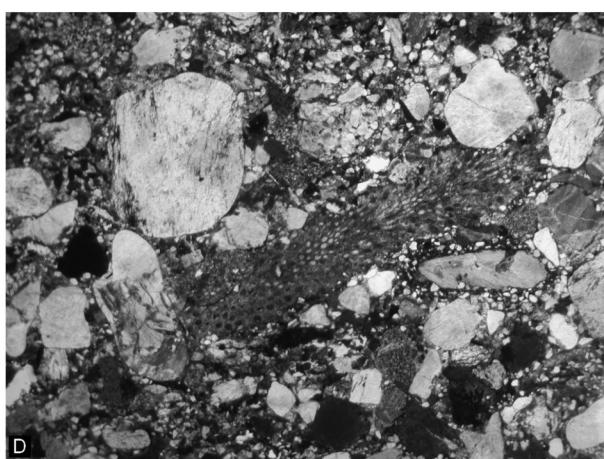
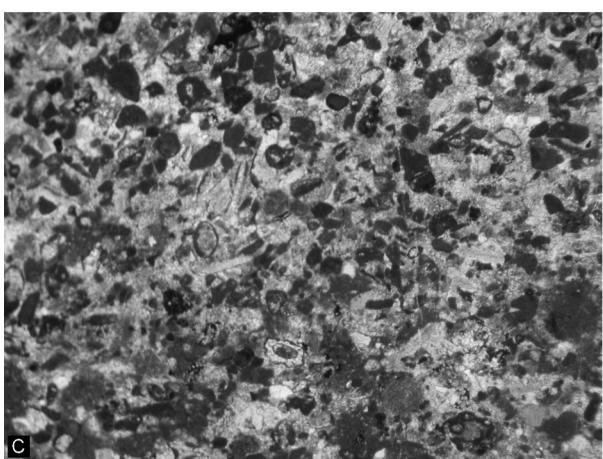
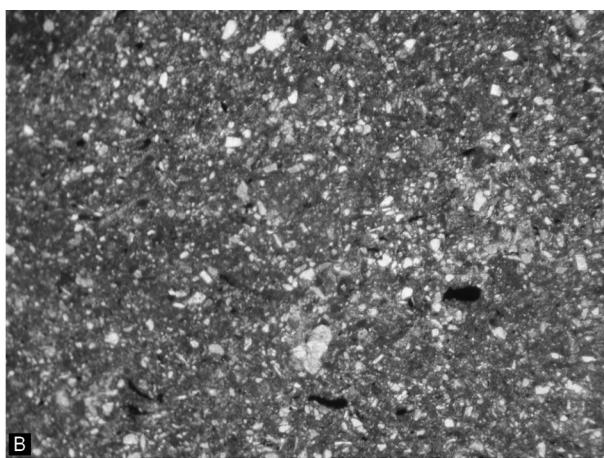
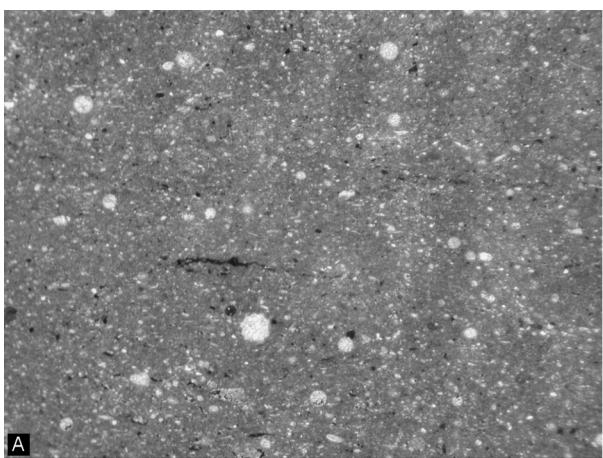
Pedogene/Diagenetische Bildungen:

- Eisenkrusten um Quarzite
- Braun-roter Boden/Karst mit Quarz und Resten von Sparitbruch, Mikritklasten
- Hornstein

Darüber hinaus verwehrt die Erosion eine weitere Profilaufnahme bzw. eine flächige Kartierung in das Hangende der Seewaldsee-Grabenwald Einheit.

-----

Abbildung 4.1.3.n, Seite 73: Mikrofazies der grobklastischen Grabenwald Subformation und deren Unterlagerung. A: Mergeliger Wackestone mit rekristallisierten Radiolarien, Schalenresten, Sparitbruch und Schwammmadeln, OK-W685. B: Mergeliger Wackestone mit Quarz, detritären Körnern und Sparitbruch, OK-W687. C: Packstone-Schüttung, bestehend aus Mikritklasten, Sparitbruch, Crinoiden und etwas Quarz sowie detritären Körnern, OK-W690. D: Unsortiertes, arenitisches bis ruditisches Konglomerat mit siliziklastischen Lithoklasten, Crinoiden und Bryozoen, OK-W376\_4. E: Unsortierter, unreifer, quarzführender Arenit mit siliziklastischen und karbonatischen Lithoklasten, OK-W377\_3. F: Subangularer Vulkanit, OK-W382\_1. G: Subangularer Radiolarit, OK-W376\_4. H: *Orbitolina* sp., OK-W376\_1. Bildbreite: D bis E = 1,4 cm; A bis C = 0,5 cm; F bis H = 0,25 cm.



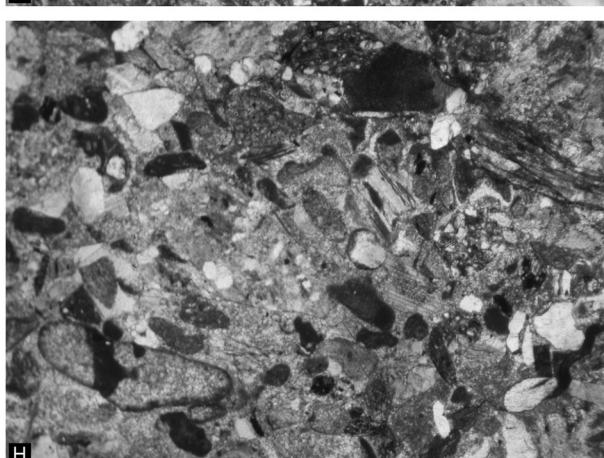
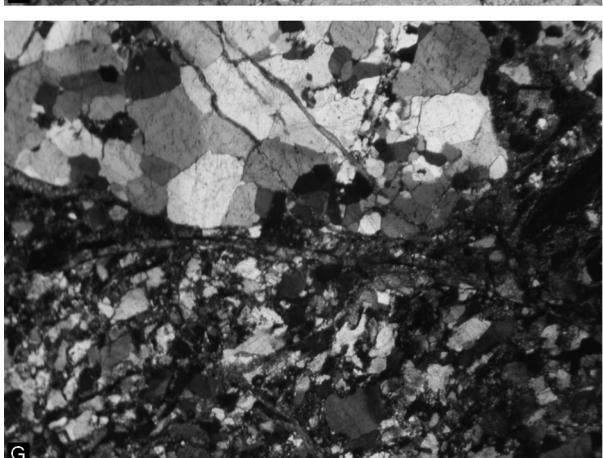
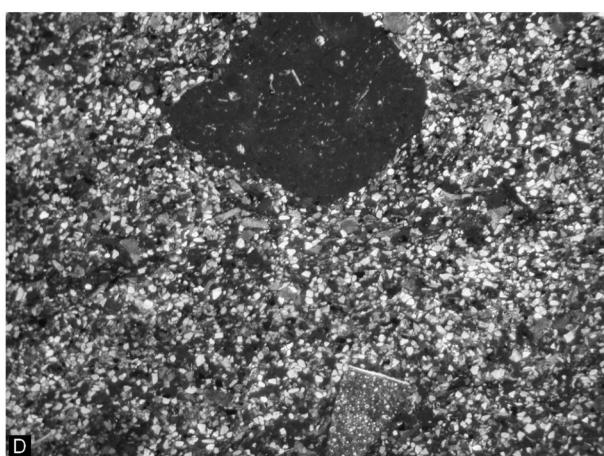
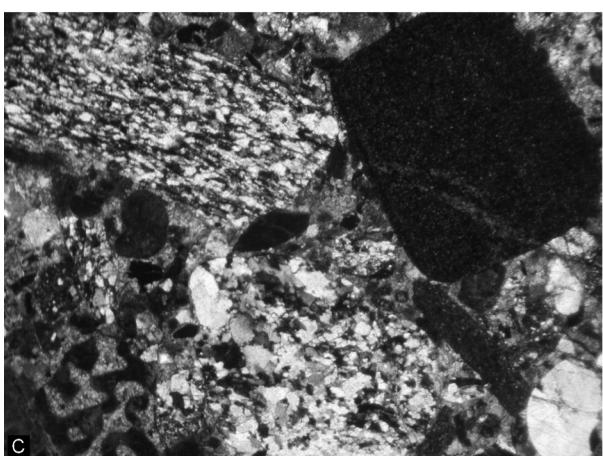
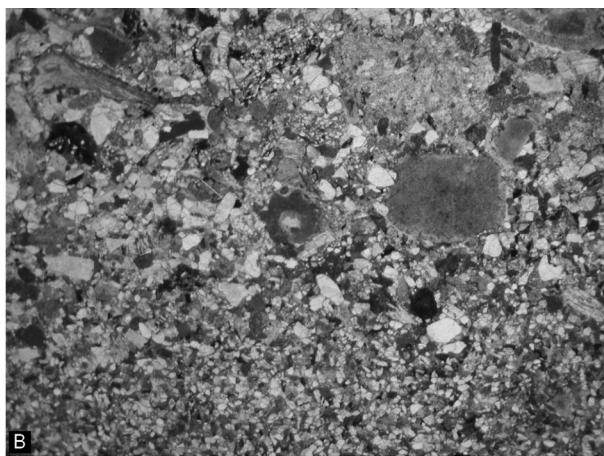
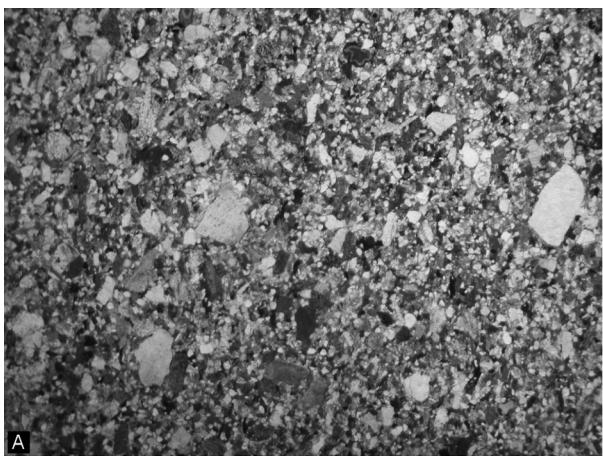


Abbildung 4.1.3.o, Seite 74: Mikrafazies der Grabenwald Subformation. A: Quarzführender Arenit mit Karbonaten, Crinoiden und mikrokristallinen Kieselsedimentgesteinen, OK-W379. B: Erosiver Kontakt feinkiesiger, bioklastenreicher Lage zu den unterlagernden, quarzreichen Areniten, OK-W381\_1. C: Subangulare bis gerundete Quarzite und subangulare quarzreiche Siltsteine, gekreuzte Nichols, OK-W381\_2. D: Quarzreicher Arenit mit Radiolarit (Radiolarien-Packstone) und Karbonatlithoklast (lagunärer Wackestone), OK-W549\_2. E: Unsortiertes ruditisches Konglomerat mit überwiegend siliziklastischen Lithoklasten, OK-W557\_7. F: Crinoiden, Siltsteine, Plutonite und Vulkanite als weitere Bestandteile des Konglomerates, OK-W557\_7. G: Subangulare Quarzite und Quarzsandsteine mit Glimmer und kleinen Lithoklasten, gekreuzte Nichols, OK-W557\_7. H: Arenitische Matrix der Konglomerate mit Sparitbruch, Mikritklasten, Crinoiden, Quarz, Pflanzenresten und verschiedenen siliziklastischen Lithoklasten, OK-W557\_9. Bildbreite: A bis B, D bis E = 1,4 cm; F = 0,5 cm; C, G bis H = 0,25 cm.

#### 4.1.4. Krautegg Profil

Die Schichtfolge rund um Krautegg ist eine tektonisch begrenzte Lamelle, die am Südabhang des Osterhorns, vom Rücken nördlich der Gehöfte Schönau, Mahdhasl, Krautegg, Putzenbauer, an der Südseite des Zimmereckes bis Grubach entlang zieht.

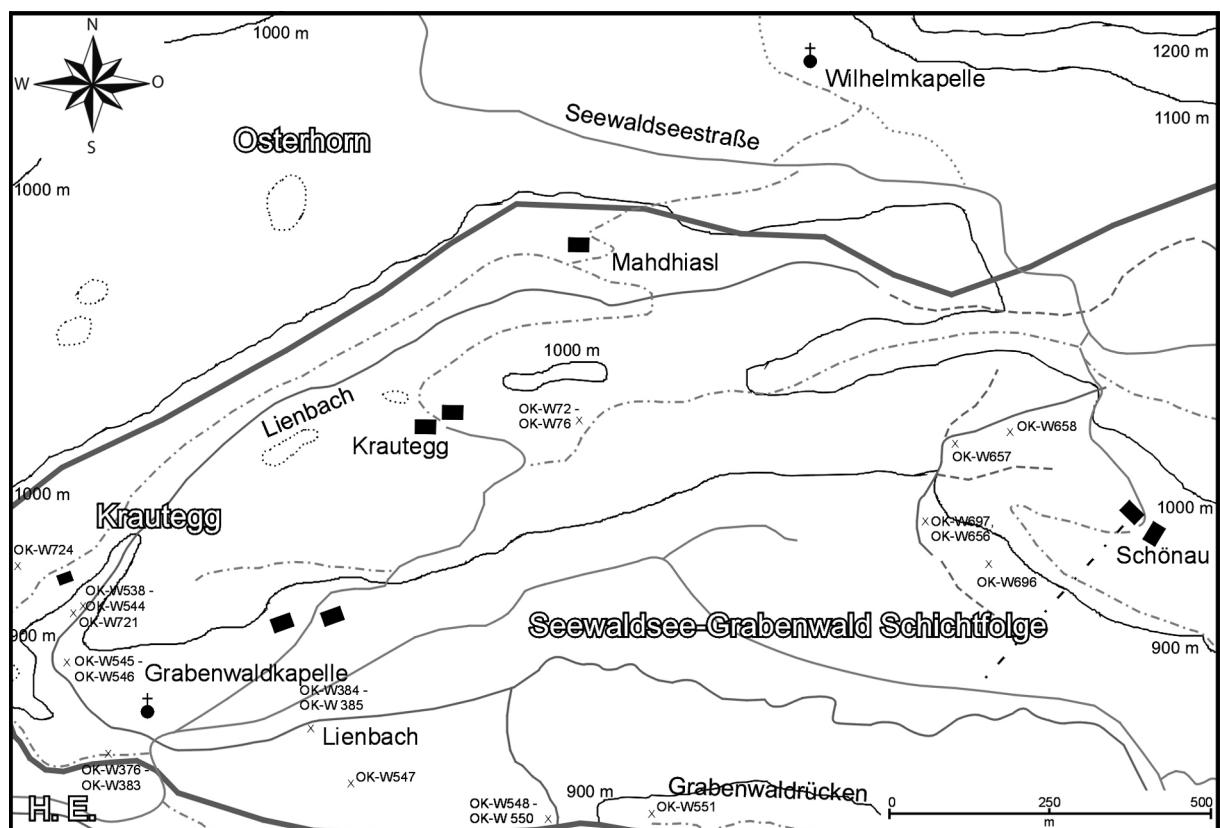


Abbildung 4.1.4.a: Geographische Übersicht und Probenlokationen der östlich um Krautegg aufgeschlossenen Schichtfolge. H. E.: Hochreith Einheit.

Der liegende Anteil des Profiles ist entlang des Wanderweges bzw. der Forststraße vom Putzenbauer in Richtung Zimmereck aufgeschlossen. Es handelt sich um dünnbankige, beige Mikrite und 10 cm bis 20 cm gebankte, grünlich-graue Mikrite. In der mikritischen, leicht mergeligen Matrix sind als Komponenten überwiegend Radiolarien anzutreffen (Radiolarien-Wacke- bis Packstones). Daneben finden sich dünne Schalenreste, Schwammnadeln, Calpionellen und detritäre Körner wie Apatit, Glimmer und Granat. Die mikropaläontologische Auswertung mit *Calpionella alpina* (LORENZ 1902), *Remaniella ferasini* (CATALANO 1965) und *Remaniella duranddelgai* (POP 1996) ergibt

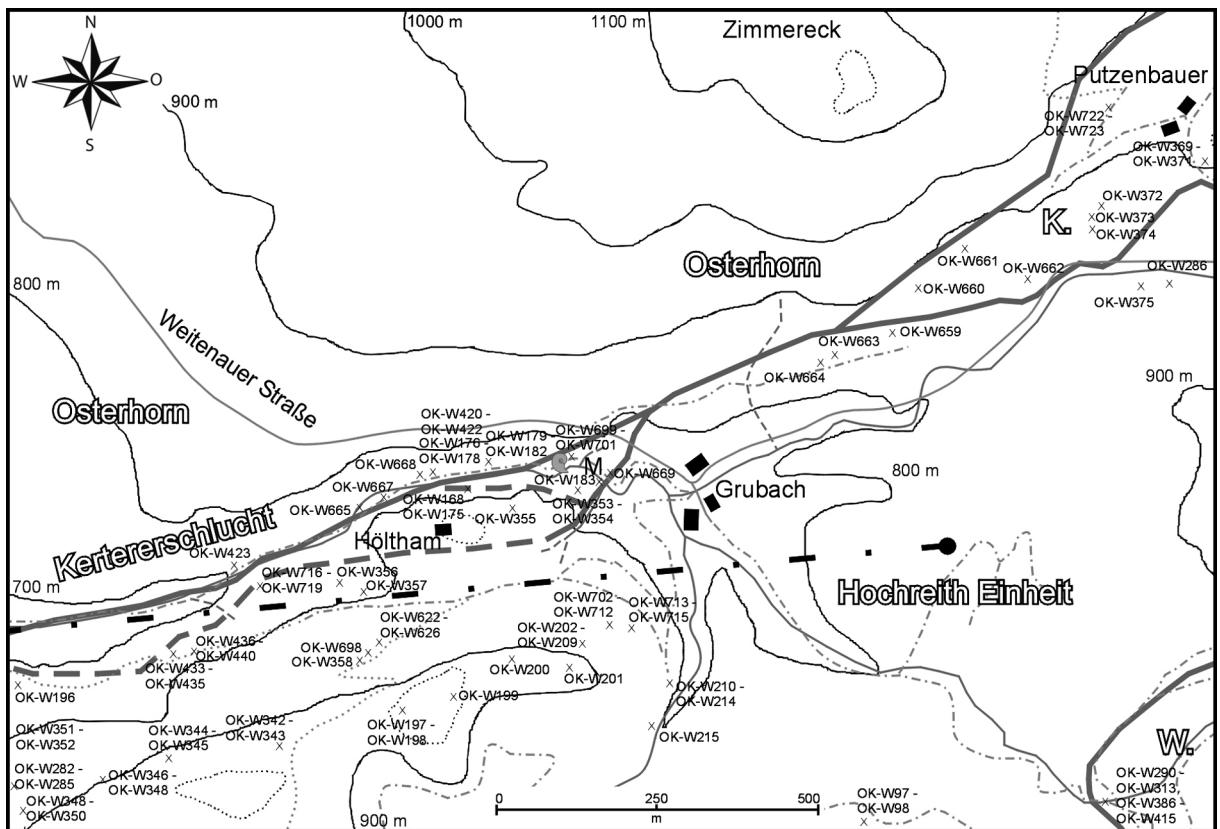
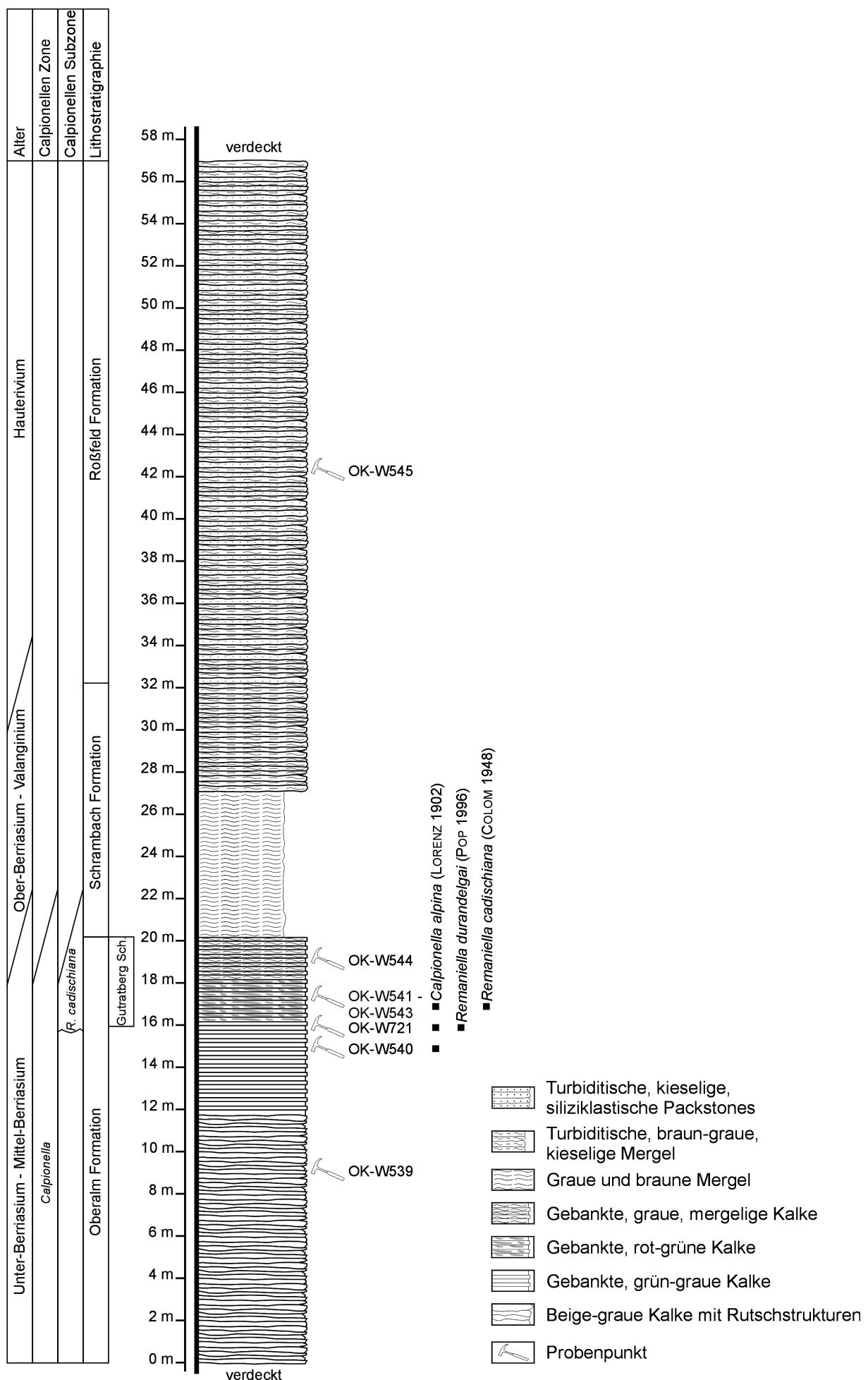


Abbildung 4.1.4.b: Geographische Übersicht der westlichen Krautegg Schichtfolge und der Kerterschlucht. M: Mühle; K.: Krautegg Profil; W.: östliche und zentrale Weitenau.

die *Remaniella* Subzone bis *Calpionella elliptica* Subzone (mittleres Unter-Berriasium bis unteres Mittel-Berriasium). In diese Radiolarien-Mikrite sind gröbere, gebankte Kalke, die aus Flachwassermaterial (Packstones mit Pellets, Mikritklasten, wenige Crinoiden, Sparitbruch, Tubiphytes, Lenticulinen, Textularien) bestehen, eingeschaltet. Die Sparitbruchstücke und die Crinoiden sind von dünnen Zementrinden umgeben. Zemente finden sich auch in Zwicken zwischen den Mikritklasten. Hinter dem Anwesen Putzenbauer sind die mikritischen Kalke dünnplattig oder flaserig mit synsedimentären Verfaltungen ausgebildet. Auch die Flachwasserschüttungen sind hier nicht eben gebankt, sondern als Schüttungskörper mit synsedimentären Rutschstrukturen in die Mikrite eingelagert. Zum Hangenden werden diese Flachwasserschüttungen immer geringmächtiger bis sie schließlich ganz verschwinden und nur mehr die dünnplattigen bis synsedimentär verfalteten Mikrite (Wackestones mit feinkörnigem Sparitbruch, wenigen dünnen Schalenresten, Radiolarien, Calpionellen, einzelnen Aptychen) vorhanden sind. In diese sind auch dünne Tonlagen eingeschaltet. *Calpionella alpina* (Lorenz 1902) und *Remaniella ferasini* (Catalano 1965) ergeben ein unter- bis mittelberriasisches Alter (*Calpionella alpina* Subzone bis *Remaniella cadischiana* Subzone). Zum Hangenden, entlang der Steilwände östlich Grubach, verändert sich das Gestein hin zu weißlich-grünen bis grünlich-grauen, plattigen Kalken. In diesen Radiolarien-Wacke- bis Packstones mit wenigen Schwammmnadeln und einer bräunlichen, leicht mergeligen, mikritischen Matrix kommt *Remaniella cadischiana* (Colom 1948) vor und gibt ein mittelberriasisches bis tieferberriasisches Alter dieser Sedimentgesteine an (*Remaniella cadischiana* Subzone bis *Calpionellopsis simplex* Subzone). An der Straße von Grubach zur Grabenwaldkapelle liegen darüber rotviolette, grünlich gefleckte Mikrite (durch diagenetische Lösungen rekristallisierte mikrosparitische Wackestones mit bräunlicher, feinkörnig rekristallisierter Matrix, rekristallisierten Radiolarien).



Südlich vom Gehöft Putzenbauer, am Lienbach (Weitenaubach) ist ein vollständiges Profil, das den Übergang der mikritischen Kalke zu den überlagernden, siliziklastisch beeinflussten Gesteinen zeigt, aufgeschlossen. Bräunliche Kalke mit Flachwasserschutt aus dem Hangbereich (Mikritklasten-Sparitbruch-Packstones mit Crinoiden, Pellets, Tubiphytes, Foraminiferen, Schalen, rekristallisierten Radiolarien) liegen zwischen braunen, dünnplattigen bis synsedimentär verfalteten Mikriten. Diese werden zum Hangenden hin grünlich und dünnplattig (mergelige Radiolarien-Wacke- bis Packstones mit dünnen Schalen, einzelnen Aptychen und wenigen Schwammnadeln). Darüber folgt ein Wechsel der Farbe zu (violett) rötlich-grünen Kalken (mergelige Radiolarien-Wacke- bis Packstones mit dünnen Schalen, einer vermehrten Anzahl an Schwammnadeln, seltenen Calpionellen). Darüber liegen plattierte, graue Mikrite die zum Hangenden immer dünnplattiger und mergeliger werden. Hangend gehen diese Gesteine in graue und braune Mergel über, die an der Basis als quarzführende, mergelige Mikritklasten-Sparitbruch-Packstones mit wenigen detritären Körnern und Pflanzenresten charakterisiert werden können. Sie ändern ihren lithologischen und mikrofaziellen Charakter in 10 cm gebankte, braun-graue, kieselige Mergel (braune, mergelige Wackestones mit Schwammnadeln, rekristallisierten Radiolarien, Sparitbruch, *Meandrospira* sp., Textularien, Pflanzenresten und wenigen detritären Körnern). Im oberen Teil des Profiles treten in den mergeligen, kieseligen Wackestones dicht gepackte, turbiditische Packstone-Schüttungen mit Sparitbruch, Mikritklasten, Quarz und Crinoiden auf. Nach oben hin wechselt in diese braunen, kieseligen Mergel mit braunen, dünnplattigen Mergeln.

Diese grauen, kieseligen Mergel stehen auch an der Straße zum Putzenbauer und nördlich der Weitenauer Straße östlich Grubach an. Den mergeligen Wackestones mit Schwammnadeln, Sparitbruch, Mikritklasten, Quarz und Schwermineralen sind dichte, turbiditische Packstone-Schüttungen bestehend aus Sparitbruch, Mikritklasten, Foraminiferen, Crinoiden, rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln und Quarz eingelagert, wobei die größeren Bereiche, durch diagenetische Prozesse leicht verkieselt sind. An detritären Körnern treten neben Quarz auch Chromit, Granat, Serpentin und Glimmer auf.

Nach Osten, bzw. zu den hangenden Teilen der Abfolge hin, können die Kieselmergel und Mergel Wechsellegerungen (Putzenbauer) und gebankten, grauen, kieseligen-kalkigen Mergel bis zum Gehöft Krautegg und entlang des gesamten östlich anschließenden Hanges bis in den Graben westlich Schönau verfolgt werden. Sie sind als

- dichte Packstones mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln, Mikritklasten, detritären Körnern
- mergelige, kieselige Wackestones mit Sparitbruch, Mikritklasten, Quarz
- dichte Packstones mit Mikritklasten, Sparitbruch, Foraminiferen (Textularien, *Meandrospira* sp.), Crinoiden, rekristallisierten Radiolarien, detritären Körnern

ausgebildet. Die Unterlagerung mit den, lithologisch den Mergeln der Seewaldsee-Grabenwald Einheit vergleichbaren, braunen, turbiditischen Mergeln ist am Wanderweg vom Gehöft Krautegg zur Seewaldseestraße aufgeschlossen.

#### 4.1.5. Kertererschlucht

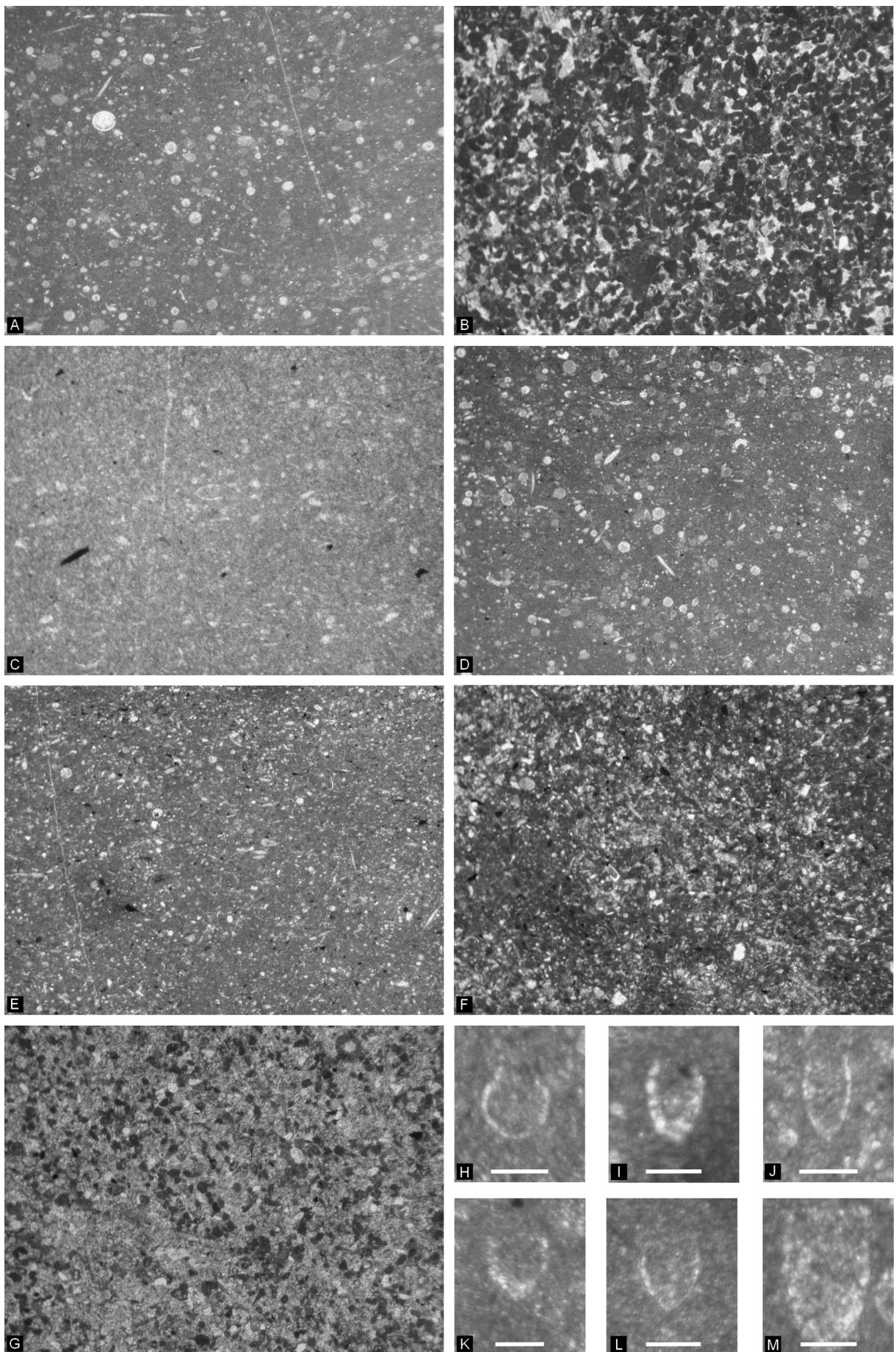
Die Kertererschlucht (Abb. 4.1.4.b) bietet durch die erosive Tätigkeit des Kertererbaches eine große Anzahl von spektakulären Aufschlüssen. Durch mehrphasige, tektonische Tätigkeit kam es zur Ausbildung von schmalen, tektonisch isolierten Lamellen. Diese können zwar in sich selbst gut dokumentiert werden, allerdings verwehren die Unbegehbarkeit der Südhänge und die nicht aufgeschlossenen Unter- und Überlagerungen eine aktuell nicht mögliche, genauere Zuordnung zu den Schichtfolgen der Weitenau oder des südlichen Osterhorns. Diese tektonisch begrenzten Lamellen können im Ostteil der Kertererschlucht grob in unter- bis mittelberriasische, helle Kalke und in unterkretazische kieselige, siliziklastische Sedimentgesteinsabfolgen unterteilt werden.

Nördlich der Krautegg Schichtfolge stehen helle, gebankte Kalke (Oberalm Formation) an. Diese erreichen, vom Zimmereck kommend, nordwestlich von Grubach die Weitenauer Straße und ziehen sich durch die Kertererschlucht bis zu den Hügeln nördlich von Strubau. Die Kalke sind entlang des Kertererbaches bis Strubau zu verfolgen. Ein Teilausschnitt konnte in der oberen, östlichen Kertererschlucht aufgenommen werden. Im liegenden Teil sind zwischen den gebankten, grünlich-weiß-beigen Kalken bis zu mehrere Zentimeter mächtige grün-graue, tonig mergelige Lagen eingeschaltet. Die Kalke können als Radiolarien-Wacke- bis Packstones mit dünnen Schalenresten, Calpionellen, Foraminiferen, Schwamnnadeln, Aptychen und etwas Sparitbruch in einer grauen, mikritischen Matrix klassifiziert werden. *Remaniella duranddelgai* (POP 1996), *Calpionella alpina* (LORENZ 1902) und *Tintinnopsis carpathica* (MURGEANU-FILIPESCU 1933) sind typisch für die *Remaniella* Subzone bis zur *Remaniella cadischiana* Subzone (Unter-Berriasisum bis Mittel-Berriasisum). Zum Hangenden hin schalten sich vermehrt synsedimentär verfaltete Rutschpakete der mikritischen, grau-grünen Kalke (Wackestones mit feinkörnigem Sparitbruch, dünnen Schalen und einzelnen Calpionellen) in Verbindung mit turbiditisch transportiertem, größerem, bräunlichem Flachwassermaterial ein. Diese Packstones (Barmstein Kalke) (mit Zwickelzement) können in einen bioklastischen und in einen lithoklastischen Anteil differenziert werden.

Bioklasten:

- Kalzitische Schwämme, *Crescentiella morronensis* (CRESCENTI 1969)
- Textularien, *Pseudocyclammina* sp., *Redmondoides* sp., *Nautiloculina oolithica* (MOHLER 1938)
- Crinoiden mit micritic envelopes, Crinoiden mit Zementsäumen, *Lithocodium*-Knollen, Bryozoen

-----  
Abbildung 4.1.4.d, Seite 80: Charakteristische Mikrofazies ausgewählter Gesteine des Krautegg Profiles (A, C: Oberalm Formation; B: Barmstein Kalk; D: Gutratberg Schichten; E bis G: Schrambach/Roßfeld Formationen). A: Mergeliger Radiolarien-Wackestone mit Schwamnnadeln und Calpionellen, OK-W723. B: Leicht ausgewaschener Mikritklasten-Packstone mit Sparitbruch, Foraminiferen, Tubiphytes und Crinoiden, OK-W722. C: Feinkörniger Wackestone mit Sparitbruch und Calpionellen, OK-W724. D: Mergeliger Radiolarien-Wackestone mit Schwamnnadeln und Schalenresten, OK-W543. E: Mergeliger Wackestone mit Schwamnnadeln, rekristallisierten Radiolarien, Schalenresten, Quarz und Pflanzenresten, OK-W545. F: Leicht kieseliger, mergeliger Packstone mit Schwamnnadeln, rekristallisierten Radiolarien, Sparitbruch, Mikritklasten, Quarz und detritären Körnern, OK-W371. G: Kieseliger Packstone mit Mikritklasten, Sparitbruch, rekristallisierten Radiolarien, Schwamnnadeln, Quarz und detritären Körnern, OK-W73. H: *Calpionella alpina* (LORENZ 1902), OK-W724. I, J: *Remaniella ferasini* (CATALANO 1965), I: OK-W723, J: OK-W724. K, L: *Remaniella duranddelgai* (POP 1996), K: OK-W721, L: OK-W723. M: *Remaniella cadischiana* (COLOM 1948), OK-W660. Bildbreite: A bis B, D bis G= 0,5 cm; C= 0,25 cm. Maßstabsbalken: H bis M= 50 µm.



### Lithoklasten:

- Graue Mikritklasten
- Pellets-Packstones
- Bindstones: inkrustierende Mikrobenmatten um Gerüstbildnerreste
- Wackestones und Mikritklasten mit Organismenresten wie *Thaumatoporella* sp., *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967), Dayscladaceen, Cyanophyceen, *Carpathocancer* sp.
- Runde, braun-graue, siltige Körner
- Runde, rötliche, kieselige Körner

Die feinkörnigere Variante dieser Schüttungen ist als Pellets-Sparitbruch-Packstones mit rekristallisierten Radiolarien, Foraminiferen und Calpionellen (z.B.: *Calpionella alpina* (LORENZ 1902)) ausgebildet. Darüber folgen erneut 5 cm bis 10 cm gebankte, graue, etwas mergelige Kalke. Mikrofaziell können sie als Wackestones mit feinkörnigem Sparitbruch, wenigen, rekristallisierten Radiolarien, dünnen Schalen und Calpionellen (*Calpionella alpina* (LORENZ 1902)) bezeichnet werden. In diese sind ebenfalls Bänke mit Flachwassermaterial eingeschaltet. In der Probe OK-W668 (Abb. 4.1.4.b) treten vermehrt Lenticulinen und Crinoiden auf. In diesem Schliff kann ein Erodieren der unterlagernden Radiolarien-Wacke- bis Packstones und deren Einbau als Lithoklasten in die größeren Schüttungen beobachtet werden. Eine vergleichbare Schüttungslage ist bei der dritten Brücke in der Kertererschlucht, von Osten kommend, aufgeschlossen. Das Teilprofil endet hier im östlichen Teil der Schlucht an der rechten Bachseite an einer Störung.

Östlich und südlich der hellen, gebankten Kalke treten grüne, siltige Mergel auf. Diese sind durch Störungen von den hellen Kalken abgetrennt. Sie ziehen sich von der Kertererbachmühle (Abb. 4.1.4.b: M) entlang des Weges nach Westen und keilen südlich des Baches bei der ersten Brücke aus. Die dünn gebankten bis turbiditischen, grünen, siltigen Mergel werden zum Hangenden zunehmend dicker gebankt. Sie sind in der turbiditischen Fazies stellenweise ammonitenführend. Mikrofaziell bestehen sie aus brauner mergeliger Matrix mit Packstone-Schüttungen (Sparitbruch, Mikritklasten, rekristallisierte Radiolarien, Schwammmadeln, Schalenreste), die im Schliffmaßstab Rutschstrukturen anzeigen. An detritären Körnern treten Quarz, Apatit, Chromit, Bepezowskit, Serpentin, Granat, Minerale der Glimmer Gruppe, Feldspat, Natriumamphibole und Spinell auf. Den gebankten siliziklastischen, mergeligen Packstones sind dünnere, turbiditische, mergeligere Lagen desselben Materials zwischengeschaltet. Im mittleren Profilabschnitt liegen gröbere, sandige Bänke über den Mergeln. Die lithoklastischen, unsortierten, unreifen Mittelsandlagen bestehen großteils aus Lithoklasten, aber auch detritärer, eckiger bis kantengerundeter Quarz und Bioklasten treten auf.

### Bioklasten:

- Gerüstbildner
- Orbitolinen: *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH 1805), Foraminiferen
- Crinoidenreste, Brachiopoden, Gastropoden

### Karbonate:

- Packstones mit Sparitbruch, rekristallisierten Organismen

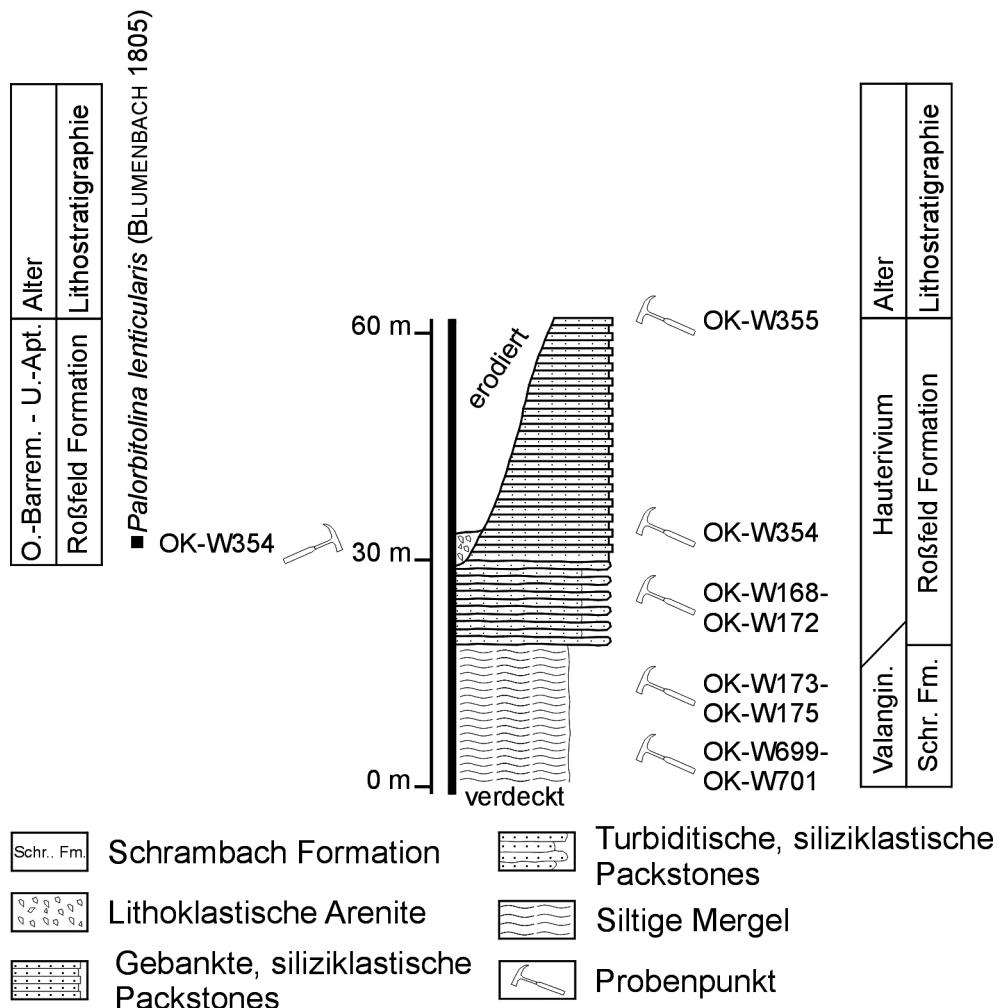


Abbildung 4.1.5.a: Profil durch die kieselige, siliziklastische Abfolge an den Nordhängen der östlichen Kernererschlucht. Deutlich ist der erosive Kontakt der orbitolinenhältigen Arenite des Ober-Barremium/Unter-Aptium zu den unterlagernden Schrambach bzw. Roßfeld Formationen (Valanginium/Hauterivium) zu erkennen.

Kieselsedimentgesteine:

- Mikrokristalline Kieselsedimentgesteine
- Rötliche Radiolarite
- Gerundete, orangefarbige, verkieselte Tiefseetone

Magmatite:

- Braune, gut gerundete Pyroxenite
- Vulkanisches Glas mit Feldspatphänokristallen
- Grünlich-gelbe Magmatite

Metamorphe:

- Grünliche Serpentinite

## Siliziklastika:

- Graue Mergel mit Pyrit
- Quarzhältige, braune Mergel
- Grünliche Feinsiltsteine mit Glimmer
- Quarzreiche, graue Siltsteine
- Quarzfeindsandsteine mit undulös auslöschen Quarzen
- Graue, geschieferte Phyllite
- Metamorphe Quarzsiltsteine
- Quarzite

## Diagenetische Bildungen:

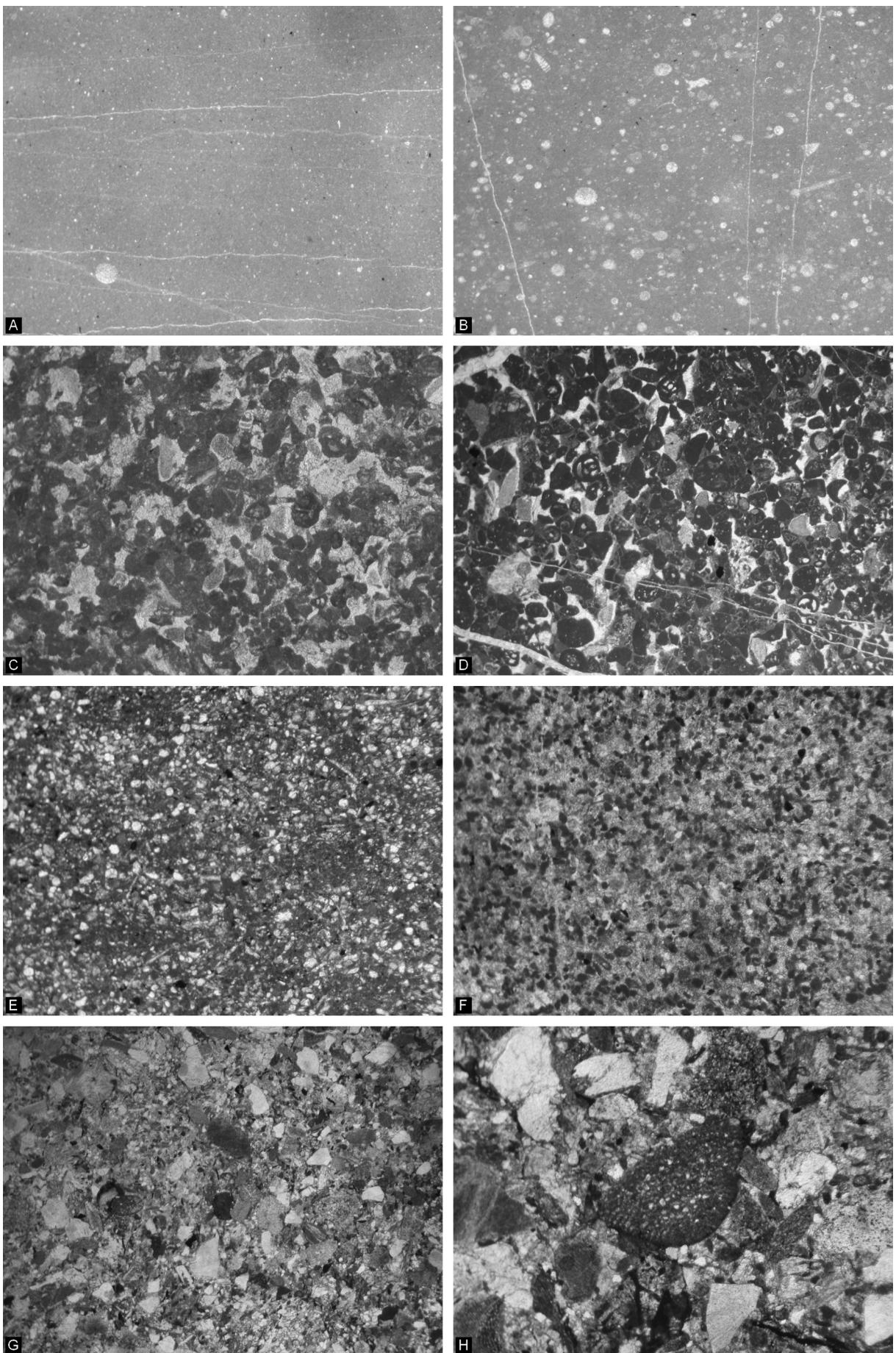
- Hornsteine

## Pedogene Bildungen:

- Verkarstete blockige Sparite mit rötlicher-bräunlicher, siltig-erdiger Füllung

Über bzw. neben diesen Areniten folgen, hangaufwärts in Richtung Höltham, gut gebankte, leicht verkieselte Kalke. Diese grauen bis schwarzbraunen, kieseligen, mergeligen Kalke mit Hornsteinknollen sind eben gebankt. Sie sind mikrofaziell als Packstones mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln, Foraminiferen, Sparitbruch, Mikritklasten und detritären Körnern zu beschreiben. Diese kiesligen Kalke bilden den Rücken bis zum Höltham und den südlichen Hang der Kartererschlucht. Sie sind bis vor die 1. Brücke, von Westen kommend, anzutreffen. Zum Hangenden hin verändern sie ihr Erscheinungsbild hin zu etwas turbiditischeren Varietäten. Zwischen der 3. und 4. Brücke von Westen kommend, kann der sedimentäre Übergang von den siltigen Mergeln über leicht kieselige, dünnplattige, grüne Mergel, kieselige, grüne Mergel und ersten Detritusbänken hin zu den gebankten, kieseligen Packstones aufgenommen werden. Diese siliziklastisch beeinflussten Kieselkalke der Kartererschlucht sind lithologisch und mikrofaziell jenen des Krautegg Profiles verwandt. Die weitere stratigraphische Überlagerung ist im Bereich Höltham und in der Kartererschlucht nicht aufgeschlossen. Im Bereich südlich Krautegg kann der sedimentäre Übergang von den Kieselkalken, die makroskopisch auch jenen vom Hochreithberg sehr ähneln, zu den überlagernden Mergeln nur mit Hilfe von Lesesteinen dokumentiert werden.

-----  
Abbildung 4.1.5.b, Seite 84: Mikrofazies der Sedimentgesteine in der Kartererschlucht (südliches Österhorn) (A, B: Oberalm Formation; C, D: Barmstein Kalk; E: Schrambach Formation; F bis H: Roßfeld Formation). A: Feinkörniger Wackestone mit Sparitbruch und Radiolarien, OK-W177. B: Mergelige Radiolarien-Wackestone mit Schalenresten, OK-W181. C: Packstone mit Crinoiden, Mikritklasten, Sparitbruch und Foraminiferen, OK-W423. D: Größerer Packstone mit Zwickelzement, Mikritklasten, mikritumkrusteten Crinoiden, Foraminiferen und feinkörnigen Silten, OK-W420. E: Quarzführender Mergel mit Mikritklasten Schwammnadeln, rekristallisierten Radiolarien, Sparitbruch und Pflanzenresten, OK-W183. F: Kieseliger Packstone mit Mikritklasten, Sparitbruch, rekristallisierten Radiolarien, Quarz und detritären Körnern, OK-W354. G: Arenit mit karbonatischen, kieseligen und siliziklastischen Lithoklasten und Bioklasten, OK-W353\_1. H: Lithoklastischer Arenit mit resedimentierter *Orbitolina* sp., OK-W353\_2. Bildbreite: D, G= 1,4 cm; A bis C, E bis F, H= 0,5 cm.



#### 4.1.6. Hochreith Einheit

Die Schichtfolge der Hochreith Einheit ist westlich der Gipslagerstätte Grubach-Moosegg aufgeschlossen (Abb. 4.1.6.a, d, e, i). Sie erstreckt sich nach Süden bis zum Schrökwald (Bachrainer Wald) und nach Westen über Rußegg bis nach Strubau. Die Nordgrenze läuft vom Gipswerk Strubau an bis Höltham, und weiter schräg durch die Nordhänge des Hochreithberges. Hier grenzt die Hochreith Einheit tektonisch an die sedimentäre Abfolge der Kartererschlucht bzw. des Osterhorns. Durch tektonische und paläoerossive Vorgänge, die unterschiedliche lithologische und fazielle Ausbildungen zeitgleicher Sedimentgesteine bedingen, muss die Hochreith Schichtfolge weiter unterteilt werden.

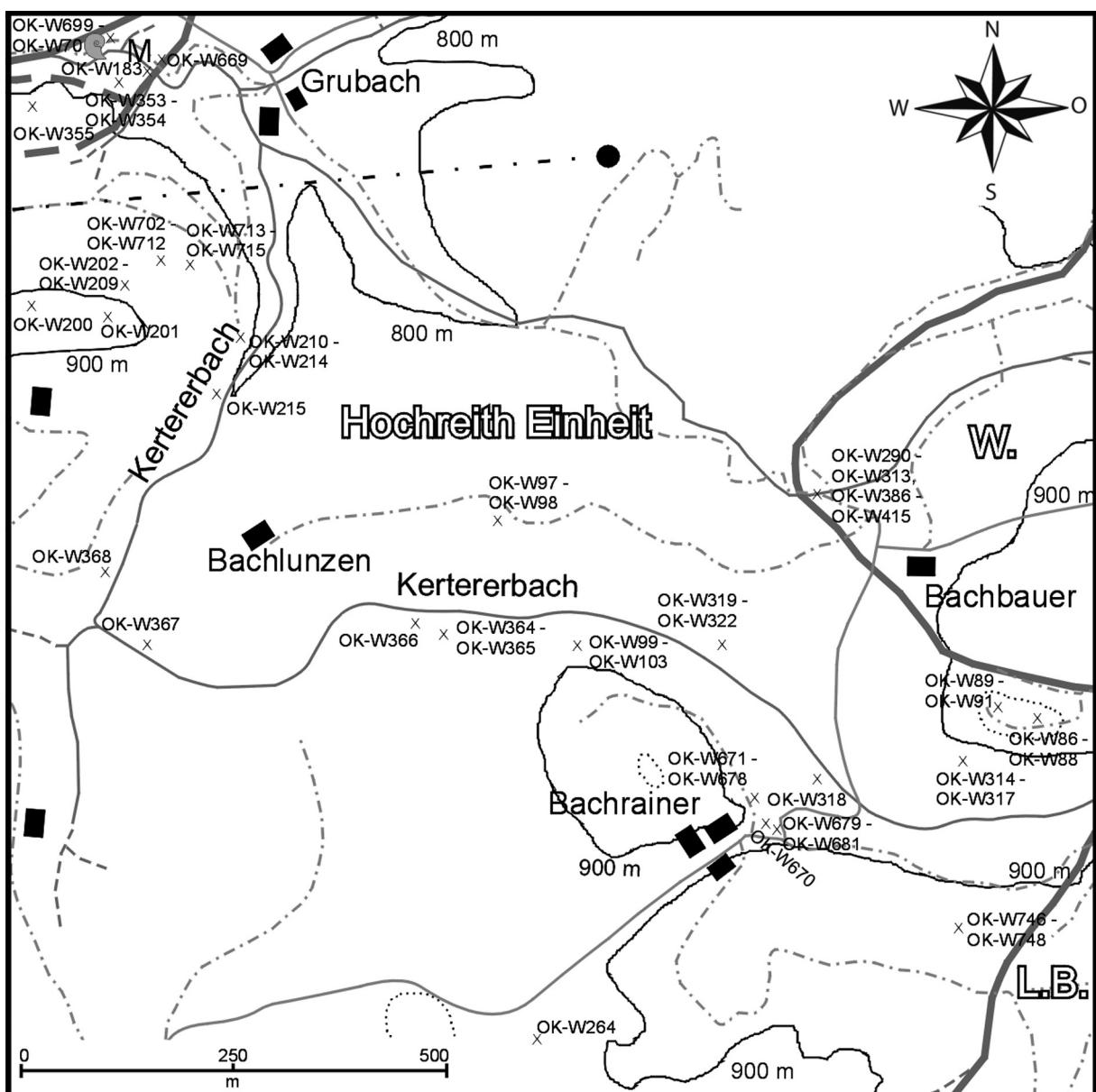


Abbildung 4.1.6.a: Geographischer Überblick und Probenlokationen am östlichen Hochreithberg. L.B.: Lammer Becken, M: Mühle, W: östliche und zentrale Weitenau.

## Basis der Schichtfolge

Das oberflächlich tiefste aufgeschlossene Schichtglied im östlichen Bereich der Hochreith Einheit bildet die Gips- und Anhydritlagerstätte von Grubach-Moosegg. Sie zählt zur Alpinen Haselgebirge Mélange, in die unterschiedliche Gesteinstypen verschiedener Provenanz in Form von Blöcken eingeschaltet sind. Zum Beispiel am Ostfuß des Hochreithberges, beim Knick des Kertesbaches nach Norden, sind im Bachbett und entlang eines neuen Rückeweges gebankte, braune, leicht kieselige Kalke mit braunen Mergelzwischenlagen aufgeschlossen. Mikrofaziell handelt es sich um mergelige Radiolarien-Packstones mit einigen Schwammnadeln, Filamenten und fein verteiltem Pyrit. Die Radiolarienfauna weist auf ein liassisches Alter hin (Dürrnberg/Birkenfeld Formation, eigene, unpublizierte Daten).

Daneben kommen Faziestypen vor, welche die oberjurassische sedimentäre Überlagerung der Alpinen Haselgebirge Mélange bildeten. Nördlich der Lagerstätte, südlich des Grubbaches, sind neben Blöcken aus grünlichen, stark tektonisierten Vulkaniten, dunkle, geschichtete Mikrite in den Gips eingeschaltet. Mikrofaziell handelt es sich um mikrosparitische Wackestones mit wenigen Filamenten, rekristallisierten Radiolarien, oxidiertem, organischem Material und fein verteiltem Pyrit. In den Wackestones sind dünne Turbidite lagig oder als Mikrochannels mit erosiver Basis eingeschaltet. Es handelt sich um Schüttungen bestehend aus Mikritklasten, Sparitbruch, Schwammnadeln, braunen Feinsilten und rötlichen, detritären Körnern. Vergleichbare Gesteine sind im Kertesbach, östlich des Berggasthofes Bachrainer, aufgeschlossen. Die Gesteine sind als gelblich-braune, mergelig-tonige Karbonate und als dunkelbraune, leicht bituminöse, dünngebankte bis geschichtete Kalke ausgebildet. Es handelt sich um mikrosparitische Mudstones mit Gastropodenschalen. Dünne Wackestone-Schüttungen aus Mikritklasten, Sparitbruch und Schalen sind in die Mudstones eingelagert, ebenso wie millimeterdünne, organisch reiche Lagen. Durch die Nähe zu den Evaporiten sind größere Komponenten, wie z.B. Schalenreste und Sparitbruch, bereits wieder aus dem Gestein herausgelöst und verleihen ihm einen porösen Charakter. Die weiterführende, hangende Schichtfolge, dieser primär sedimentär über den Evaporiten eingelagerten Gesteine, kann rund um den Hügel südlich des Anwesens Bachbauer studiert werden. Die hellen, mittelgraubraunen Kalke mit Hornsteinknollen an der südwestlichen und westlichen Flanke sowie an der Nordseite sind als wolzig verkieselte Packstones mit *Saccocoma* sp., Mikritklasten und Sparitbruch oder als Radiolarien-Schwammnadel-Packstones mit Filamenten und Mikritklasten ausgebildet (Abb. 4.1.6.b). Am Gipfel des Hügels überlagern helle, weiße, mikrofossilreiche Flachwasser Resedimente die hemipelagischen Kalke (Barmstein Kalke). Die groben Karbonatbrekzien (ausgewaschene Packstones bis Floatstones) bestehen aus karbonatischen Bio- und Lithoklasten.

Bioklasten:

- Gerüstbildner, mikrobiell inkrustierte Korallen, kalzitische Schwämme, *Milleporidium* sp., Tubiphytes, Crinoiden
- *Vercorsella halleinensis* (SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2005), *Redmondoides* sp., *Coscinophragma* sp., Nautiloculinen, Textularien, lituolide Foraminiferen, Trocholinen, Lenticulinen
- *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI 1922), mikritumkrustete Rivulariaceen
- *Bacinella-Lithocodium* Knollen, Onkoide

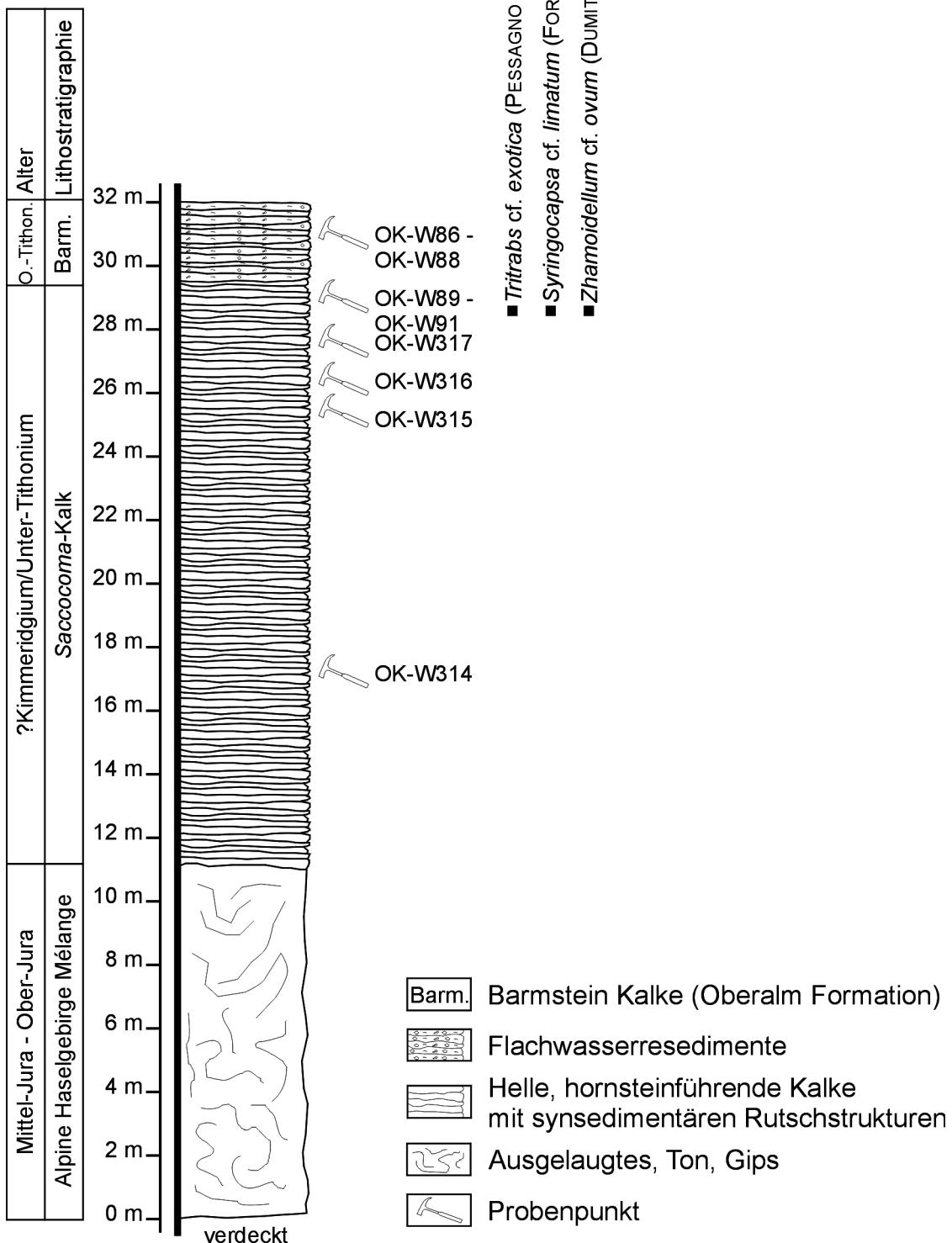


Abbildung 4.1.6.b: Profil durch den Hügel südlich des Anwesens Bachbauer. Alpine Haselgebirge Mélange in sedimentärem Kontakt zu den ?Kimmeridgium bis Unter-Tithonium Saccocoma-Kalken. Diese werden sedimentär von obertithonen bis berriasischen Barmstein Kalken überlagert.

## Lithoklasten:

- Ausgewaschene Packstones mit Mikritklasten, mikritumkrusteten Clypeinen, Dasycladaceenresten
- Packstones mit Mikritklasten, Foraminiferen
- Packstones mit Tubiphytes, Mikritklasten, Sparitbruch, Clypeinen
- Tubiphytes-Bindstones mit *Crescentiella morronensis* (CRESCENTI 1969)
- Mikritklasten
- Radiolarien-Wackestones

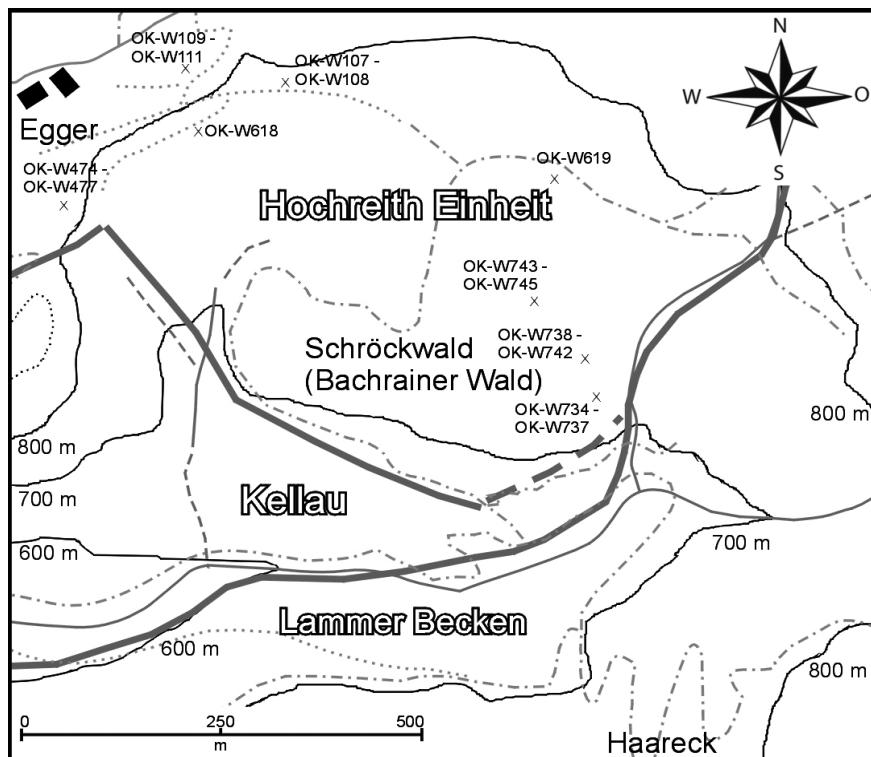
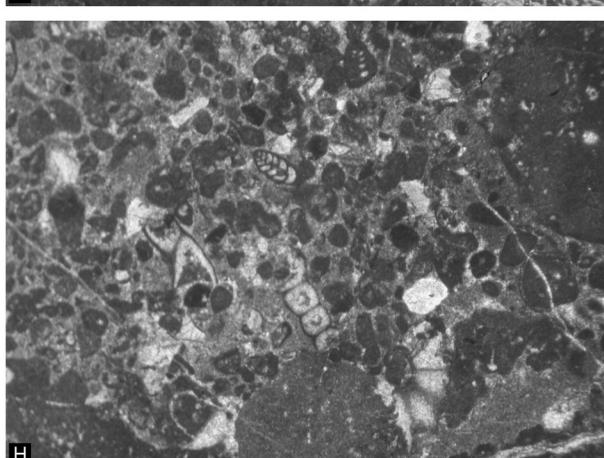
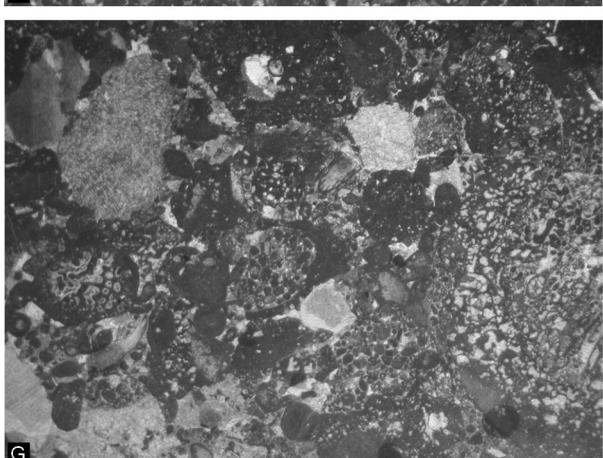
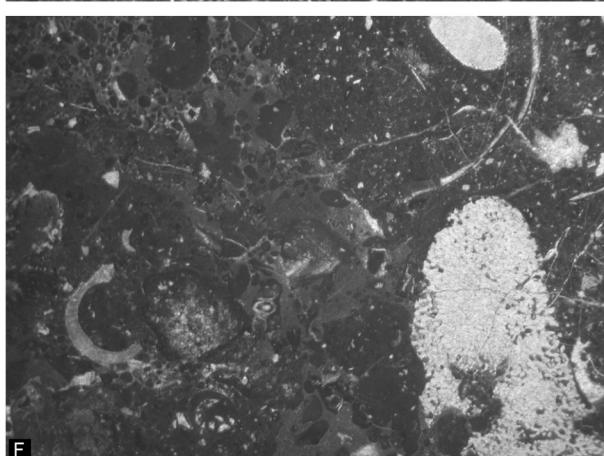
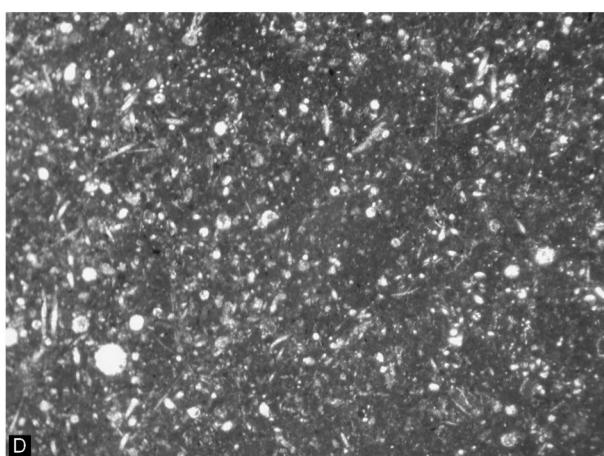
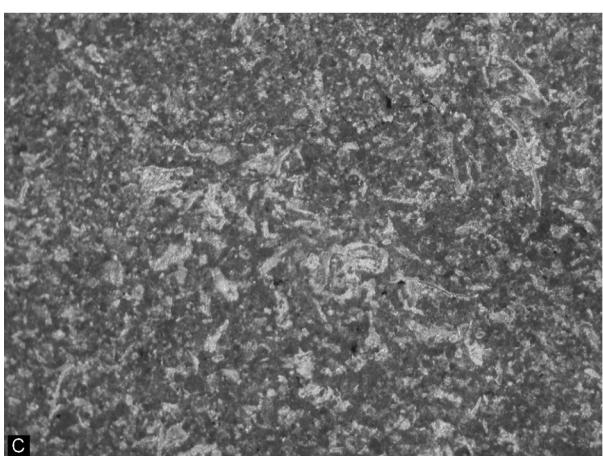
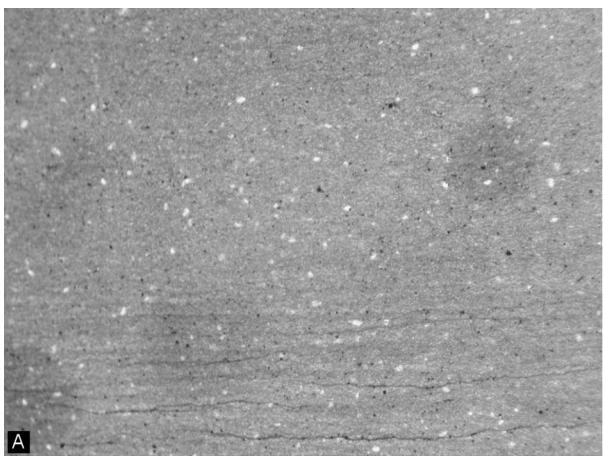


Abbildung 4.1.6.c: Geographischer Überblick und Probenlokationen am südlichen Hochreithberg und im Schröckwald.

Die hemipelagischen radiolarien- und saccocomareichen Kalke bilden den südlichen Sockel des Hochreithberges, von den Steilwänden südlich Bachrainer bis nach Riersberg (Abb. 4.1.6. c,e). Ein Teilprofil ist südlich des Gehöftes Egger aufgeschlossen. Die Basis (Agatha Kalk) beginnt mit schlierigen Mikrospariten mit Mikritklasten, in die Packstone-Schüttungen, mit Mikritklasten, Sparitbruch, Lenticulinen, rekristallisierten

Abbildung 4.1.6.d, Seite 89: Mikrofazies der in den Gips eingelagerten Blöcke und deren sedimentärer Überlagerung. A: Geschichteter, mikrosparitischer Wackestone mit Sparitbruch und rekristallisierten Radiolarien, OK-W560. B: Mergeliger Wackestone mit Schüttung etwas größerer, bioklastischen Materials wie Schalenresten, Sparitbruch und rekristallisierten Radiolarien, OK-W321. C: Mikritklasten-Packstone mit Crinoidenresten, *Saccocoma* sp., Schalenresten, rekristallisierten Radiolarien und Sparitbruch, OK-W317. D: Dichter Wackestone mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln und Schalenresten, OK-W91. E: Grober Packstone bis Floatstone mit verschiedenen karbonatischen Bio- und Lithoklasten, OK-W88. F: Floatstone mit Bio- und Lithoklasten aus dem Plattformrand- und Lagunenfaziesbereich, OK-W87\_4. G: Dicht gepackter Floatstone mit Kalkschwämmen, Crinoiden, *Coscinophragma* sp., *Bacinella-Lithocodium* Knollen und ausgewaschenen Mikritklasten-Packstones, OK-W86\_3. H: Ausgewaschener Packstone mit Mikritklasten, Tubiphytes, Textularien und *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967), OK-W87\_2. Bildbreite: A bis B, E bis G= 1,4 cm; C bis D, H= 0,5 cm.



Radiolarien, Crinoiden und Schalenresten, unregelmäßig eingelagert sind. Darüber folgen brekzierte Packstones mit demselben Komponenteninhalt und zusätzlich sind Ammoniten, Echinodermenstacheln und Schwamnnadeln enthalten. Sparitbruchreiche, kieselige Packstones mit Crinoiden treten ebenfalls auf. Die Mikrofazies verändert sich zum Hangenden hin zu grauen Packstones mit synsedimentären Rutschstrukturen. Diese bestehen aus Mikritklasten, Sparitbruch, Lenticulinen, rekristallisierten Radiolarien, Crinoiden, Schalenresten, Aptychen, groben Schalenresten und Textularien. Darüber folgen synsedimentär verfaltete, rötliche, gelbliche und graue Kalke. Diese sind als verkieselte, radiolarienreiche Packstones mit Mikritklasten, Sparitbruch, Schwamnnadeln, Schalenresten und wenigen Crinoiden anzusprechen. Die Lithoklasten sind von rötlich-braunen Säumen umgeben. Den Abschluss in diesem Profil bilden helle, hornsteinreiche Kalke mit Rutschstrukturen.

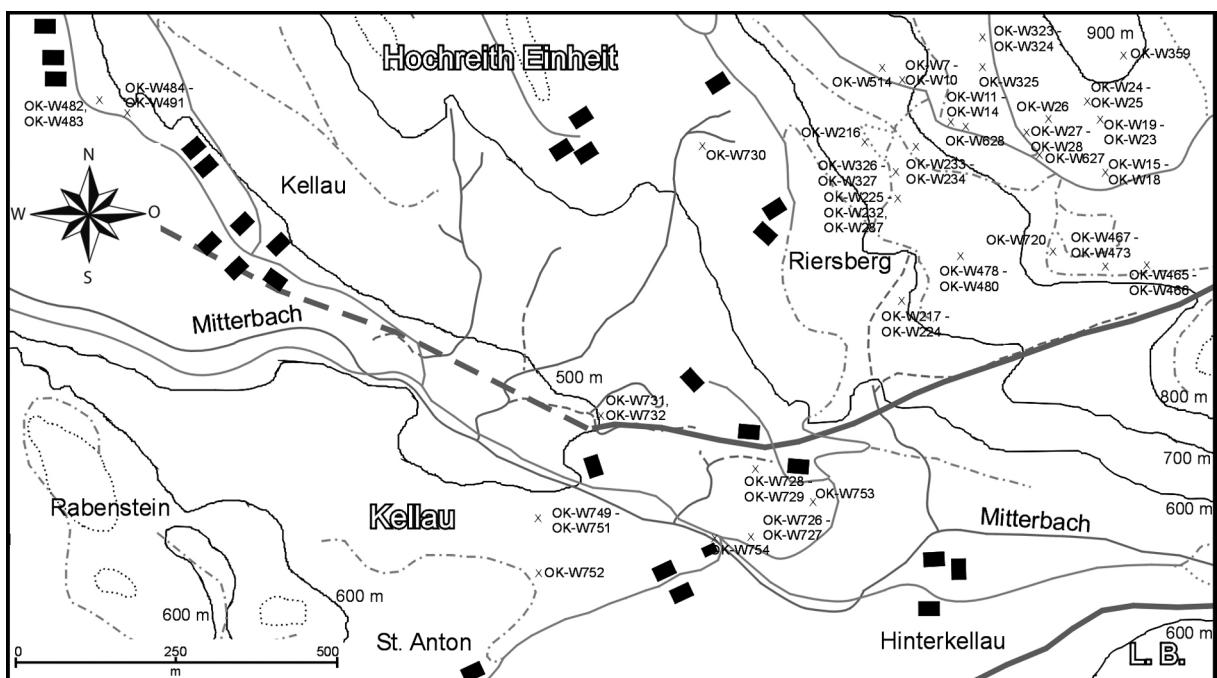
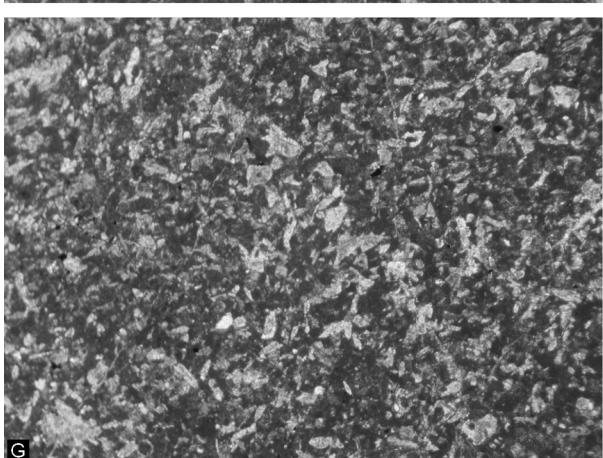
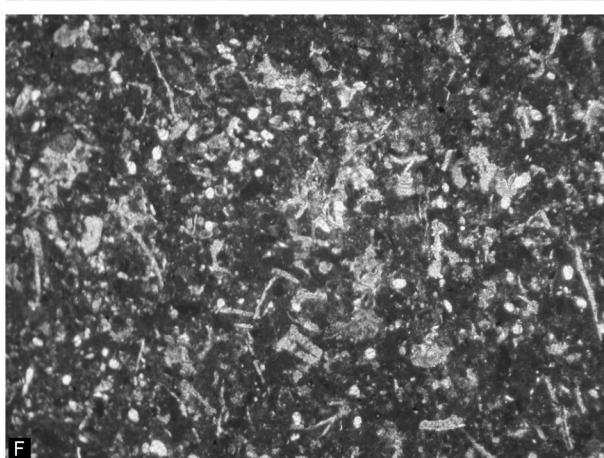
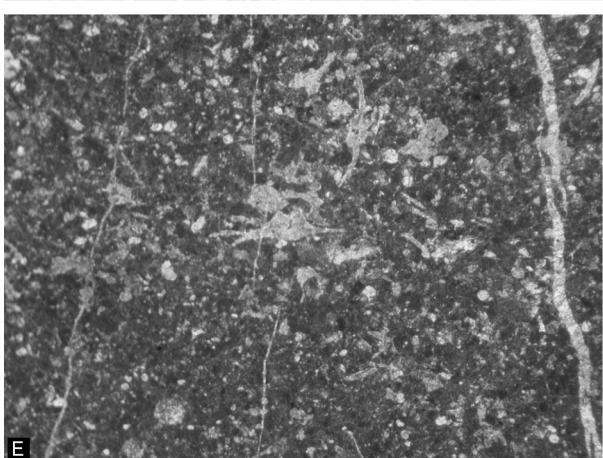
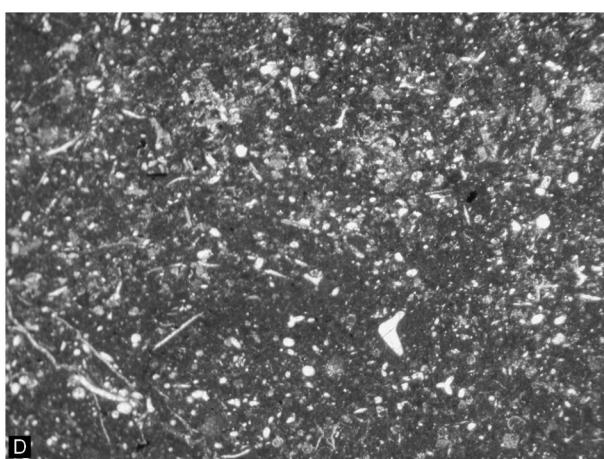
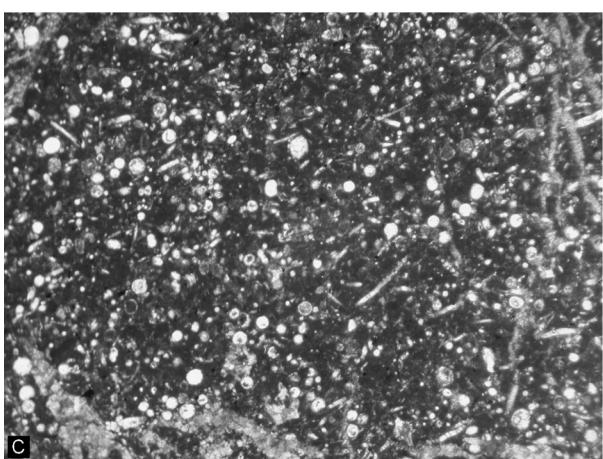
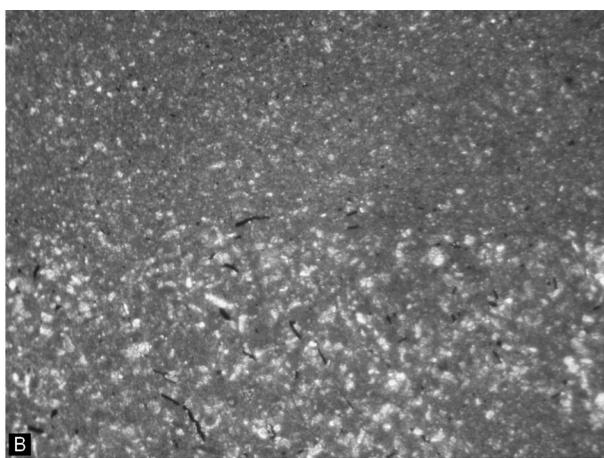
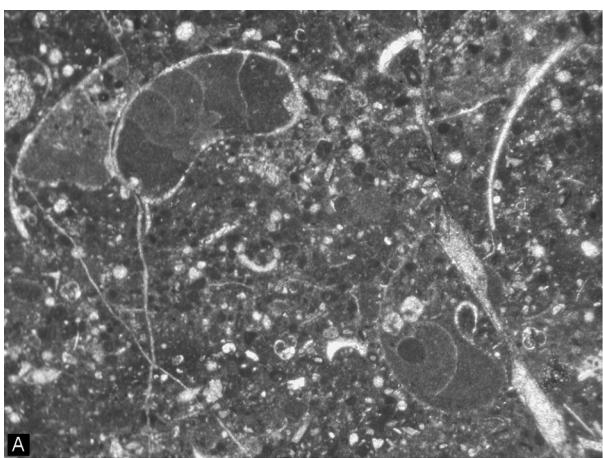


Abbildung 4.1.6.e: Geographischer Überblick und Probenlokationen am südlichen Hochreithberg. L.B.: Lammer Becken.

Entlang der Forststraße ist in Form einer leichten Antiklinalstruktur ein weiteres Profil aufgeschlossen. Die Basis bilden feinkörnige Wackestones mit kleinen, rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln und Sparitbruch, in die dichte Packstones, bestehend aus Mikritklasten, Sparitbruch, rekristallisierten Radiolarien und Schwammnadeln eingelagert sind. Darüber folgen verkieselte Packstones mit Mikritklasten, Schwammnadeln, Radiolarien, *Saccocoma* sp. und crinoidenreiche, dicht gepackte Packstones mit Mikritklasten.

Abbildung 4.1.6.f, Seite 91: Mikrofazies der untertithonen Kalke des südlichen Hochreithberges. A: Packstone mit Ammoniten, rekristallisierten Radiolarien und Schalenresten, Agatha Kalk, OK-W476. B: Feinkörniger Wackestone mit dichter Wackestone-Schüttung aus Sparitbruch, rekristallisierten Radiolarien und Schwammnadeln, OK-W471. C: Verkieselter Packstone mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln und Mikritklasten, OK-W466. D: Dichter, verkieselter Wackestone mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln Sparitbruch und Crinoiden, OK-W720. E: Packstone mit Mikritklasten, rekristallisierten Radiolarien, Sparitbruch und *Saccocoma* sp., OK-W480. F: Mikritklasten-Packstone mit Sparitbruch, rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln, Sparitbruch und Crinoiden, OK-W224. G: Crinoidenreicher Packstone mit syntaxialen Zementen, Mikritklasten, Sparitbruch und Schalenresten, OK-W473. H: Packstone mit Crinoiden (syntaxiale Zementränder), Ooiden, Clypeinenresten, Tubiphytes, Mikritklasten, Sparitbruch und Siltkörnern, OK-W479. Bildbreite: A bis H= 0,5 cm.



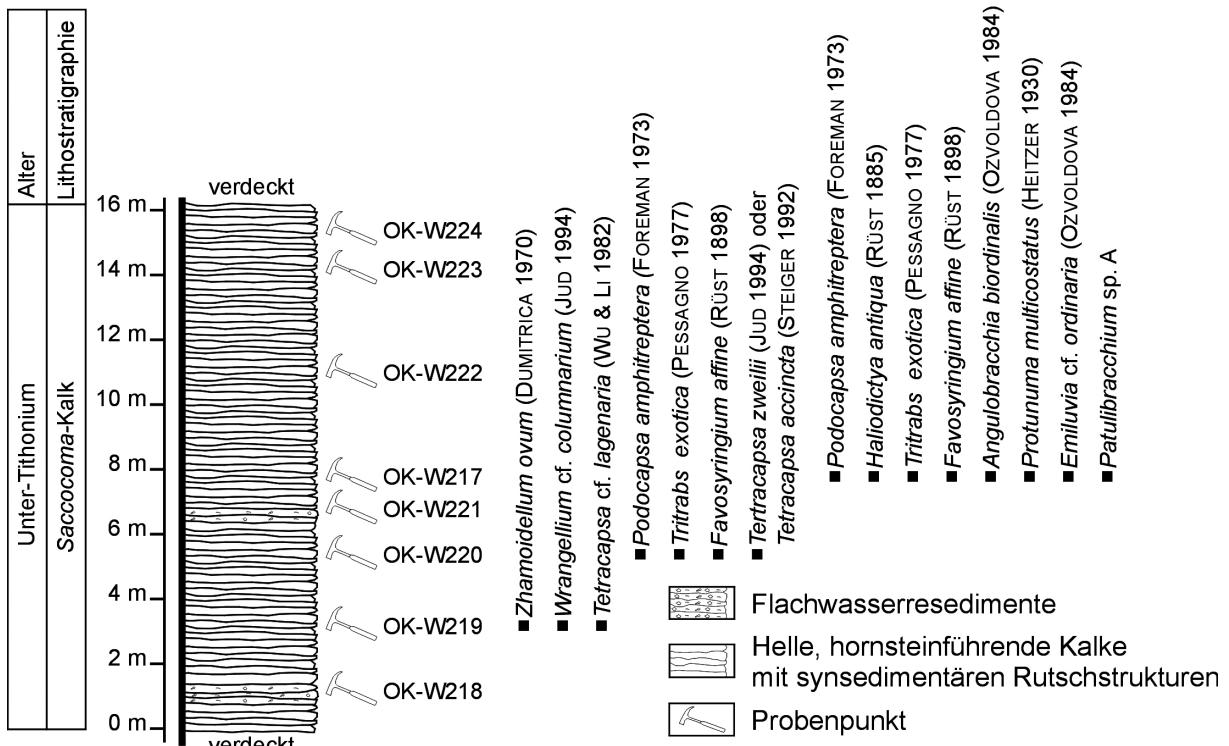
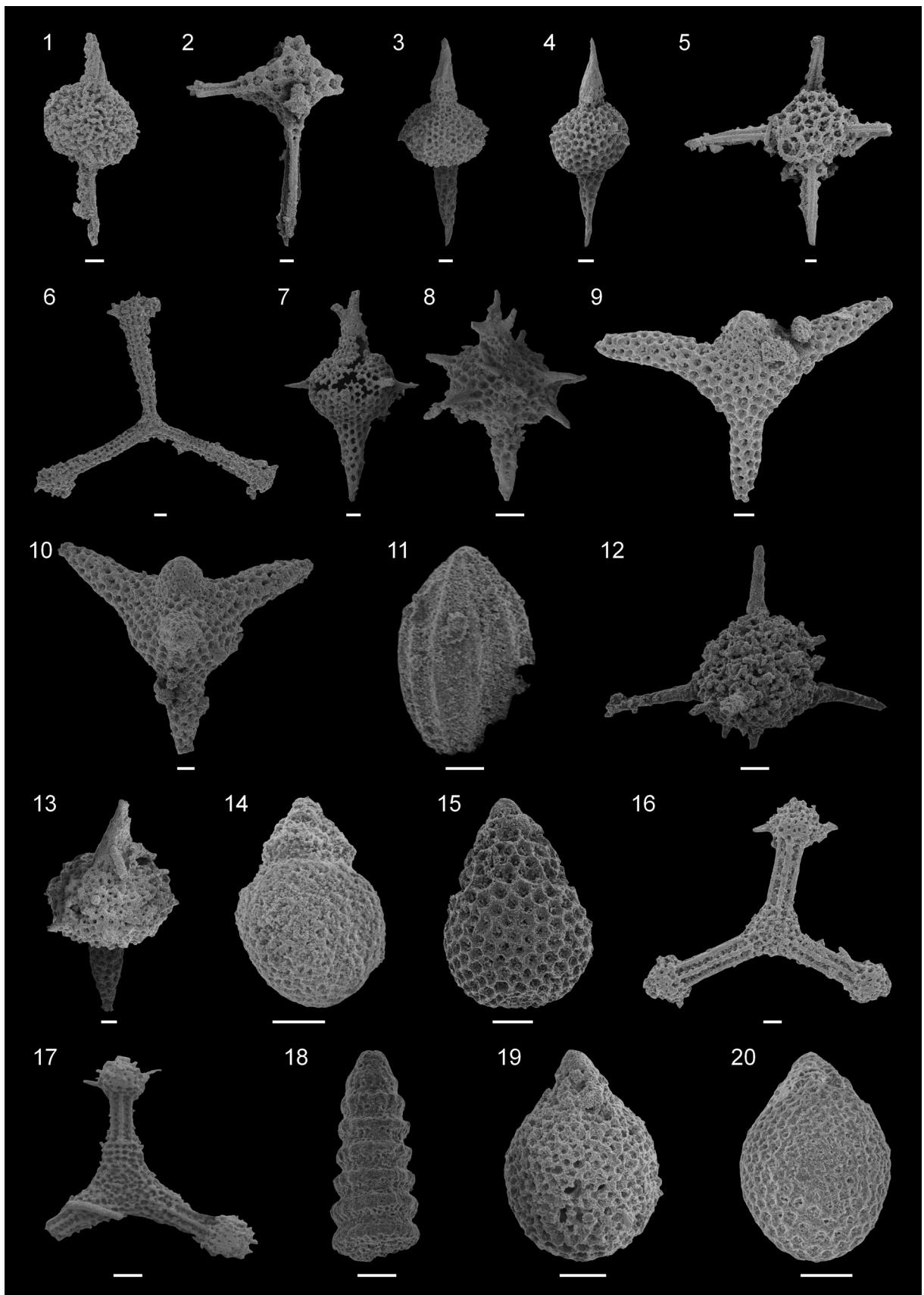


Abbildung 4.1.6.g: Profil der untertithonen Beckenkarbonate und deren zwischengeschaltete Flachwasser Resedimente am südlichen Hochreithberg, mit einer Auswahl der vorkommenden Radiolarienarten.

Eine Forststraße darunter, sind lithologisch und mikrofaziell ähnliche, helle, hornsteinreiche Kalke mit welligen Schichtflächen aufgeschlossen. Sie bestehen großteils aus verkieselten, radiolarienreichen, grauen Packstones mit Crinoiden, Schwammnadeln und Mikritklasten in Wechsllagerung mit Saccocoma-reichen-Packstones mit Mikritklasten und wenigen Radiolarien. In größeren, 20 cm mächtigen Bänken sind crinoidenreiche Flachwasser Resedimente eingelagert. Diese Packstones beinhalten neben Crinoiden, Mikritklasten, Sparitbruch und Lenticulinen auch Reste von Clypeinen, *Mohlerina* sp., Textularien, Tubiphytes, *Thaumatoporella* sp. und bräunliche Siltsteine. Zum Hangenden folgen hornsteinreiche gebankte, helle Saccocoma-führende Kalke mit synsedimentären Rutschstrukturen und zwischengeschalteten, größeren 30 cm bis 40 cm mächtigen Flachwasserschüttungen. Diese Abfolge bildet das Hangende des an der höher liegenden Forststraße aufgeschlossenen Profiles. Die Resedimente (Packstones) enthalten Crinoiden, Mikritklasten, Sparitbruch, lituolide Foraminiferen, *Nautiloculina* sp., Textularien, *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967), Tubiphytes, *Thaumatoporella* sp. und *Mercierella* sp. .

Abbildung 4.1.6.h, Seite 93: Ausgewählte untertithone Radiolarien der Saccocoma Kalke. 1: *Archaeospongoprunum* aff. *patricki* (JUD 1994), OK-W25. 2: *Emiluvia* cf. *ordinaria* (OZVOLDOVA 1984), OK-W217. 3: *Favosyringium* *affine* (RÜST 1898), OK-W25. 4: *Favosyringium* *affine* (RÜST 1898), OK-W220. 5: *Haliodictya* *antiqua* (RÜST 1885), OK-W217. 6: *Homoeoparonaella* cf. *argolidensis* (BAUMGARTNER 1980), OK-W90. 7: *Katroma* *milloti* (SCHAAF 1984), OK-W720. 8: *Katroma* cf. *tetrastyla* (STEIGER 1992), OK-W25. 9: *Podocapsa* *amphitreptera* (FOREMAN 1973), OK-W220. 10: *Podocapsa* *amphitreptera* (FOREMAN 1973), OK-W217. 11: *Protunuma* *multicostatus* (HEITZER 1930), OK-W217. 12: *Pyramisponga* *barmsteinensis* (STEIGER 1992), OK-W25. 13: *Syringocapsa* cf. *limatum* (FOREMAN 1973), OK-W90. 14: *Tetracapsa* cf. *lagenaria* (WU & LI 1982), OK-W219. 15: *Tetracapsa* *zweilii* (JUD 1994) oder *Tetracapsa* *accincta* (STEIGER 1992), OK-W220. 16: *Titrabs* *exotica* (PESSAGNO 1977), OK-W220. 17: *Titrabs* *exotica* (PESSAGNO 1977), OK-W720. 18: *Wrangellium* cf. *columnarium* (JUD 1994), OK-W219. 19: *Zhamoidellum* cf. *ovum* (DUMITRICA 1970), OK-W90. 20: *Zhamoidellum* *ovum* (DUMITRICA 1970), OK-W219. Maßstabsbalken: 1 bis 20= 30 µm.



Entlang der unteren Forststraße und entlang dem Wanderweg von Riersberg zur Hochreithalmstraße (Abb. 4.1.6.e) werden diese hellen, hornsteinführenden Kalke diskordant von schwarz-grauen Kieselkalken mit synsedimentären Rutschstrukturen überlagert. Mikrofaziell können sie als verkieselte, crinoidenreiche Packstones mit Schwammnadeln, Radiolarien, Mikritklasten, Sparitbruch und bunten, detritären Körnern (z.B.: Apatit, Seladonit) und als Radiolarien-Schwammnadel-Packstones mit Mikritklasten, wenigen Crinoiden und bunten, detritären Körnern. Die Radiolarien sind schlecht erhalten, nur eine Kreideform von *Archaeodictyonitria* sp. gibt den Hinweis auf das kretazische Alter der Kieselkalke. Die Profile reichen entlang des Wanderweges bis zu den Aufschlüssen an der Hochreithalmstraße und zählen ebenfalls zur kretazischen Überlagerung der untertithonen Kalke.

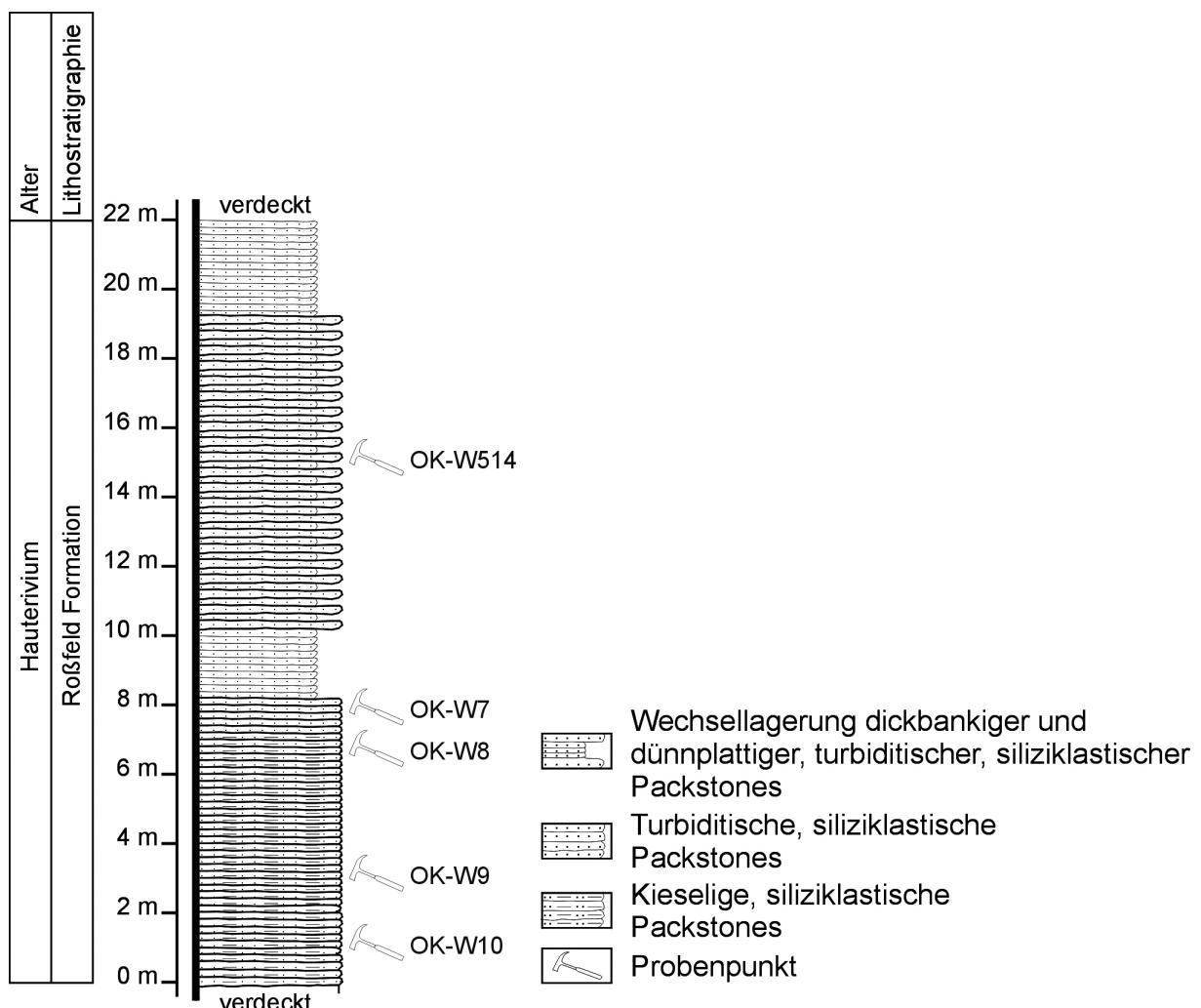


Abbildung 4.1.6.i: Profil der siliziklastischen Packstone-Turbidite entlang der Hochreithalmstraße.

Die Gesteine zeigen sich entlang der Hochreithalmstraße als eine Wechselfolge von bis zu 30 cm gebankten, braunen Areniten mit 5 cm bis 10 cm dünnplattigen, feinkörnigeren Zwischenlagen. Zum Hangenden hin werden die Bänke dünner und ebenflächiger (Abb. 4.1.6.i, j).

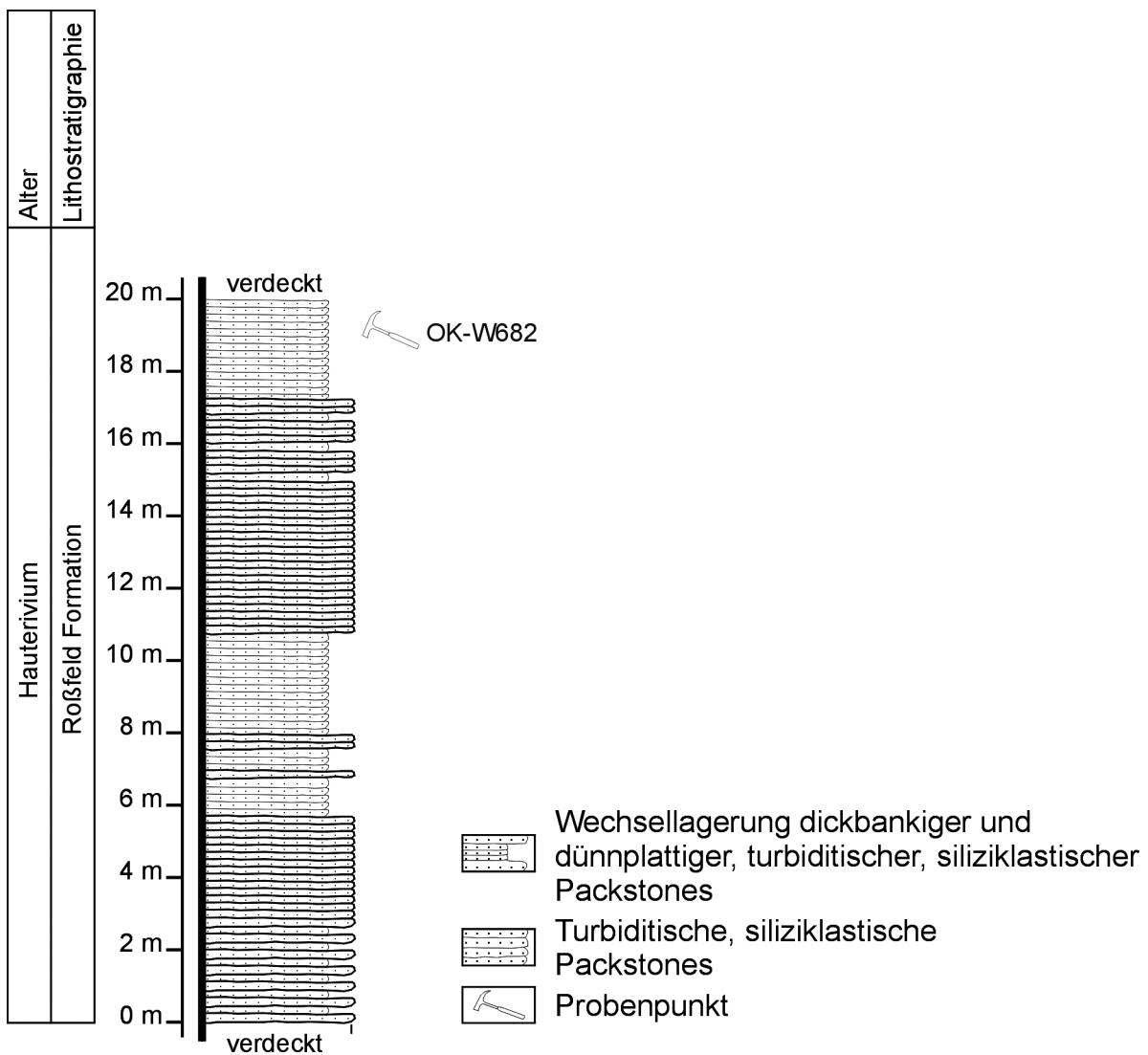


Abbildung 4.1.6.j: Hangende Fortsetzung des obigen Profiles (Abb. 4.1.6.i) entlang der Hochreithalmstraße.

Weitere Aufschlüsse von hellen, hornsteinreichen, oberjurassischen Kalken und frühoberjurassischen Kieselkalken und assoziierten, kretazischen Kieselkalken finden sich auf der Wiese und im Wald westlich dem Gehöft Egger bzw. entlang der Hochreithalmstraße bei der Abzweigung Hochreithalm. Die Abfolge beginnt mit kieseligen, schwarzgrauen, knolligen Kalken. Sie können als verkieselte Packstones mit Radiolarien, Schwammmnadeln, Crinoiden, Mikritklasten und Sparitbruch beschrieben werden. Die Radiolarienfauna der Probe OK-W18 (Abb. 4.1.6.e) mit *Eucyrtidiellum unumaense* (YAO 1979), *Unuma cf. latusicostatus* (AITA 1987), *Striatojaponocapsa plicarum* (YAO 1979), *Stichocapsa japonica* (YAO 1979) und *Cyrtocapsa cf. mastoidea* (YAO 1979) ergibt eine Einstufung in die *Protunuma lanosus* Subzone bis *Williriedellum dierschei* Subzone (Callovium bis Mittel-Oxfordium). Darüber bzw. nördlich angrenzend folgen helle Kalke mit Hornsteinknollen. Sie sind als *Saccocoma*-Packstones mit Mikritklasten, Textularien und wenigen Radiolarien anzusprechen. Seitlich daneben bzw. die *Saccocoma*-Kalke überlagernd, stehen in der Nähe der Hochreithalmstraße schwarzgraue, kretazische Kieselkalke (verkieselte Packstones mit Crinoiden, Mikritklasten, Sparitbruch, Quarz, bunten, detritären Körnern, Foraminiferen) an. Eine Überlagerung der hellen, hornsteinführenden Kalke mit dunklen Kieselkalken kann auch südlich Egger beobachtet werden. Hier liegen über den grauen *Saccocoma*-Packstones mit Mi-

kritklasten und Textularien, crinoidenreiche Packstones mit Radiolarien, Schwammnadeln, Quarz und bunten, detritären Körnern. Auch am Hang südlich der Leo-Roedel Hütte, am Kamm südlich des Berggasthofes Bachrainer und an der vom Berggasthof Bachrainer zum Anwesen Bachbauer führenden Straße (Abb. 4.1.6.a, d, e) ist eine sedimentäre Überlagerung der dunklen Kieselkalke über den hellen, hornsteinreichen Kalken gegeben.

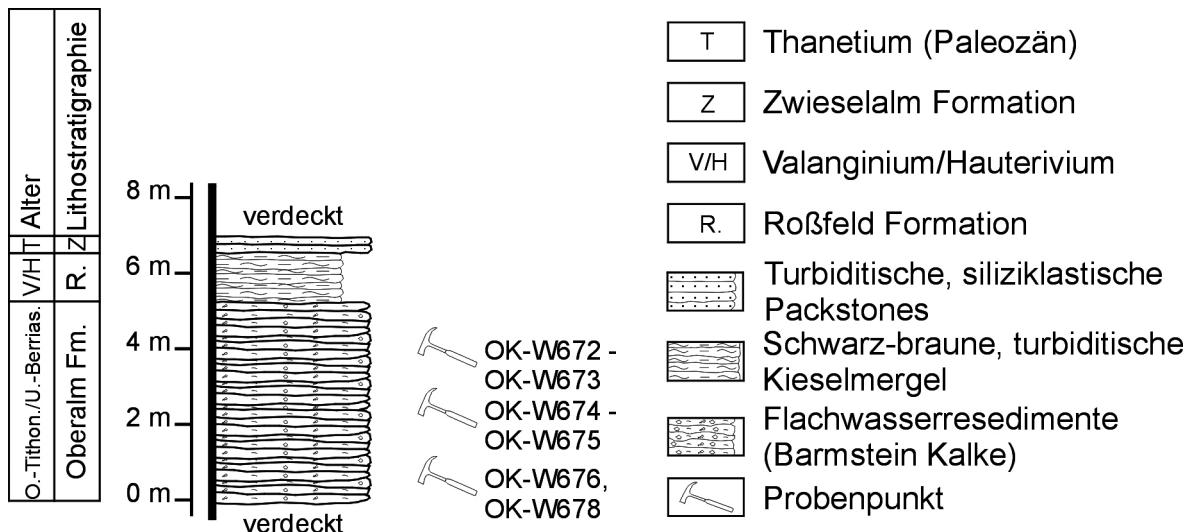


Abbildung 4.1.6.k: Straßenprofil östlich Berggasthof Bachrainer. In diesem Aufschluss können sedimentären Kontakte die Barmstein Kalke zur Roßfeld Formation und zur Zwieselalm Formation gut dokumentiert werden.

Am Aufschluss östlich des Berggasthofes Bachrainer (Abb. 4.1.6.a, k) stehen amalgamierte, brekziöse Kalkbrekzien an, die durch ihre Mikrofazies mit jenen des Hügels südlich des Anwesens Bachbauer korreliert werden können. In einer mikritischen bis mikrosparitischen Matrix sind in diesen Floatstones neben Mikritklasten und inkrustierten, rekristallisierten Organismen, Biogene und Lithoklasten enthalten.

#### Bioklasten:

- Pharetronide Schwämme, mikrobiell inkrustierte Milleporiden, Tubiphytes,
- Lituolide Foraminiferen (z.B.: *Pseudocyclammina* sp., *Ammobaculites* sp.), plan-spirale Sandschaler, *Coscinophragma* sp., Textularien, *Mohlerina* sp.
- Rivulariaceen, mikritumkrustete Dayscladaceenreste, *Griphoporella jurassica* (ENDO 1960), Thaumatoporenbruchstücke
- *Lithocodium-Bacinella* Knollen, Onkoide
- Crinoiden, *Carpathocancer* sp., mikritumkrustete Gastropoden

#### Karbonate:

- Grainstones aus höherenergetischen Bereichen
- Ausgewaschene Packstones mit umkrusteten Rivulariaceen, Tubiphytes
- Lagunäre Wackestones mit *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967)
- Packstones mit Mikritklasten, Crinoiden, Sparitbruch, Radiolarien, Lenticulinen Foraminiferen, *Mohlerina* sp.
- Wackestones mit Schwammnadeln, Sparitresten

## Siliziklastika:

- Braun-rote, erdige Karstklasten
  - Grüne Siltsteine

Diese Barmstein Kalke werden von plattigen, schwarzen Kieselmergeln (mergelige Wackestones mit Schwammndaeln, rekristallisierten Radiolarien, Sparitbruch, Mikritklasten, detritären Körnern und Pflanzenresten) der Roßfeld Formation und von kalkigen Areniten der Zwieselalm Formation (Thanetium: KRISCHE et al. in Druck) überlagert.

## Hochreithberg West und Nord

Eine weitere Schichtfolge mit hellbeigen, hornsteinreichen Kalken (*Saccocoma*-Packstone) an der Basis, ist an der 1. Kehre der Hochreithalmstraße, bei der Abzweigung des Kerterergrabenweges, anzutreffen (Abb. 4.1.6.i).

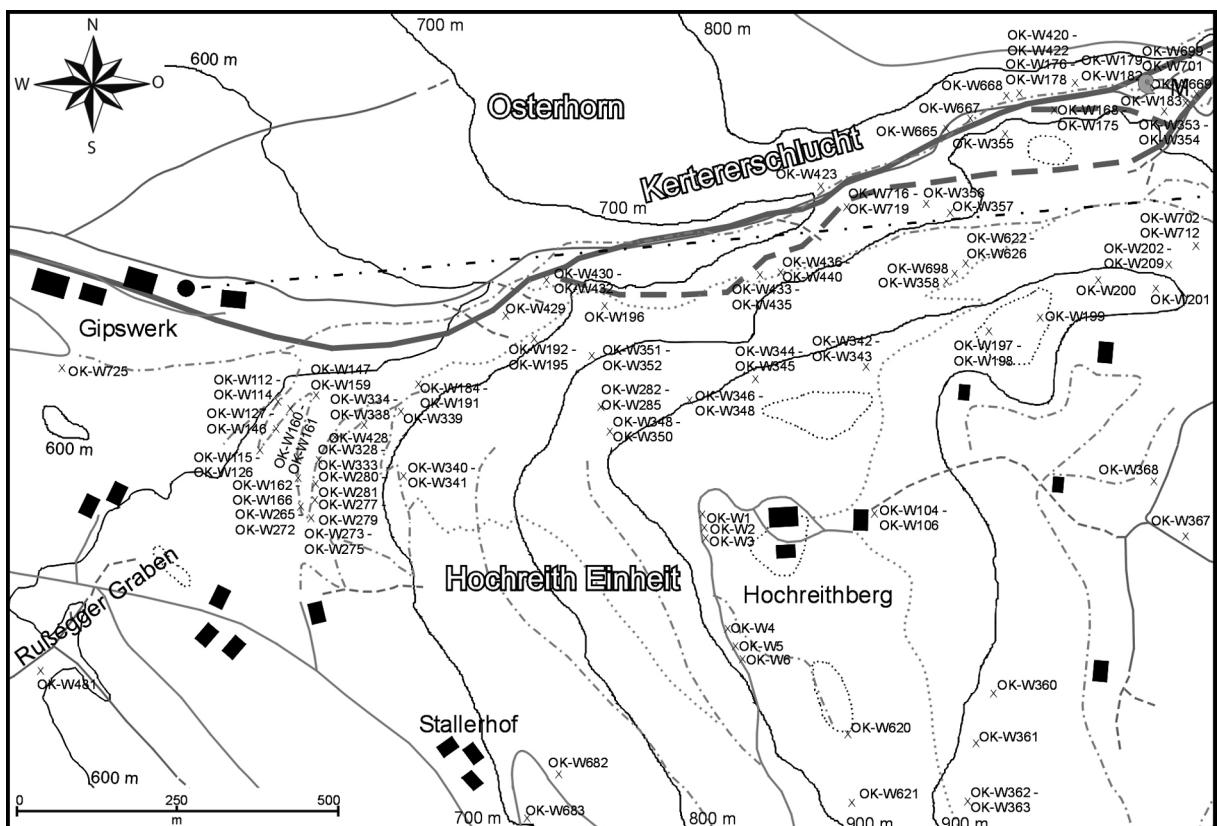


Abbildung 4.1.6.l: Geographischer Überblick und Probenlokationen am Hochreithberg.

Die Saccocoma-Kalke werden von hornsteinreichen, grauen bis schwarz-grauen Kieselkalken, bräunlichen Kieselkalken und leicht kieseligen Crinoidenturbiditen überlagert. Die Fortsetzung des Profiles ist am West- und Nordhang des Hochreithberges aufgeschlossen. Die Basis bilden dick gebankte, feinsandige, kieselige Arenite, die mikrofaziell als siliziklastikareiche Packstones mit Quarz, detritären Körnern, Sparitbruch, Mikritklasten, Crinoiden und Brachiopodenschalen ausgebildet sind. Die braune, mergelige Hintergrundsedimentation bildet die Matrix der turbiditischen Schüttungen mit erosiven Basalfächlen. Darüber folgen schwarz-graue, gebankte Kieselkalke, die als

Rutschpakete, bestehend aus Radiolarien-Schwamnnadel-Packstones mit Mikritklasten, Sparitbruch und Crinoiden in braune, mergelige Wackestones mit Mikritklasten, Sparitbruch, detritären Körnen (z.B.: Apatit), Pflanzenresten und wenigen Radiolarien geschüttet wurden. Durch die Bestimmung der folgenden Radiolarienarten (OK-W114, Abb. 4.1.6.i) ist dieser Teil des Profiles in das Valanginium zu datieren.

- *Archaeodictyomitra mitra* (DUMITRICA 1997)
- *Parvingula usutanensis* (TUMANDA 1989)
- *Pseudodictyomitra conicostriata* (DUMITRICA 1997)
- *Thanarla brouweri* (TAN 1927)
- *Hemicryptocapsa capita* (TAN 1927)

Die oben beschriebene Mikrofazies wechselt sich zum Hangenden mit kieseligen, dicht gepackten Radiolarien-Schwamnnadel-Packstones mit Crinoiden, Sparitbruch, Mikritklasten, detritären Körnern (z.B.: Quarz, Apatit), kalzitischen Foraminiferen und oxidierten Pflanzenresten, ab.

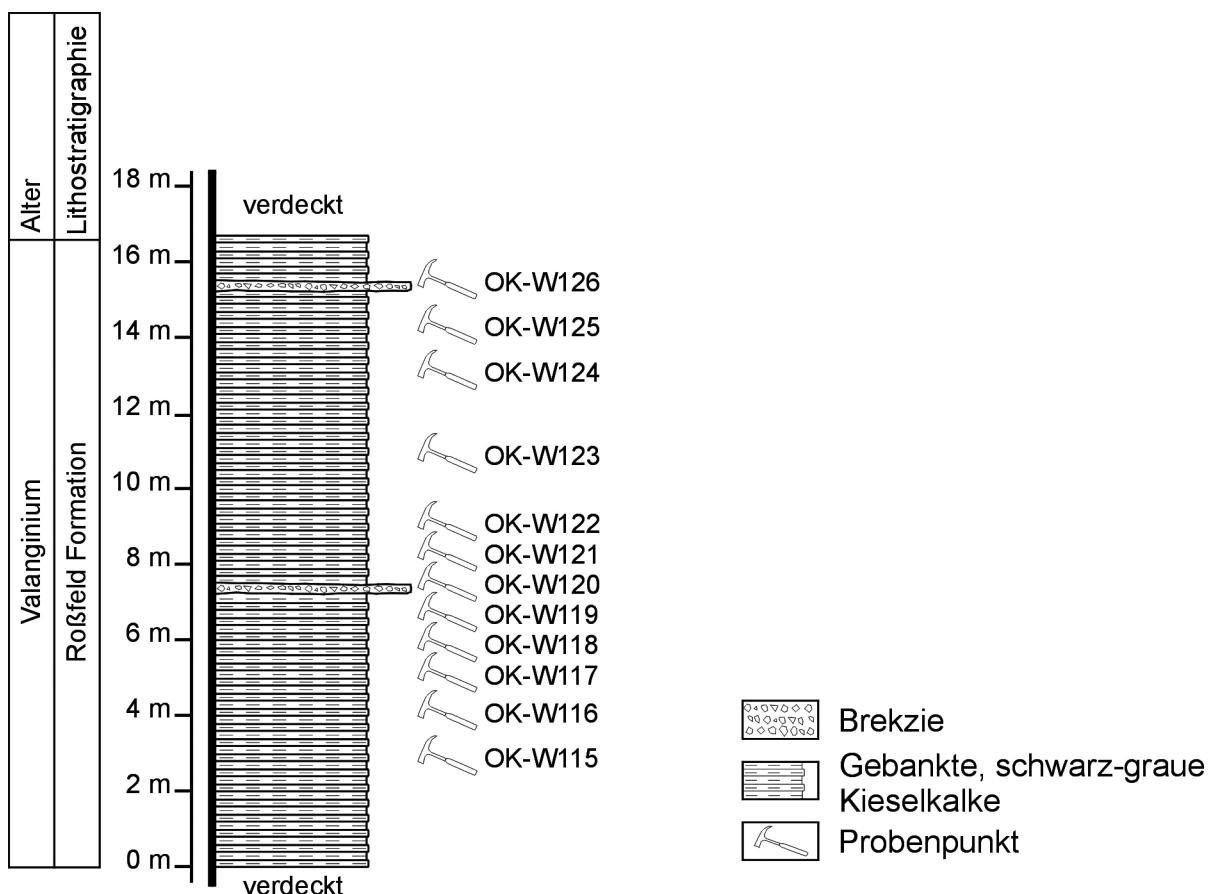


Abbildung 4.1.6.m: Straßenprofil in der ersten Kehre der Forststraße am westlichen Hochreithberg.

Die Gesteine sind als grau-schwarze Kieselkalke, die 5 cm bis 10 cm Bankung oder Rutschstrukturen mit synsedimentären Falten aufweisen, anzusprechen. In der ersten Straßenkehre an der Westseite des Hochreithberges (Abb. 4.1.6.m) bzw. am Nordhang des Hochreithberges sind in die schwarz-grauen Kieselkalke, bis 20 cm mächtige, dicht gepackte, verkieselte crinoidenreiche, arenitische Turbidite mit erosiven Basalflächen eingeschaltet. Diese leicht verkieselten Packstones bestehen hauptsächlich aus Crinoiden, die mikrobiell inkrustiert, biogen induziert angebohrt oder mit kalzitischen

syntaxialen Zementsäumen vorliegen. Zusätzlich treten noch verschiedene karbonatische Bio- und Lithoklasten auf.

Bioklasten:

- Serpulidenröhren, pharetronide Schwämme, kalzitische Gerüstbildner, Tubiphytes
- Kalzitische Foraminiferen, Textularien, lituolide Foraminiferen, *Meandrospira* sp., *Mohlerina* sp.
- *Thaumatoporella* sp.
- Onkoide, *Bacinella*- *Lithocodium* Aggregate
- Bryozoen, Brachiopoden, *Carpathocancer* sp.
- Rekristallisierte Radiolarien

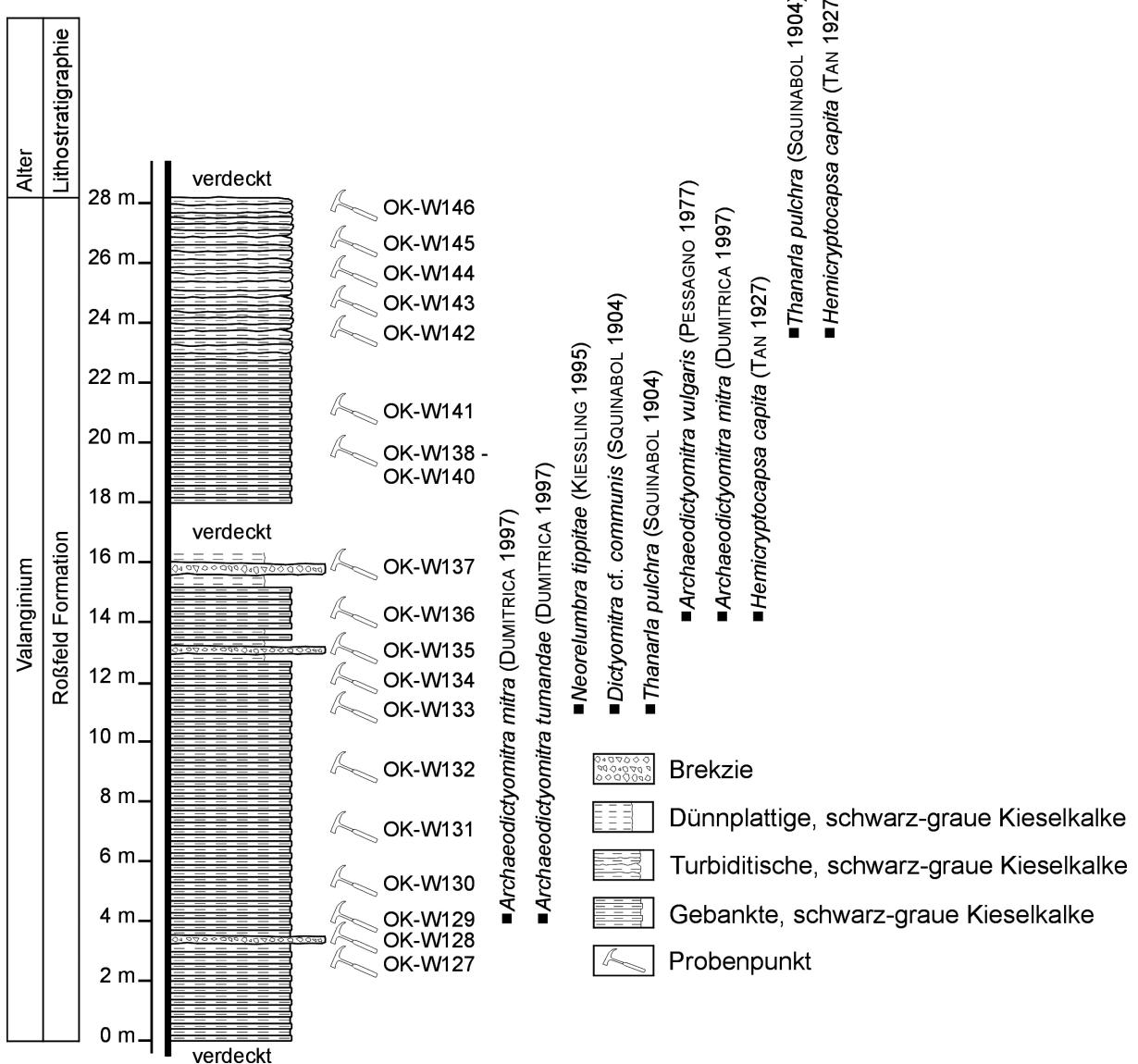


Abbildung 4.1.6.n: Straßenprofil nach der ersten Kehre der Forststraße am westlichen Hochreithberg. Dargestellt ist außerdem eine Auswahl der vorkommenden Radiolarienarten.

## Lithoklasten:

- Lagunäre Wackestones mit Dasycladaceenresten
- Lagunäre Packstones mit *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967) sowie Rivulariaceen
- Grainstones mit Rivulariaceen
- Pellets-Packstones mit *Pseudocyclammina* sp. oder *Protopeneroplis* sp.
- Bindstones mit verschiedenen, mikrobiell inkrustierenden Organismen
- Wacke- bis Packstones mit Crinoiden, Tubiphytes, Mikritklasten, Sparitbruch, Schalenresten, Foraminiferen, rekristallisierte Radiolarien
- Crassicollarien-Wackestones (Oberalm Formation)
- Gemischt karbonatisch siliziklastische, mergelige Wacke- und Packstones mit Sparitbruch, Quarz, Crinoiden, detritären Körnern
- Glaukonitisierte, Mikrosparite
- Feinkörnige, braune, mikrosparitische Klasten mit Tonschlieren
- Braune, tonige Bodenklasten mit feinkörnig rekristallisiertem Karbonat

Akzessorisch kommen Glaukonit und runde, orange bis rote, verkieselte Tiefseetone vor. Auch die sedimentäre Unterlagerung der höherenergetischen Crinoidenturbidite (Radiolarien-Schwammnadel-Packstones) wurde erodiert und als Lithoklasten inkorporiert. Anschließend folgen entlang dem Straßenprofil (Abb. 4.1.6.n) schwarzgraue, gebankte Kieselkalke mit zwischengeschalteten Crinoidenturbiditen. Nach oben nimmt der Hornsteingehalt der Kieselkalke zu und die Bankung geht in unregelmäßige, amalgamierte Rutschpakete über. Mikrofaziell verändern sich die kieseligen Gesteine im Vergleich zu den unteren nur wenig, es sind aber vermehrte Schüttungen größerer Radiolarien-Schwammnadel-Packstones mit Crinoiden zu erwähnen. Der Gehalt an den mergeligen Wackestones nimmt sukzessive ab. An detritären Körnern sind Apatit, Serpentin, Glimmer (z.B.: Seladonit), zu erwähnen. Die Komponenten der lithoklastischen Crinoidenturbiditen sind mit den unterlagernden vergleichbar. Zusätzlich sind glaukonitisierte Feinsiltsteine mit feinen Pflanzenresten enthalten.

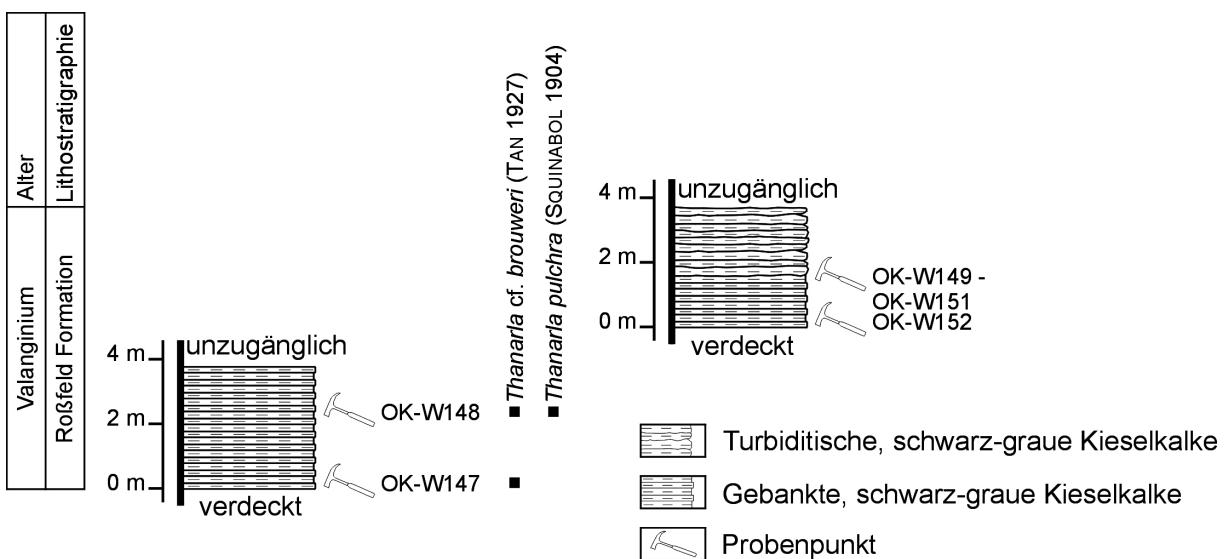


Abbildung 4.1.6.o: Straßenprofil in der zweiten Kehre der Forststraße am westlichen Hochreithberg.

In der zweiten Kehre (Abb. 4.1.6.o, p) sind erneut schwarz-graue bis braun-graue, 10 cm bis 20 cm gebankte Kieselkalke aufgeschlossen. Sie zeigen in einigen Abschnitten eine wellige Schichtoberfläche und es kommen schichtparallele Hornsteinlagen vor. Nach oben in werden sie erneut etwas unregelmäßig, flaserig und dünner geschich-

tet. Mikrofaziell handelt es sich um braune, mergelige Wackestones, in die Radiolarien-Schwammnadel-Packstones turbiditisch eingeschüttet wurden. Die additionalen Komponenten sind gleich wie in den oben beschriebenen Teilprofilen und als detritäre Körner wären Apatit, Seladonit, Natriumamphibole und Albit zu erwähnen. Die 10 cm gebankten, schwarz-grauen Kieselkalke des nächsten Teilprofiles werden in ihrem Hangenden erneut von leicht flaserigen, welligen, gebankten Kieselkalken überlagert. Mikrofaziell gleichen sie den bereits erwähnten Radiolarien-Schwammnadel-Packstones mit akzessorischen detritären Körnern wie Apatit, Seladonit, Feldspat und Sphalerit. Die braunen, mergeligen Wackestones treten in den Hintergrund.

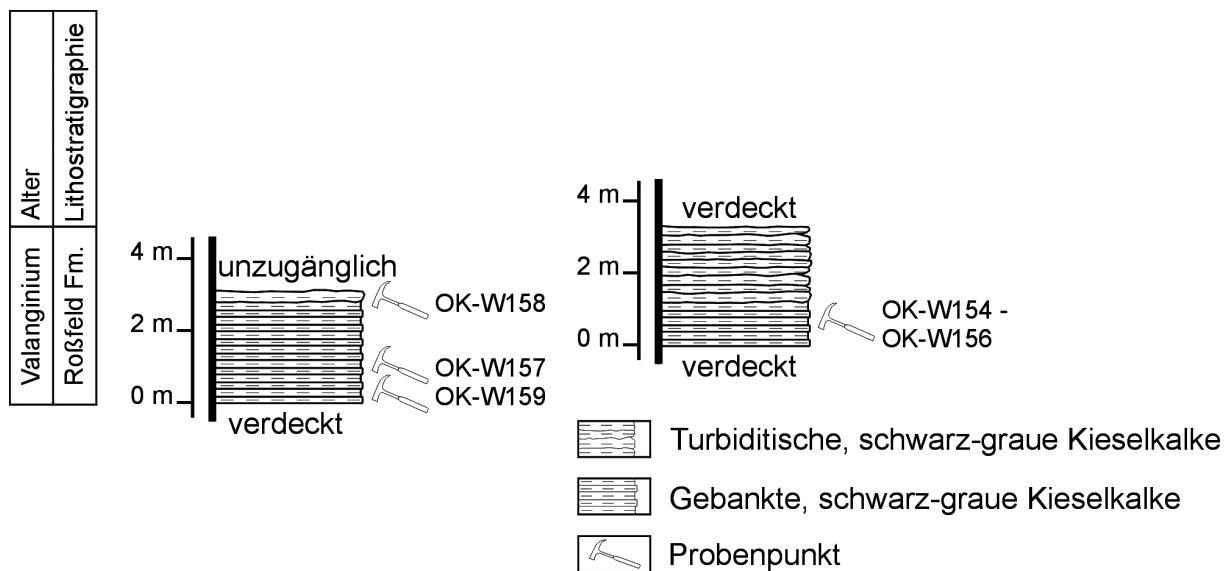


Abbildung 4.1.6.p: Hangende Fortsetzung des Straßenprofiles (Abb. 4.1.6.o) in der zweiten Kehre der Forststraße am westlichen Hochreithberg.

Das nächste Profil entlang der Straße zeigt in den grau-schwarzen, gebankten bis dünnplattigen Kieselkalken erneut Schüttungen von Crinoidenturbiditen. Hier kann die erosive Basisfläche und das Amalgamieren der weichen Kieselsedimente rund um die Schüttungskörper gut dokumentiert werden. Die Mikrofazies ist ähnlich der Unterlagerung, es kommt in den Radiolarien-Schwammnadel-Packstones allerdings zu einem erhöhten Anteil von größeren Teilbereichen, in denen Criniden sehr häufig sind. An detritären Körnern sind Apatit, Serpentin, Granat, Chlorit, Seladonit, weitere Glimmerminerale und Feldspat anzuführen. Die Crinoidentrubidite sind mit den bereits beschriebenen ident.

Das Profil kurz vor der dritten Kehre (Abb. 4.1.6.q) beginnt mit 10 cm gebankten, grauen Kieselkalken (Radiolarien-Schwammnadel-Packstones mit Zwischenlagen von mergeligen, crinoidenreichen Wackestones mit Sparitbruch), die mit 2 cm bis 5 cm dicken, dünnsschichtigen, grauen Kieselkalken wechselseitig lagern. Die Schichtflächen sind oft wellig und schichtparallele Hornsteinbänder sind speziell in den größeren Kieselkalken häufig. Einschaltungen von 20 cm bis 40 cm mächtigen, verkieselten Crinoidenturbiditen, welche die gleichen Komponenten, wie die bereits beschriebenen aufweisen (Crinoiden-Packstones mit karbonatischen Lithoklasten der Hang- und Lagunenfazies, braune, tonig mergelige Wackestones mit gelblichen Körnern), treten ebenfalls auf. An detritären Körnern sind Apatit, Chromit, Berezowskit, Pyrop, Chlorit, Glimmer, Feldspat und Amphibole zu erwähnen.

In der dritten Kehre (Abb. 4.1.6.r, s, t) sind ebenfalls graue, gebankte Kieselkalke mit bankparallelen Hornsteinbändern aufgeschlossen. An detritären Körnern wären Apatit,

Chlorit und Glimmer zu nennen. Die eingeschalteten, verkieselten Turbidite sind im Gegensatz zu den unterlagernden reicher in Lithoklasten und gehen zu den hangenden Schüttungen in verkieselte, grobe crinoidenreiche, lithoklastische Brekzien und korn-gestützte, lithoklastische Brekzien über. Die Unterschiede beschränken sich auf eine Größenzunahme von den arenitischen Crinoidenturbiditen hin zu den ruditischen, lithoklastischen Brekzien und dem abnehmendem Gehalt an Crinoiden. Die Lithoklasten sind hingegen ident und können in den groben Brekzien auch denselben Fazieszonen und Formationen zugeordnet werden. Die Bioklasten werden durch Crinoiden dominiert.

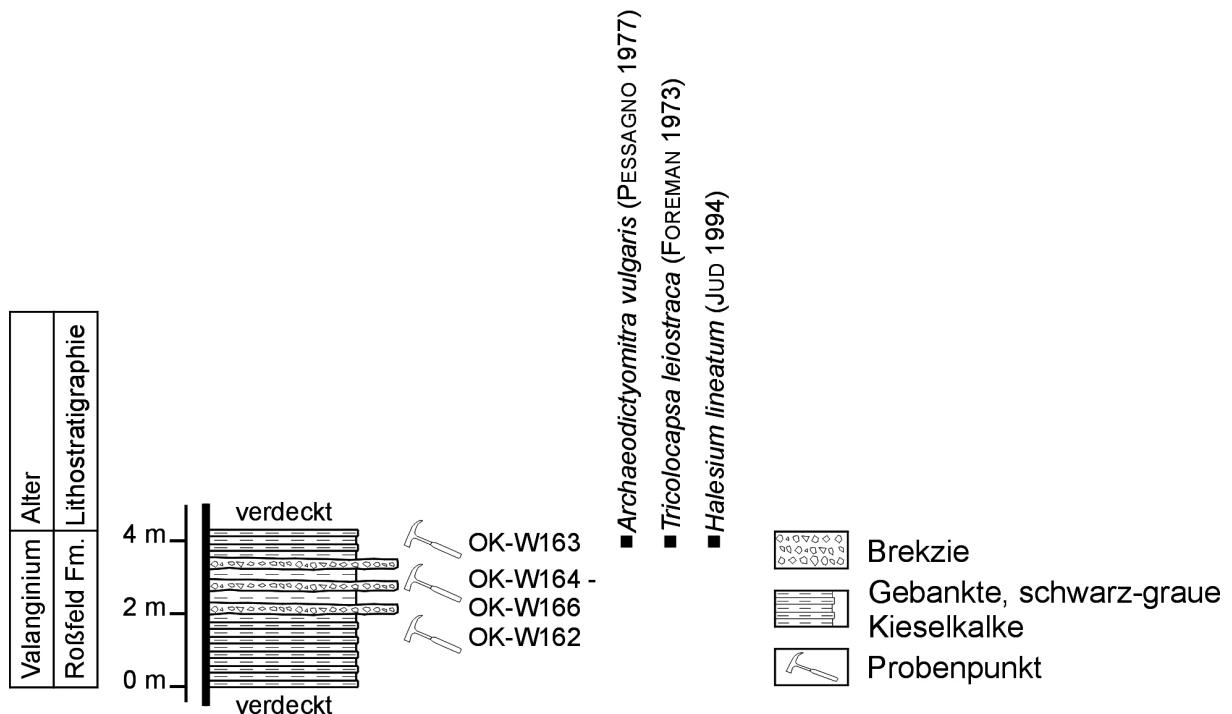


Abbildung 4.1.6.q: Straßenprofil zwischen der zweiten und dritten Kehre der Forststraße am westlichen Hochreithberg.

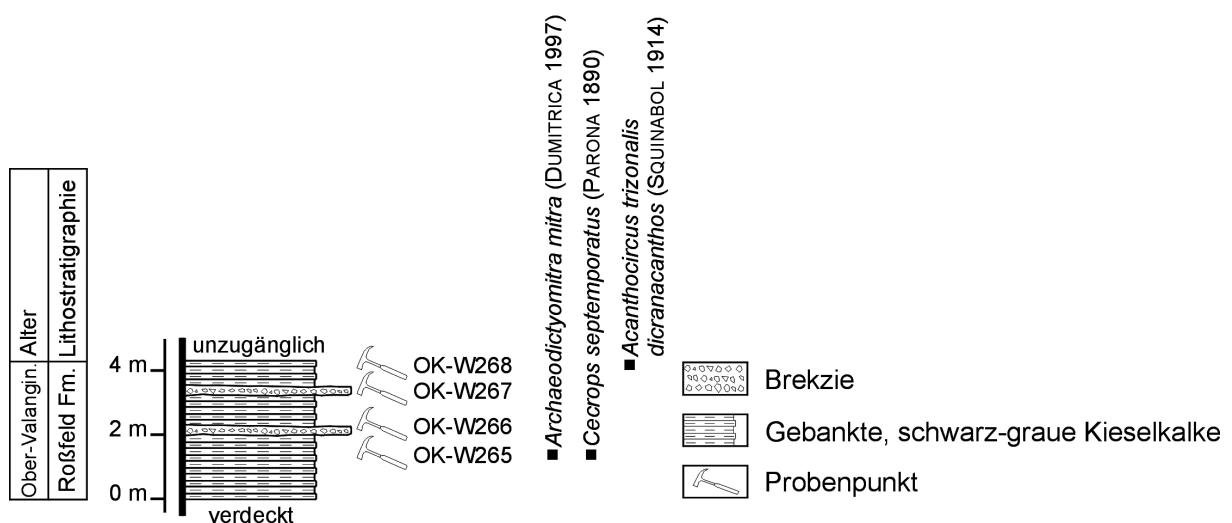


Abbildung 4.1.6.r: Straßenprofil vor der dritten Kehre der Forststraße am westlichen Hochreithberg.

## Bioklasten:

- Verschiedene mikrobiell inkrustierende Organismen, pharetronide Schwämme, Sclerospongien
- Lenticulinen, lituolide Foraminiferen, *Andersenolina alpina* (LEUPOLD 1935), *Quincueloculina* sp.
- Rivulariaceen
- Crinoiden, Brachiopoden, Bryozoen

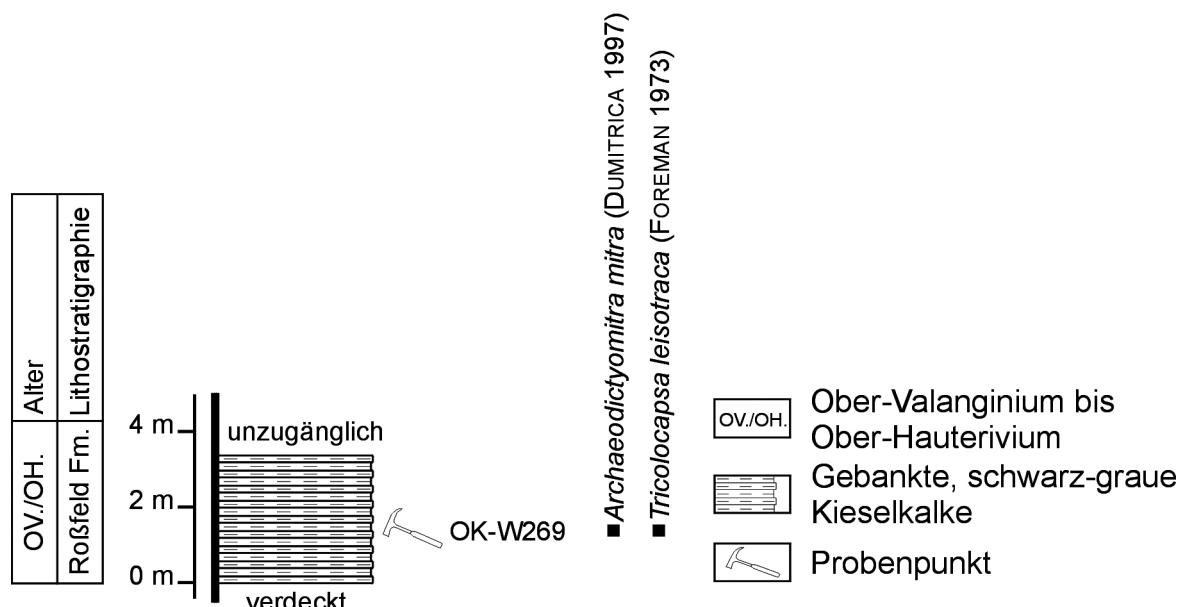


Abbildung 4.1.6.s.: Fortsetzung des Straßenprofiles vor der dritten Kehre der Forststraße am westlichen Hochreithberg.

## Lithoklasten:

- Lagunäre Wacke- und Packstones z.B. mit *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967) oder mikritisierten Foraminiferen wie *Trocholina involuta* (MANTSUROVA 1982)
- Grainstones, Ooid-Grainstones aus höherenergetischen Plattformbereichen
- Fein- bis grobkörnige Lithoklasten der Hangfazies: Packstones mit Crinoiden, Tubiphytes, Mikritklasten, Sparitbruch, Lenticulinen, teilweise mit Quarz oder Calpionellen
- Wackestones mit *Calpionella alpina* (LORENZ 1902)
- Saccocoma-Kalke
- Verkieselte, schwammnadelreiche Wackestones mit wenig Radiolarien
- Braune Radiolarien-Wackestones mit wenigen Schwammnadeln
- Mergelige, braune Radiolarien-Packstones
- Radiolarien-Schwammnadel-Packstones (Erosion der Unterlagerung)
- Rötliche, mikrokristalline Kiesel sedimentgesteine
- Packstones mit einer rekristallisierten, mikrosparitischen Matrix und lagig geschichteten Algen, Pellets, Mikritklasten (Oberer Werfener Kalk, am Übergang zu den Gutensteiner Kalken)
- Gemischt karbonatisch siliziklastische, feinkörnige Mikrite
- Angerundete bis runde, braune Feinsiltsteine mit Quarz, Pflanzenresten
- Schwarz-grüne bis grüne Feinsiltsteine
- Verkieselte, orange sowie gelbe Tiefseetone

Die Kieselkalke mit den eingeschalteten Resedimenten (Crinoidenturbidite, crinoidenreiche, lithoklastische Brekzien) können ab der dritten Kehre bis zum Ende der Forststraße am westlichen Hochreithberg in mehreren kleinen Einzelprofilen studiert werden. Es ändert sich aber weder die Mikrofazies der Kieselkalke noch die Komponentenzusammensetzung der Crinoidenturbidite bzw. der Brekzienbänke wesentlich. Die Radiolarienfauna der Probe OK-W339 (Abb. 4.1.6.i) mit *Hemicryptocapsa capita* (TAN 1927) und *Cecrops septemporatus* (PARONA 1890) beschränken das Alter der hangenden Kieselkalke in diesem Profil auf Ober-Valanginium bis Unter-Hauterivium.

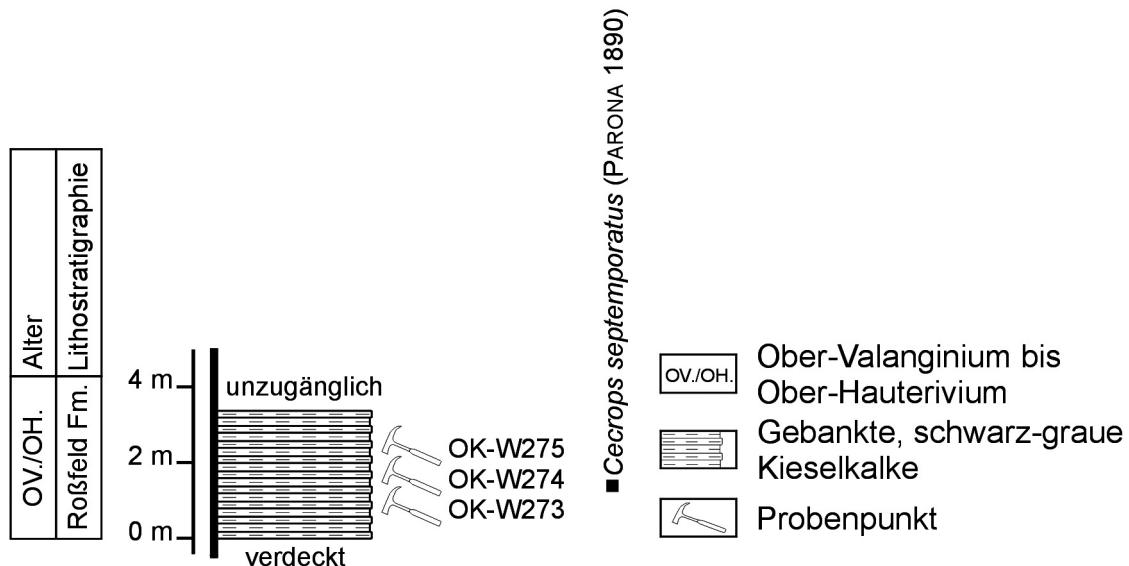


Abbildung 4.1.6.t: Straßenprofil in der dritten Kehre der Forststraße am westlichen Hochreithberg.

Im Vergleichsprofil am Hochreithberg Nordhang (~ 720 m bis ~880 m Seehöhe) (Abb. 4.1.6.i, u) kommen in den Kieselkalken ebenfalls Crinoidenturbidite und ruditische, lithoklastische Brekzienbänke vor. Die crinoidenreichen, lithoklastischen Brekzien, lithoklastischen Brekzien und die immer wieder dazwischengeschalteten Crinoidenturbidite, wechsellagern am Nordhang des Hochreithberges mit den grau-schwarzen Kieselkalken. Die Hauptkomponenten der groben Resedimente ändern sich im Vergleich zu den Profilen am westlichen Hochreithberg nicht, einige seltene akzessorische Bio- und Lithoklasten sind aber besonders hervorzuheben.

#### Bioklasten:

- Korallen
- *Mohlerina* sp., *Andersenolina elongata* (LEUPOLD 1935), mikritumkrustete Foraminiferen der Arten *Nautiloculina oolithica* (MOHLER 1938) oder *Charentia cuvillieri* (NEUMANN 1965)
- Onkoide

#### Lithoklasten:

- Lagunäre Packstones mit Foraminiferen (*Andersenolina* sp.), Mikritklasten, Dasycladaceenresten: *Clypeina* sp., *Salpingoporella annulata* (CAROZZI 1953)
- Plattformrand-Packstones mit *Salpingoporella pygmaea* (GÜMBEL 1891)

- Bindstones mit *Coscinophragma* sp.
- Höherenergetische Hangfaziesklasten mit *Protopeneroplis striata* (WEYNSCHEK 1950)
- Filament-Radiolarien-Packstones

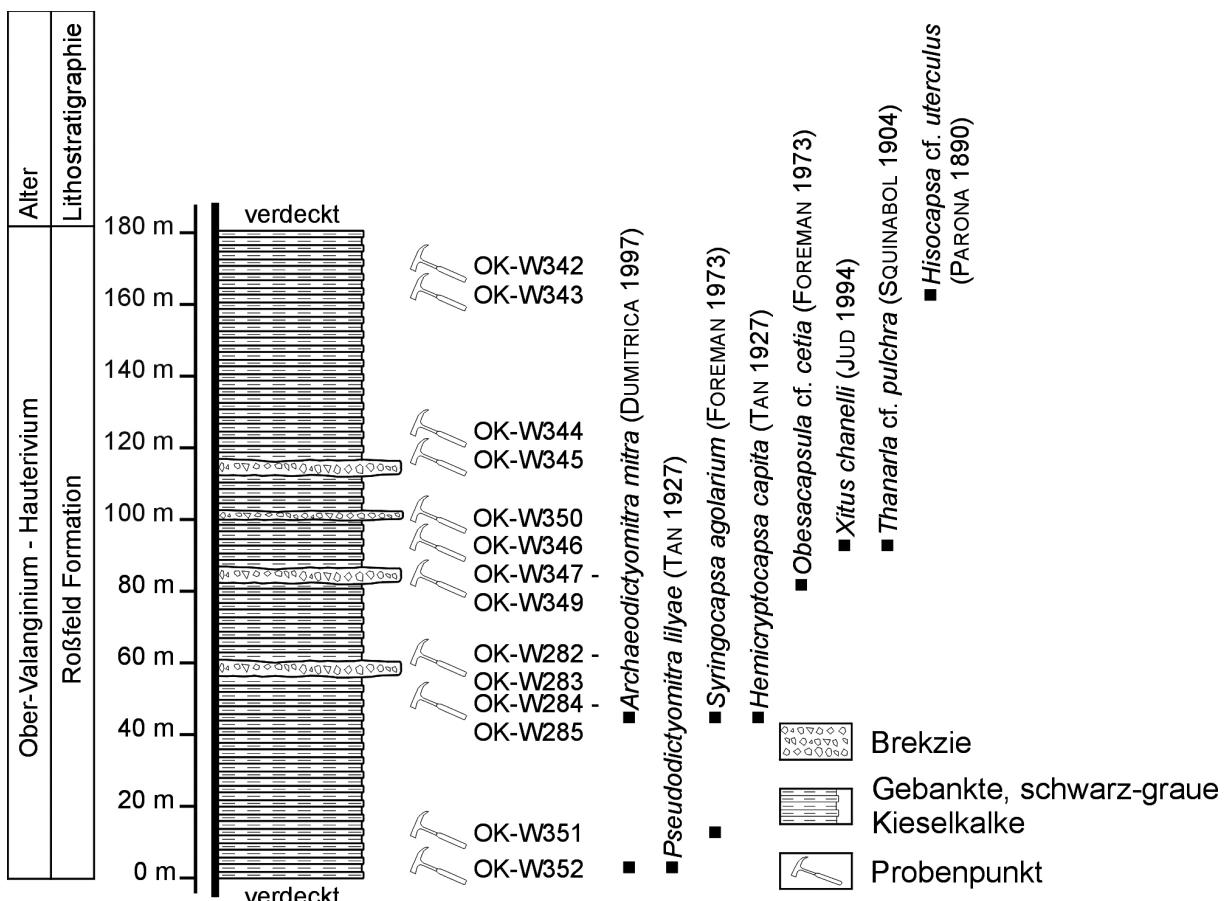
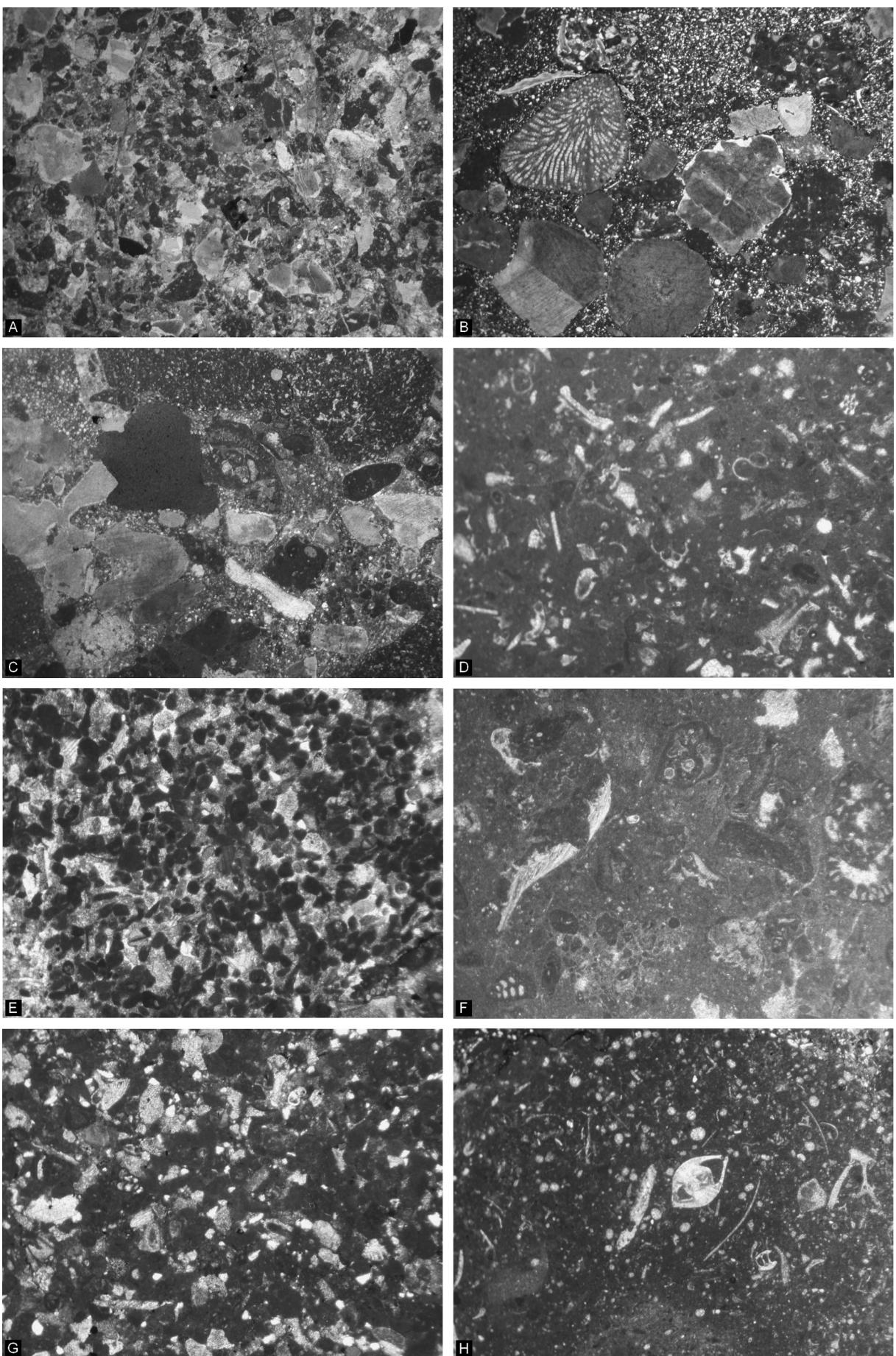
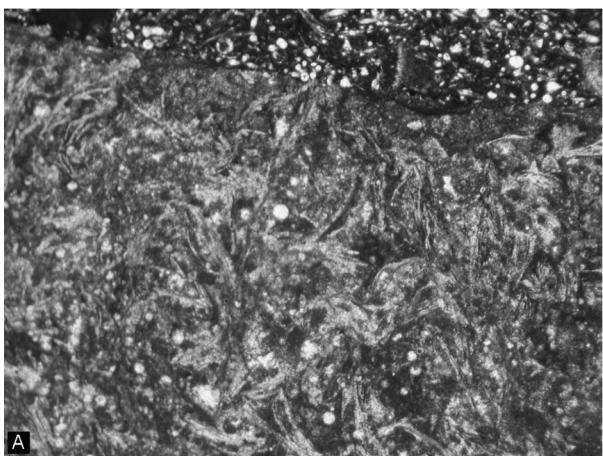


Abbildung 4.1.6.u: Zusammengesetztes Profil über den Nordhang des Hochreithberges.

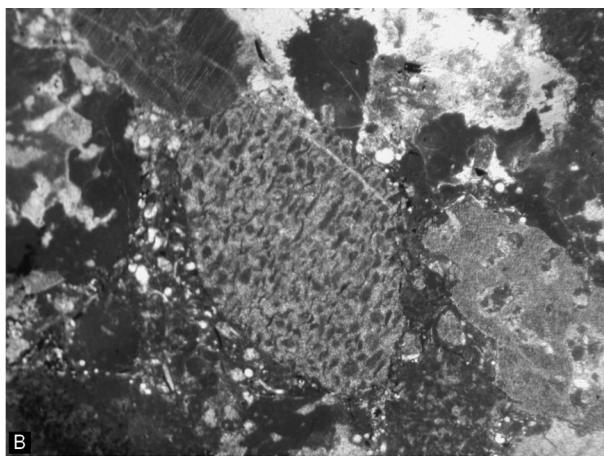
In den Hangenden Teilen des Profiles ändern sich die dicht gepackten, ruditischen Brekzien hin zu matrixgestützten Brekzien. Die Matrix besteht wie die über- und unterlagernden Kieselkalke aus den typischen braunen, mergeligen Radiolarien-Schwammnadel-Packstones. Die biogenen Komponenten bestehen überwiegend aus Crinoiden, die Lithoklasten sind ident mit jenen der liegenden Konglomeratlagen. Die unterschiedlichen Lithoklasten der Hangfaziestypen nehmen zu, die Plattformfaziestypen nehmen hingegen ab.

Abbildung 4.1.6.v, Seite 106: Mikrofazies der Crinoidenturbidite und ausgewählter Komponenten der Brekzienbänke am westlichen und nördlichen Hochreithberg. A: Verkieselter, crinoidenreicher Packstone mit karbonatischen Lithoklasten, OK-W135\_3. B: Matrixgestützte Brekzie mit Crinoiden, Bryozoen, Brachiopoden und crinoidenreichen Packstone-Lithoklasten, OK-W283\_5. C: Komponentengestützte Brekzie mit Crinoiden, Brachiopodenschalen, Mikriten, feinkörnigen Packstones und Siltsteinen, OK-W328\_1. D: Bioklastischer Wackestone mit Schwammnadeln, Schalenresten, Gastropoden, Crinoiden und rekristallisierten Radiolarien, OK-W282\_1. E: Verkieselter Mikritklasten-Packstone mit Sparitbruch, Crinoiden und Foraminiferen, OK-W123\_5. F: Floatstone mit Tubiphytes, Mikritklasten, Textularien, Brachiopodenschalen und lituoliden Foraminiferen, OK-W350\_4. G: Glaukonitisierter Packstone mit Mikritklasten, Sparitbruch, Crinoiden und kalzitischen Foraminiferen, OK-W350\_3. H: Locker gepackter Packstone mit Filamenten, rekristallisierten Radiolarien, Sparitbruch und Lenticulinen, OK-W283\_3. Bildbreite: A bis C = 1,4 cm; D bis H = 0,5 cm.

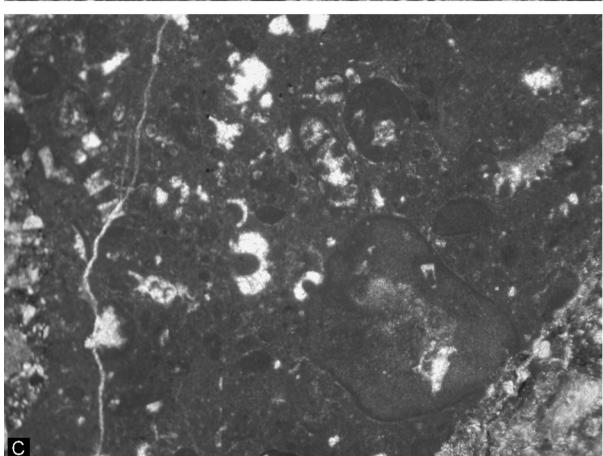




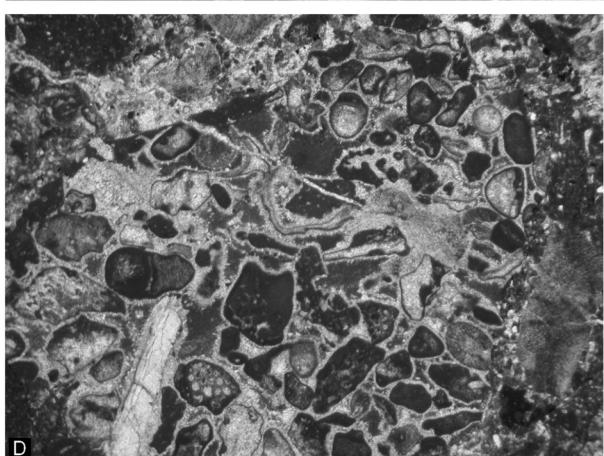
A



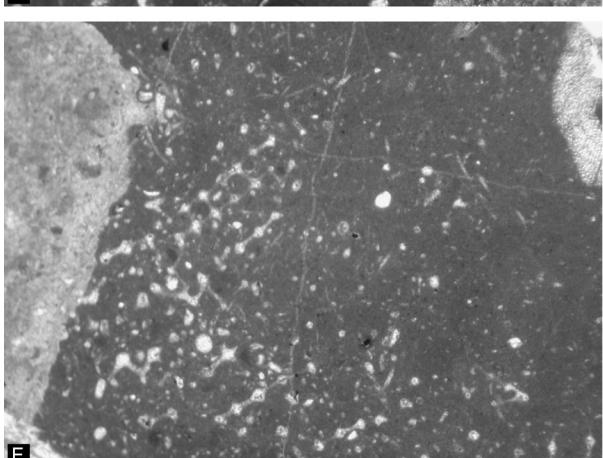
B



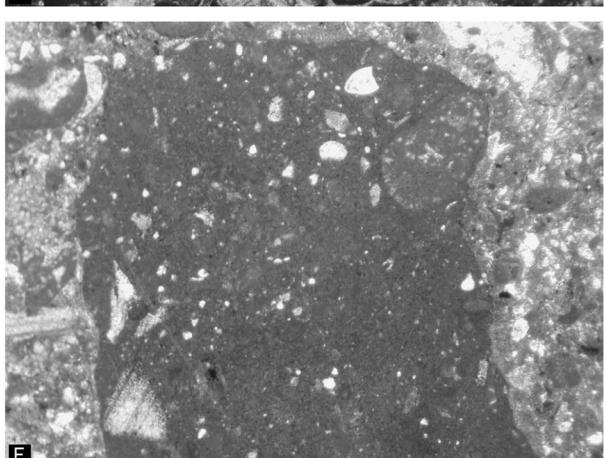
C



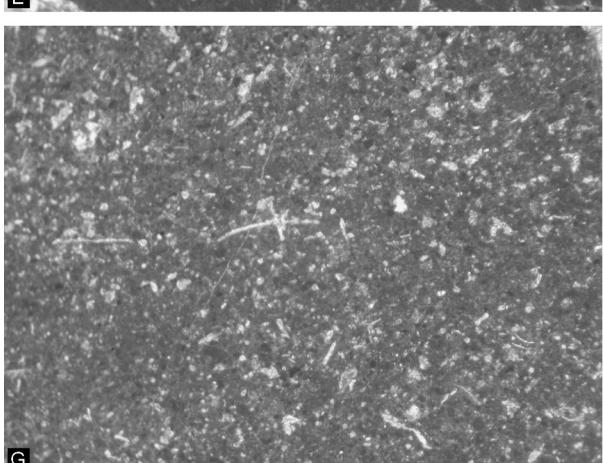
D



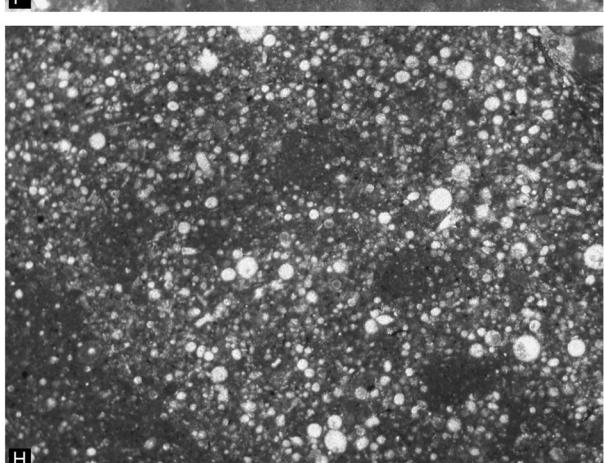
E



F



G



H

Abbildung 4.1.6.w, Seite 107: Mikrofazies ausgewählter Komponenten der Brekzienbänke am westlichen und nördlichen Hochreithberg. A: Verkieselte Filament-Packstone mit rekristallisierten Radiolarien, OK-W283\_5. B: Etwas rekristallisierter Mikritklasten-(Ooid)-Packstone (Werfen bis basale Gutenstein Formation), von Crinoiden, z.T. angebohrt, umgeben, OK-W280\_1. C: Lagunärer Wackestone mit Mikritklasten und Dasycladaceenresten, OK-W350\_5. D: Ausgewaschener Packstone mit mikritumkrustetem Sparitbruch, Mikritklasten, Bryozoen, Crinoiden und mikrobiell inkrustierten, gerüstbildenden Organismen, OK-W350\_10. E: Wackestone mit Kieselschwammskelett, abgebrochenen Schwamnnadeln und rekristallisierten Radiolarien, OK-W350\_3. F: Mergeliger Wackestone mit Mikritklasten, Sparitbruch, Crinoiden und lituolider Foraminifere, OK-W350\_5. G: Feinkörniger, kieseliger Packstone mit Mikritklasten, Sparitbruch, rekristallisierten Radiolarien und Bruchstücken von *Saccocoma* sp., OK-W331\_6. H: Mergeliger Radiolarien-Packstone, OK-W283\_5. Bildbreite: A bis H= 0,5 cm.

---

#### Lithoklasten:

- Packstones, in denen lockere, foraminiferenreiche Schüttungen mit dünnen Crinoiden-Calpionellen-Turbiditen wechsellsagern
- Packstones der Hangfazies mit Radiolarien, Schwamnnadeln, Crinoiden, Aptychen, *Remaniella* sp., *Calpionella alpina* (LORENZ 1902)
- *Saccocoma*-Kalke
- Verkieselte, schwamnnadelreiche Packstones mit Resten von Kieselschwämmen
- Mergelige Wackestones mit lituoliden Foraminiferen, Crinoiden, detritären Körnern

Diese ruditischen Resedimente werden bis zum nördlichen Gipfel des Hochreithberges von 10 cm gebankten, hornsteinreichen, grau-schwarzen Kieselkalken (Radiolarien-Schwamnnadel Packstones) überlagert. An detritären Körnern treten Apatit, Seladonit, Glimmer und Sphalerit auf.

#### Hochreithberg Nordost

Die am nördöstlichen Hochreithberg, vom Kartererbach bis zum Höltham und entlang des Wanderweges in Richtung Gasthof Hochreithalm (Abb. 4.1.6.a, I), auftretende Schichtfolge differiert in großen Teilen von jener, die am südlichen und westlichen Hochreithberg aufgeschlossen ist.

Das Profil (Abb. 4.1.6.x) beginnt mit weißen, porösen, porzellanartig brechenden Kalke (Crinoiden-Mikritklasten-Packstones mit Sparitbruch, Textularien, Schalenresten, Tubiphytes, mikritumkrusteter *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967)). Gröbere Schüttungen in diesen Kalken (Packstones) beinhalten neben den oben erwähnten Bioklasten auch Rivulariaceen, Aptychen, mikritumkrustete Gastropoden, *Thaumatoporella* sp., *Nautiloculina oolithica* (MOHLER 1938), *Mohlerina* sp., agglutinierende Foraminiferen, kalzitische Schwämme, Bryozoen, mikrobiell inkrustierte, rekristallisierte Gerüstbilder, *Andersenolina* sp., *Koskinobullina socialis* (CHERCHI & SCHRÖDER 1979) und *Carpathocancer* sp.. Über diesen Barmstein Kalken folgen graue, kieselige, crinoidenreiche Packstones (Crinoiden, Mikritklasten, Sparitbruch, Textularien, Lenticulinen) mit synsedimentären Rutschstrukturen und syntaxialen Zementen. Die Kalke werden mit erosivem Basalkontakt von verkieselten, lithoklastischen Brekzien (Schrambach Formation) überlagert.

## Lithoklasten:

- Verkieselte Mikritklasten-Packstones mit Crinoiden, Sparitbruch, Schalenresten, Foraminiferen, *Protopeneroplis* cf. *ultragranulata* (GORBATCHIK 1971), *Thaumatoporella* sp.
- Packstones mit Mikritklasten, Sparitbruch, kalzitischen Foraminiferen, rekristallisierten Radiolarien, Schalenresten, Schwammnadeln
- Floatstones mit Bioklasten (Textularien, *Andersenolina* sp., Tubiphytes, lituolide Foraminiferen, Crinoiden, miliolide Foraminiferen, *Thaumatoporella* sp., Onkoiden) und Lithoklasten (Tubiphytes-Bindstones), Mikritklasten, mikritumkrustetem Sparitbruch
- Packstones mit Mikritklasten, Tubiphytes, Foraminiferen, Sparitbruch, Crinoiden, Quarz, rekristallisierten Radiolarien, orangen, verkieselten Tiefseetonen
- Wackestones mit feinkörnigem Sparitbruch

Die Matrix der Brekzienlagen besteht aus leicht kieseligen, siliziklastischen Packstones mit Mikritklasten, Sparitbruch, Quarz, detritären Körnern, Schwammnadeln, Schalenresten, Crinoiden, Foraminiferen, Bryozoen und rekristallisierten Radiolarien oder aus mergeligen Wackestones mit rekristallisierten Radiolarien.

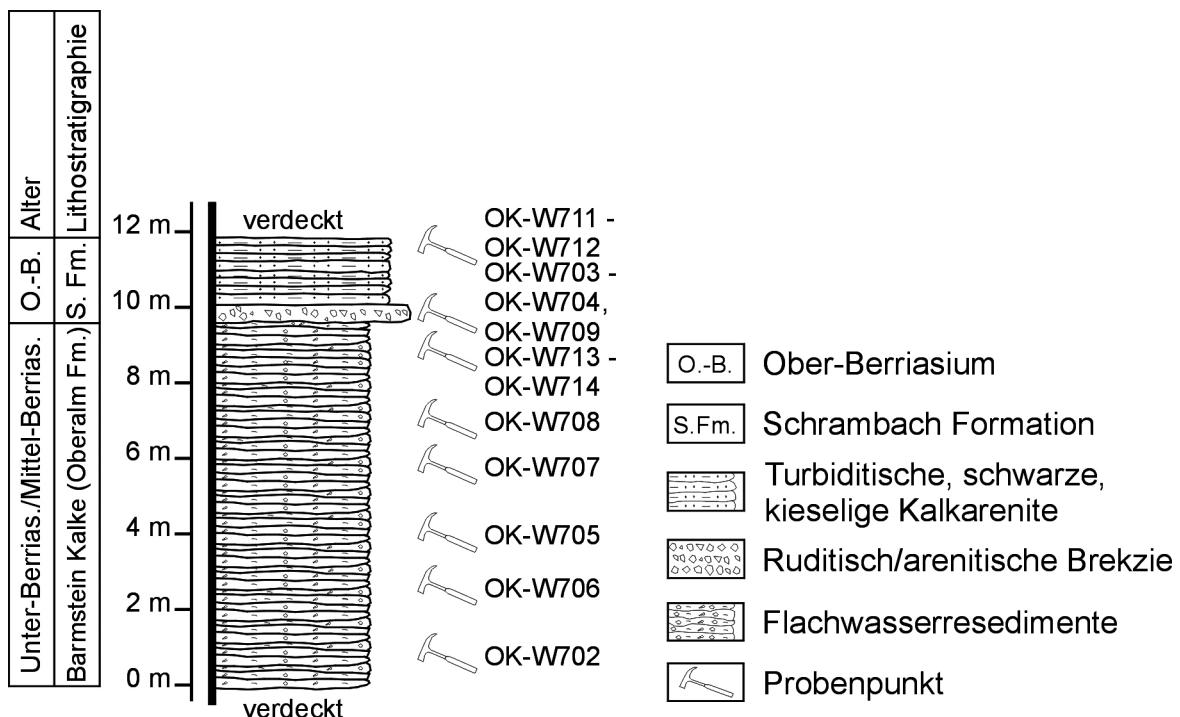


Abbildung 4.1.6.x: Das Profil an der Nordostseite des Hochreithberges zeigt die parakonforme Überlagerung der oberberriasischen Brekzien und Arenite über den Barmstein Kalken.

Über diesen basalen Brekzienlagen folgen lithoklastenreiche Crinoidenturbidite.

## Bioklasten:

- Rekristallisierte Gerüstbildner, mikrobiell inkrustierte, rekristallisierte Gerüstbildner, pharetronide Schwämme
- *Coscinophragma* sp., Lenticulinen, Textularien
- Crinoiden, Bryozoen (teilweise glaukonitisert)

## Karbonate:

- Mikritklasten-Packstones mit *Nautiloculina oolithica* (MOHLER 1938)
- Pellets-Packstones mit mikrobiell inkrustierten, rekristallisierten Organismen
- Ausgewaschene Packstones mit Mikritklasten, Foraminiferen, Tubiphytes
- Crinoiden-Mikritklasten-Packstones mit Sparitbruch und syntaxialen Zementen
- Grober, lockerer Packstone mit Mikritklasten, Pellets-Packstone-Klasten, mikritumkrustetem Sparit, Crinoiden
- Wackestones mit Crinoiden, Sparitbruch, Holothurien, Calpionellen, Textularien
- Wackestones mit Mikritklasten, Textularien
- Wackestones mit feinkörnigem Sparitbruch

## Gemischt karbonatisch siliziklastische Gesteine:

- Grün-braune Mikrite
- Grün-braune, mergelige Wackestones mit Crinoiden, Sparitbruch
- Wacke- bis Packstones mit Sparitbruch, Crinoiden, braunen, mergeligen Mikritklasten, Schwammnadeln, rekristallisierten Radiolarien
- glaukonitisierter Sparite, Mikrite und Silte
- Mergelige Wackestones mit Schwammnadeln, rekristallisierten Radiolarien, Sparitbruch
- Verkieselte Packstones mit Schwammnadeln, rekristallisierten Radiolarien, Textularien, Mikritklasten, Sparitbruch, Quarz
- Grau-braune mergelige Wackestones mit Sparitbruch, rekristallisierten Organismen, oxidierten Pflanzenresten, diagenetischem Pyrit

## Kieselsedimentgesteine:

- Gerundete, rote und gelbe, verkieselte Tiefseetone
- Verkieselte Schwammnadel-Packstones mit rekristallisierten Radiolarien

## Siliziklastika:

- Braune Feinsilte, quarzhaltig

Die Matrix der Crinoidenturbidite gleicht jener der lithoklastischen Brekzien.

Ein isoliert liegender Block ähnlicher Fazies und Lithologie befindet sich etwas nördlich Bachrainer (Abb. 4.1.6.a, y), eingeklemmt zwischen schwarz-grauen, gebankten Kieselkalken und der Alpinen Haselgebirge Mélange. Es handelt sich um verkieselte, helle *Saccocoma*-Kalke wie z.B. verkieselte Packstones mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln und Mikritklasten oder Packstones mit Mikritklasten, Sparitbruch, Echinodermenresten, *Saccocoma* sp., rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln. Diese werden von weißen, porösen, porzellanartig brechenden Kalken (Barmstein Kalke) überlagert. Sie können als Crinoiden-Mikritklasten-Packstones mit Sparitbruch, Textularien, Tubiphytes und *Thaumatoporella* sp. beschrieben werden. Die Crinoiden sind von syntaxialen Zementen umgeben. Die Kalke werden von ruditisch bis arenitischen, matrixgestützten, lithoklastischen Brekzien plombiert. Die Matrix besteht aus siliziklastischen Packstones mit Quarz, detritären Körnern, Mikritklasten, Sparitbruch und Crinoiden. Stellenweise kann das braune, mergelige Hintergrundsediment beob-

achtet werden. An Bioklasten sind Crinoiden, Korallen, mikrobiell inkrustierte, rekristallisierte Gerüstbildner, *Coscinophragma* sp., mikritumkrustete Rivulariaceen, Onkoide und Belemniten zu erwähnen.

Karbonate (Ober-Jura bis Unter-Kreide):

- Lagunenfazies
  - Fossilarme Wackestones bis Mudstones mit Schalenresten, Sparitbruch
  - Wackestones mit Sparitbruch, Schalenresten, Textularien, *Vercorsella hallei-nensis* (SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2005)
  - Dasycladaceenbruch-Wackestones (v.a. Clypeinen) mit Schalenresten, milio-liden Foraminiferen, lituoliden Foraminiferen
  - Mikrite mit *Nautiloculina oolithica* (MOHLER 1938)
  - *Bacinella-Lithocodium* Aggregate in grauem Mikrit
- Plattformrandfazies
  - Ausgewaschene Packstones mit Mikritklasten, Foraminiferen, Sparitbruch, alle mit micritic envelopes
  - Mikritklasten Packstones mit Sparitbruch und Ooiden
  - Mikritumkrusteter *Protopeneroplis striata* (WEYNSCHENK 1950)
- Rifffazies
  - Tubiphytes-Bindstones
  - Mikrobiell inkrustierte Korallen-Bindstones
  - Mikrobiell inkrustierte Gerüstbildner-Bindstones
- Hangfazies
  - Packstones mit Mikritklasten, Tubiphytes, Crinoiden
  - Packstones mit Mikritklasten, Textularien
  - Crinoiden-Packstones
  - Packstones mit Mikritklasten, Sparitbruch, Textularien, Quarz, *Protopeneroplis striata* (WEYNSCHENK 1950)
  - Packstones mit Mikritklasten, Sparitbruch, Echinodermenresten, rekristallisierten Radiolarien, *Saccocoma* sp.
  - Ausgewaschene Packstones mit Mikritklasten, Sparitbruch, rekristallisierten Organismen, alle mit micritic envelopes, Tubiphytes
  - Packstones mit Mikritklasten, Schalenresten, Textularien, rekristallisierten Radialarien
- Beckenfazies
  - Filament-Packstones mit Radiolarien
  - Leicht rekristallisierte, mergelige Filament-Packstones mit rekristallisierten Radiolarien
  - Feinkörnige Packstones mit Filamenten, rekristallisierten Radiolarien, Mikritklasten, Sparitbruch

Karbonate (unzuordenbar):

- Braun-graue Mikrite, graue Mikrite

Kieselsedimentgesteine:

- Rötliche Radiolarite (Radiolarien-Packstones)
- Laminierte, mikrokristalline Kieselsedimentgesteine
- Mergelige Radiolarien-Packstones

Siliziklastika:

- Braune Mergel, braune, siltige Mergel
- Graue, feinkörnige, quarzführende Siltsteine

Das Profil nördlich Bachrainer endet wenige Meter über den matrixgestützten Brekzien mit siliziklastisch beeinflussten, lithoklastischen, kieseligen, turbiditischen Areniten.

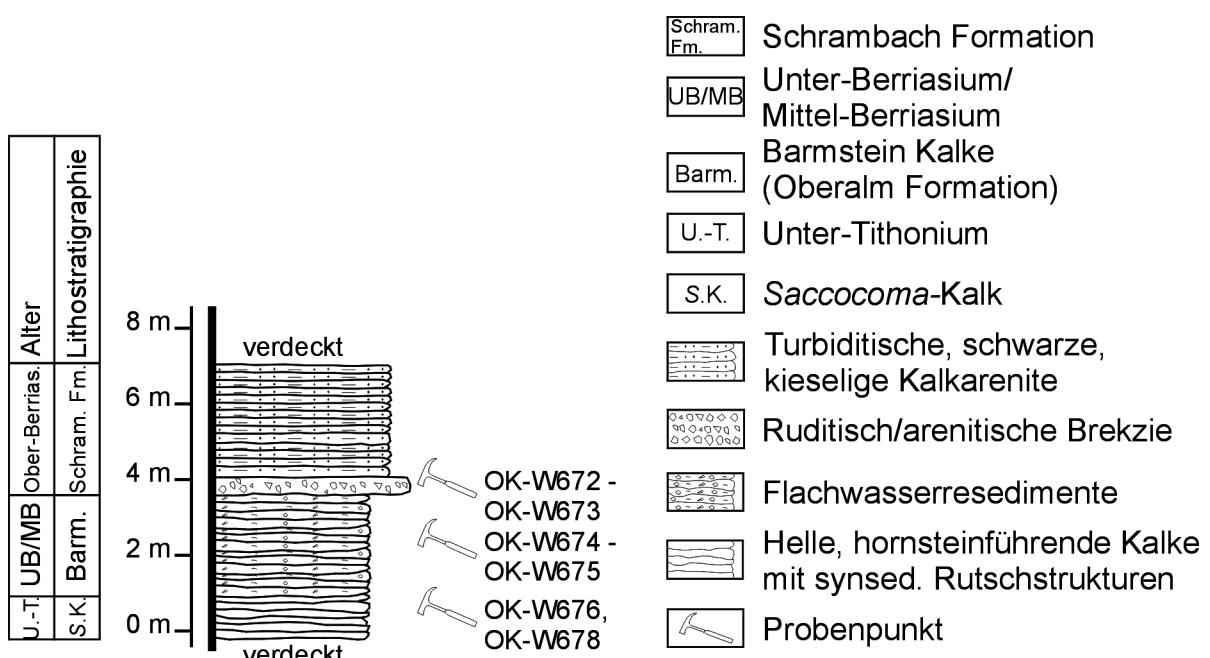
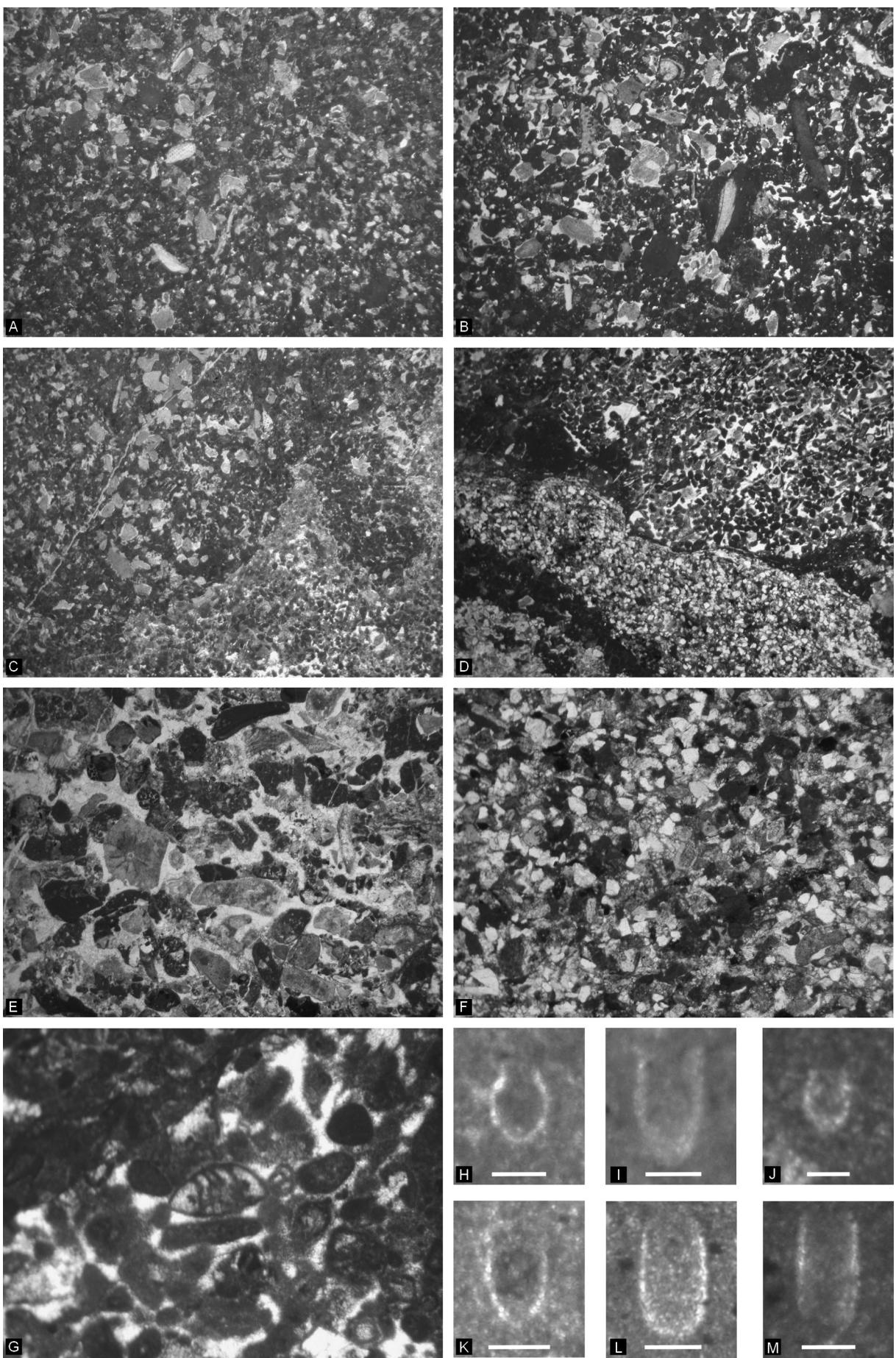


Abbildung 4.1.6.y: Profil des Aufschlusses (Saccocoma-Kalk, Barmstein Kalk, Schrambach Formation) nördlich Bachrainer. Die Grobkörnigkeit der oberberriasischen Brekzien und deren arenitischer Überlagerung ist durch die Proximalität zum Liefergebiet zu erklären.

-----  
Abbildung 4.1.6.z, Seite 113: Ausgewählte Mikrofaziesdarstellungen aus den Barmstein Kalken und deren Überlagerung am nordöstlichen Hochreithberg sowie Calpionellen aus den ruditischen Konglomeraten westlich Höltham. A: Crinoidenreicher Packstone mit syntaxialen Zementen, Mikritklasten, Sparitbruch und Schalenresten, OK-W706. B: Etwas größerer, crinoidenreicher Packstone mit Sparitbruch, Mikritklasten und verschiedenen karbonatischen Bio- und Lithoklasten, OK-W708\_2. C: Wolkig verkieselter crinoidenreicher Packstone mit Sparitbruch, Mikritklasten und Textularien, OK-W714\_3. D: Verkieselter Mikritklasten-Packstones und Crinoiden-Packstones, gemeinsam mit quarzreicher Matrix, OK-W703\_1. E: Verkieselter Crinoidenturbidit mit karbonatischen Lithoklasten, OK-W709\_5. F: Siliziklastischer Packstone mit Quarz, detritären Körnern, Crinoiden, Mikritklasten und Sparitbruch, OK-W704. G: *Propopeneroplis cf. ultragranulata* (GORBATCHIK 1971), OK-703\_1. H: *Calpionella alpina* (LORENZ 1902), OK-W356\_6. I: *Remaniella cadiischiana* (COLOM 1948), OK-W356\_1. J: *Remaniella colomi* (POP 1996), OK-W356\_3. K: *Remaniella borzai* (POP 1994), OK-W356\_7. L: *Calpionellopsis* sp., OK-W356\_2. M: *Calpionellopsis simplex* (COLOM 1939), OK-W356\_1. Bildbreite: A bis E= 1,4 cm; F= 0,5 cm; G= 0,25 cm. Maßstabsbalken: H bis M= 50 µm.

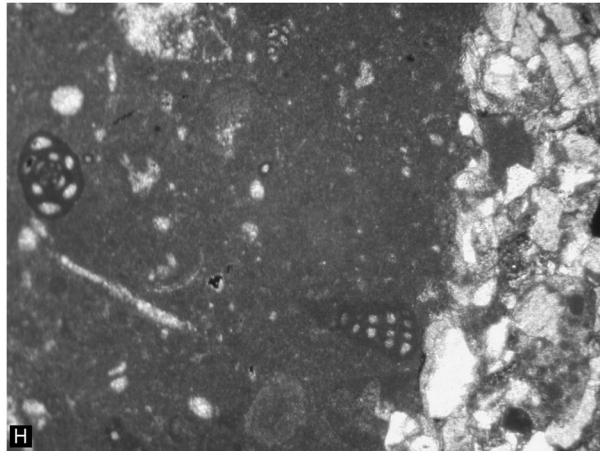
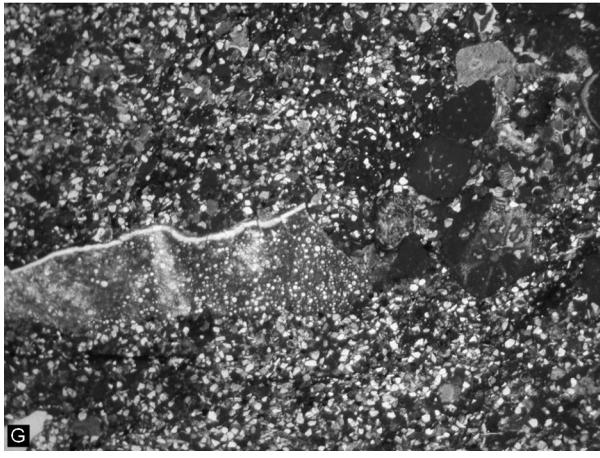
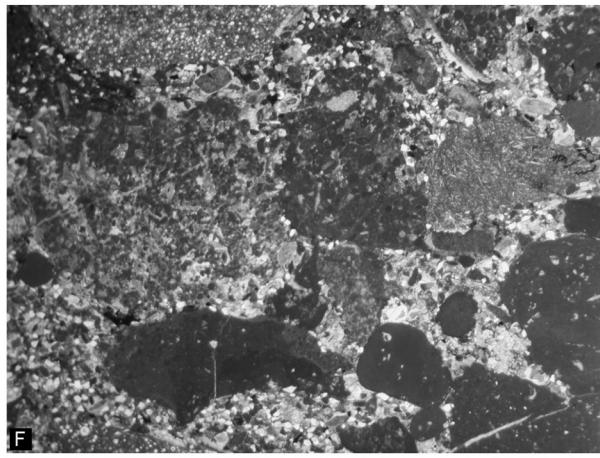
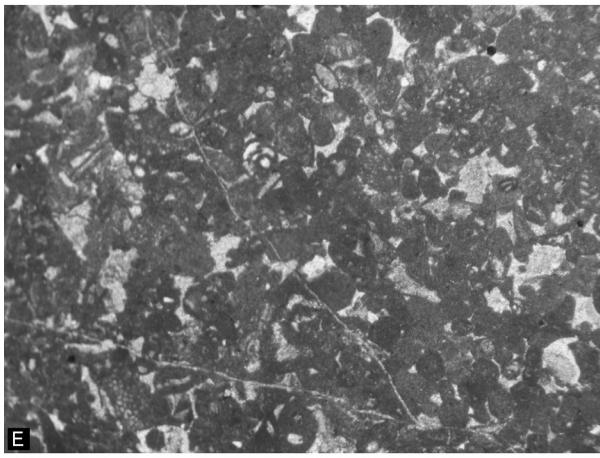
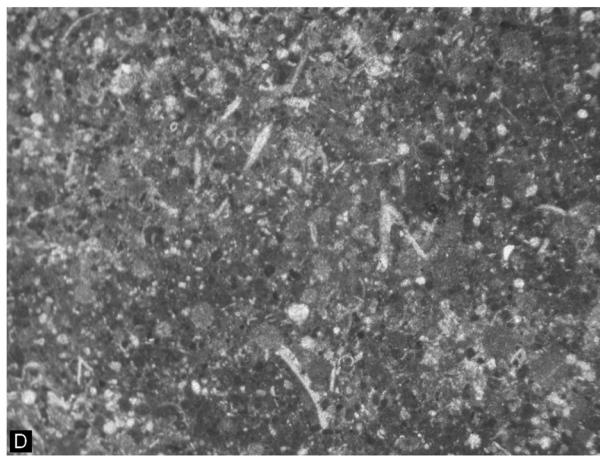
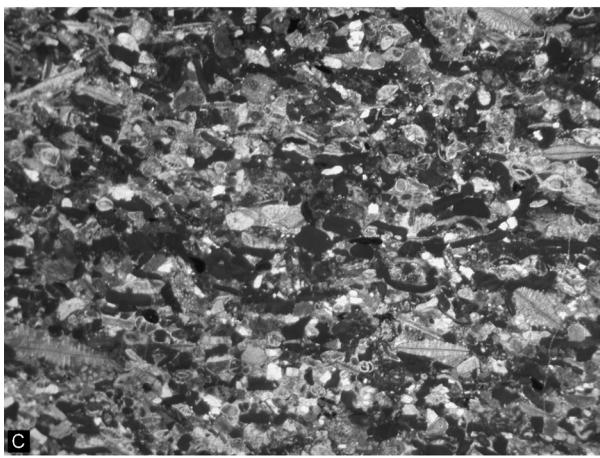
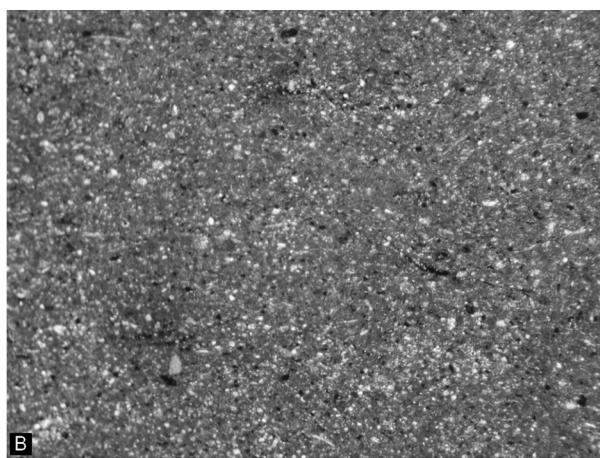
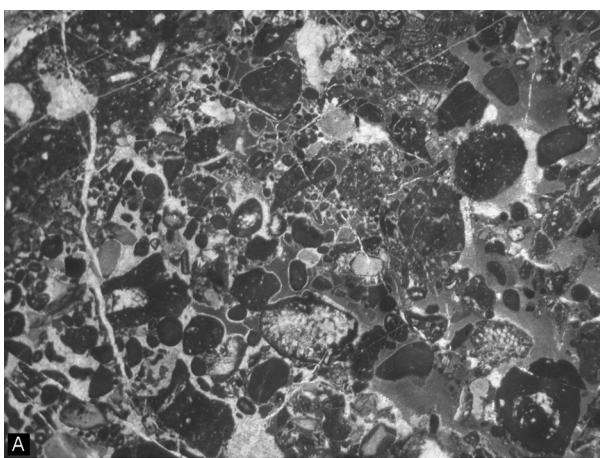


Das Profil 4.1.6.x, nordöstlich des Hochreithberges, wird zum Hangenden hin von braunen, turbiditischen, kieseligen Siliziklastika überlagert. Es handelt sich um verkieselte, quarzreiche Packstones, die denselben Komponentenbestand wie die Matrix der Brekzien und der Crinoidenturbidite aufweisen. Sie sind jenen vom Profil 4.1.6.x sehr ähnlich. Die siliziklastischen, feindsandigen Packstones gehen zum Hangenden in braune bis grau-schwarze, dünnplattige Kieselmergel (dichte mergelige Wackestones mit Schwamnadeln, rekristallisierten Radiolarien und Mikritklasten) über. Diese Kieselmergel reichen über die Wiesen des Höltham vorbei nach Westen. Hier sind in der Nähe der Seilbahnstütze in den Kieselmergeln grobklastische Brekzienlagen eingelagert. Die unsortierten Brekzien beinhalten größtenteils Karbonatklasten der Grobkies- und Geröllfraktion, es treten aber auch lithoklastische Rudite auf.

Karbonate (Tithonium bis Unter-Berriasium):

- Lagunenfazies
  - Wackestones mit *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967)
  - Dasycladaceenbruch-Wackestones
  - Mikritklasten mit *Salpingoporella annulata* (CAROZZI 1953)
  - Wackestones mit Sparitbruch, groben Schalenresten
  - Mikrosparitsch rekristallisierte Algenlaminite
- Hangfazies
  - Wolzig verkieselte Crinoiden-Mikritklasten-Packstones mit Sparitbruch, rekristallisierten Radiolarien, *Saccocoma* sp.
  - *Saccocoma*-Packstones mit Sparitbruch, rekristallisierten Radiolarien, Schalenresten
  - Wackestones mit Mikritklasten, Radiolarien, Schalenresten, Crinoiden, kalzitischen Foraminiferen, Schwamnadeln, *Saccocoma* sp.
  - *Saccocoma*-Packstones, sedimentär überlagert von Floatstones mit Flachwasserorganismen in mikritischer Matrix mit *Calpionella alpina* (LORENZ 1902)
  - Floatstones (Barmstein Kalke) mit verschiedenen Bio- und Lithoklasten
    - Mikritumkrustete, rekristallisierte Gerüstbildner, mikrobiell inkrustierte, rekristallisierte Gerüstbildner, kalzitische Schwämme, pharetronide Schwämme, Kalkschwämmen, von *Troglotella* sp. inkrustiert, *Milleporidium* sp., inkrustierende Schwämme
    - *Crescentiella morronensis* (CRESCENTI 1969)
    - *Coscinophragma* sp., *Mohlerina* sp., lituolide Foraminiferen, *Redmondoides* sp., *Pseudocyclammina* sp., Textularien

-----  
 Abbildung 4.1.6.aa, Seite 115: Mikrofazies der Aufschlüsse beim Bachrainer (A bis C: Straßenaufschluss; B bis H: Nördlicher Block). A: Bio- und lithoklastischer Floatstone, OK-W680\_2. B: Kieseliger Mergel mit Sparitbruch, rekristallisierten Radiolarien, Schalenresten, Quarz und Pflanzenresten, OK-W679. C: Arenitischer Packstone mit Mikritklasten, Glaukonit, Siliziklastika und paleozänen Foraminiferen (z.B.: Discocyclinen), OK-W681. D: Packstone mit Mikritklasten, rekristallisierten Radiolarien, Schwamnadeln und Crinoiden, OK-W676. E: Poröser Packstone mit Mikritklasten, Crinoiden, syntaxialen Zementen und Textularien, OK-W675. F: Brekzie mit angularen, mikritischen Karbonat Lithoklasten, Packstones und Kieselsedimentgesteinen in quarzreicher Matrix, OK-W672\_5. G: Mikritumkrustete Korallen und mergelige Radiolarien-Packstone in quarzreicher Matrix mit detritären Körnern, Crinoiden und Mikritklasten, OK-W673\_2. H: Lagunärer Wackestone mit Schalenresten, Textularien und *Vercorsella hallei-nensis* (SCHLAGINTWEIT & GAWICK 2005), OK-W673\_2. Bildbreite: A, C, F bis G= 1,4 cm; B, D bis E= 0,5 cm, H = 0,25 cm.



- Cyanophyceen, Rivulariaceen
- Onkoide, *Bacinella-Lithocodium* Aggregate
- *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967), Dasycladaceen, *Thaumatoporella* sp.
- Crinoiden, Brachiopoden
- Mikrobiell induzierte Bindstones mit Pellets
- Ausgewaschene Packstones mit Mikritklasten, Textularien, Sparitbruch
- Ausgewaschene bioklastische Packstones mit
  - Inkrustierenden Schwämmen, kalzitischen Schwämmen, Tubiphytes
  - *Protopeneroplis* aff. *trochangulata* (SEPTFONTAINE 1974), Textularien, *Andersonolina* sp., *Andersenolina elongata* (LEUPOLD 1935), *Trocholina* cf. *involuta* (MANTSUROVA 1982), *Redmondoides* sp., *Nautiloculina oolithica* (MOHLER 1938), Iituoliden Foraminiferen, mikritumkrusteter *Anchispirocyclina* sp., *Mohlerina* sp.
  - Rivulariaceen
  - *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967), mikritumkrusteten Dasycladaceenresten, *Thaumatoporella* sp.
  - Onkoiden
  - Crinoiden (teilweise mikritumkrustet), Bryozoen
  - Dasycladaceenbruch-Wackestones
  - Mikrobiell induzierten Bindstones (Zementkrusten); geschüttet mit Mikritklasten, mikritumkrustetem Sparitbruch, mikrosparatisch rekristallisierten Mikritklasten-Wackestones und Sparitbruch-Wackestone-Lithoklasten in Wackestones mit Sparitbruch, *Calpionella alpina* (LORENZ 1902)
  - Silten, grünliche Silten, rötlich-braunen Karstklasten
- Dichte Wackestones mit rekristallisierten Radiolarien, Sparitbruch, Crinoiden, Schalenresten, Schwammnadeln
- Pellets-Packstones mit *Thaumatoporella* sp., Tubiphytes, rekristallisierten Gerüstbildnern, Korallen mit *Lithocodium-Bacinella* Krusten
- Wacke- bis Floatstones mit Lithoklasten und Bioklasten wie
  - Crinoiden, Schwammnadeln
  - *Vercorsella halleinensis* (SCHLAGINTWEIT & GAWLIK 2005), Textularien
  - Kieseligen Mikritklasten-Packstones mit Sparitbruch, Crinoiden, Tubiphytes, rekristallisierten Radiolarien, *Saccocoma* sp.
  - Radiolarien-Wackestones mit Mikritklasten, Aptychen
  - Rekristallisierten Radiolarien-Filament-Wackestones
  - Mikritklasten mit *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967)
  - Mikrokristallinen Kieselsedimentgesteinen
  - Braunen Silten
  - Sparitbruch, Mikritklasten
- Wackestones mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln, Sparitbruch, Schalenresten
- Wackestones mit Sparitbruch und Tubiphytes, von ausgewaschenen Packstones mit Mikritklasten, Sparitbruch und Foraminiferen überlagert
- Floatstones bis Karbonatbrekzien mit rötlicher Matrix, *Calpionella alpina* (LORENZ 1902), *Calpionella elliptica* (CADISCH 1932), *Remaniella cadiischiana* (COLOM 1948), *Remaniella colomi* (POP 1996), *Remaniella borzai* (POP 1994) und *Calpionellopsis simplex* (COLOM 1939) in der Matrix und den Lithoklasten
- Crinoidenreiche Packstones

Karbonate (unzuordenbar):

- Grau-grüne Mikrosparite
- Mikritklasten

Gemischt karbonatisch siliziklastische Gesteine:

- Mergelige braun-graue Wackestones mit Sparitbruch, Echinodermenresten, Schalenresten

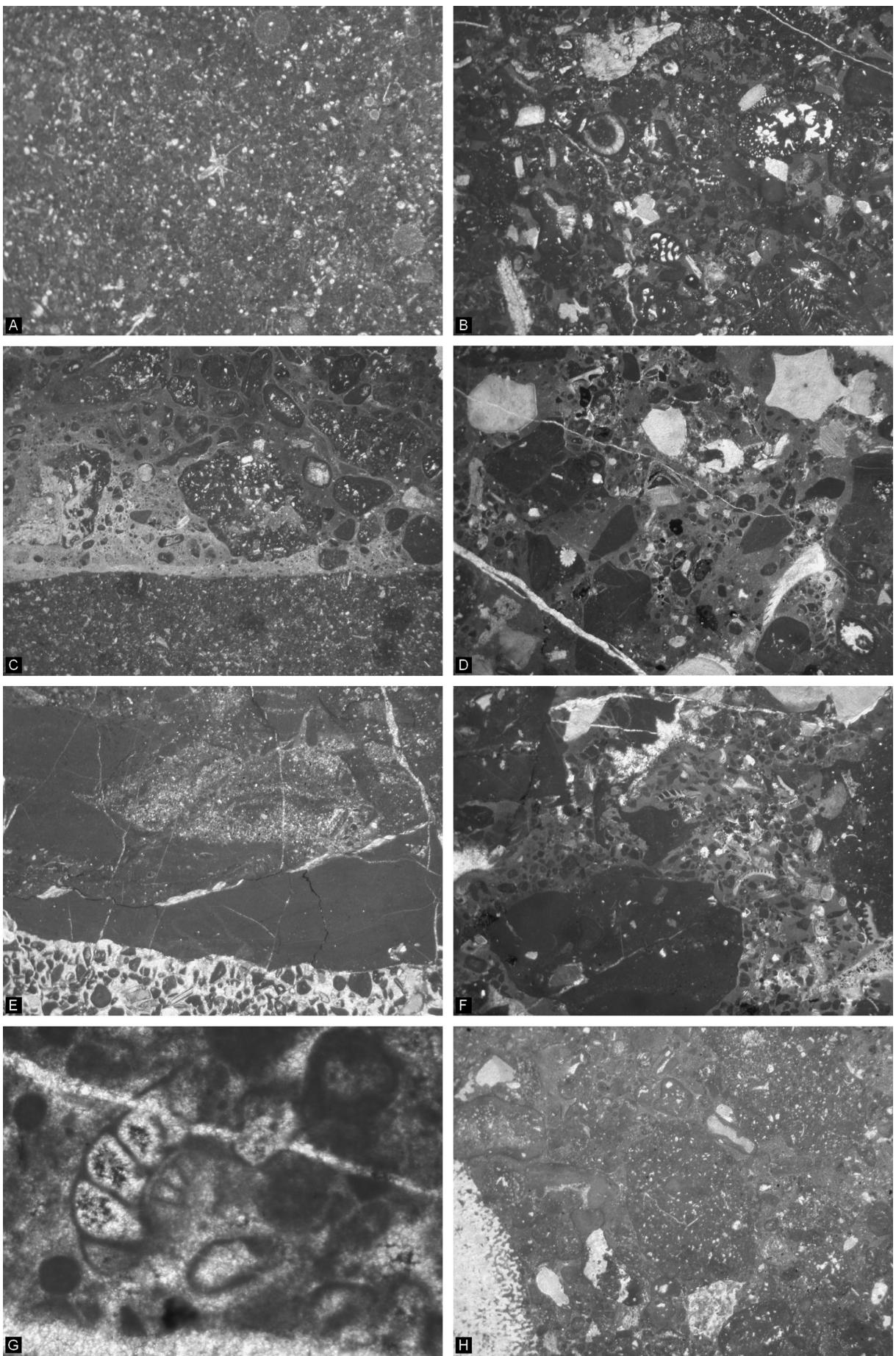
Teilweise tritt zwischen den lithoklastischen Brekzienlagen siliziklastische Packstone-Matrix (Quarz, Mikritklasten, Sparitbruch, Crinoiden, Textularien, *Meandrospira* sp., detritäre Körner) auf.

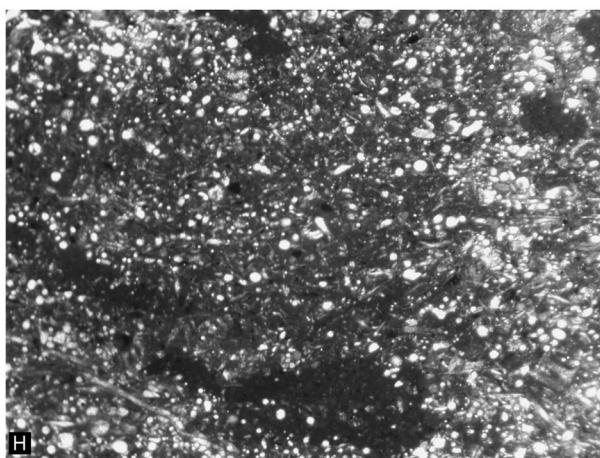
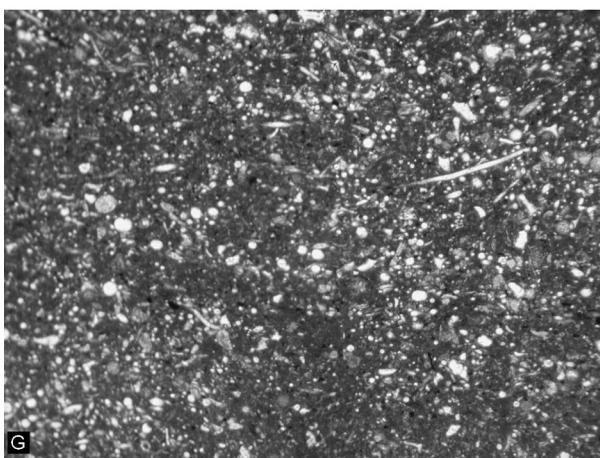
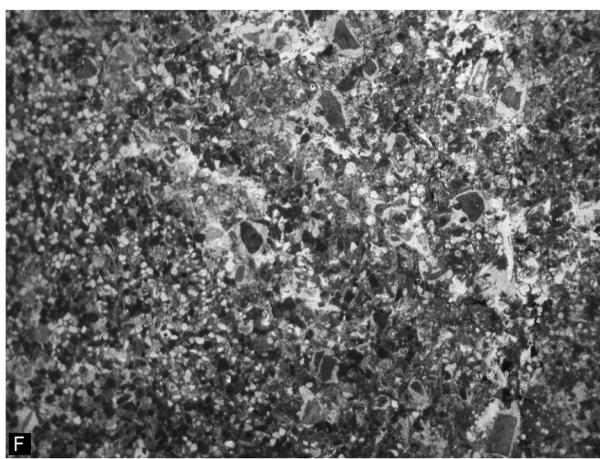
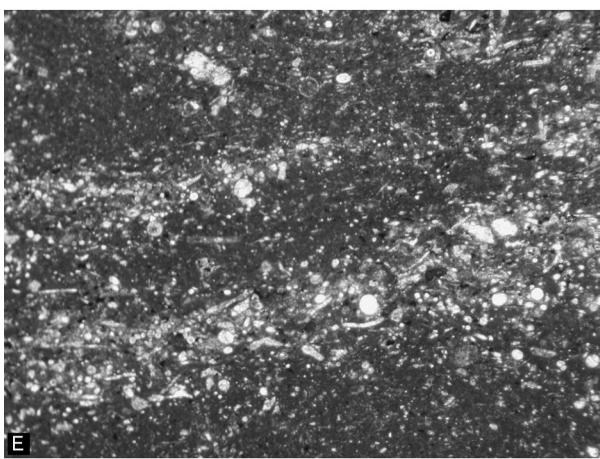
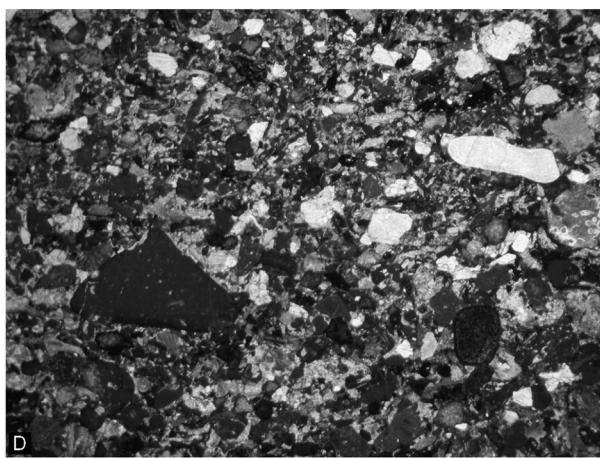
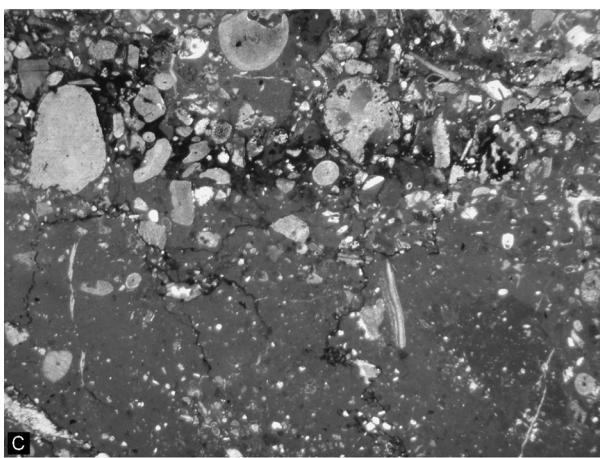
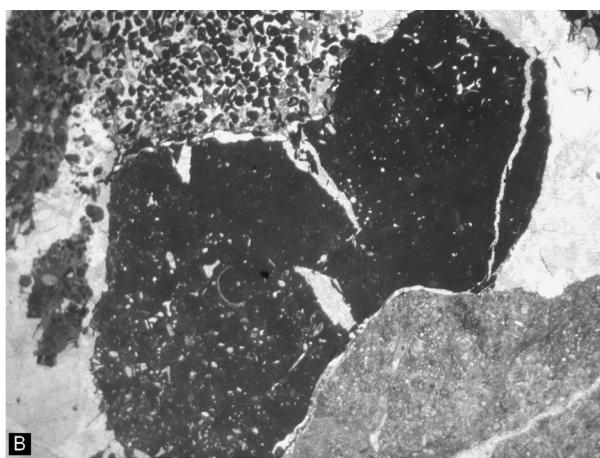
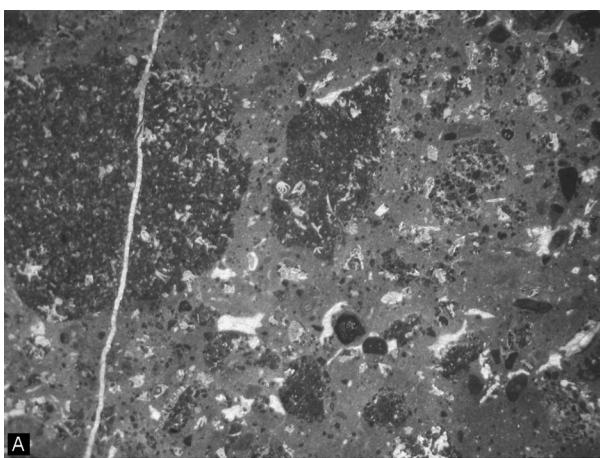
Die Konglomerate werden von grau-braunen Kieselmergeln und gebankten bis dünnplattigen, grau-schwarzen Kieselkalken überlagert. Zusätzlich treten verkieselte, gebankte, schwarze, siliziklastische Arenite auf. Die quarzführenden, lithoklastenreichen Gesteine bestehen aus folgenden Komponenten.

- Mikritklasten, Sparitbruch
- Helle Radiolarite
- Orangerote, verkieselte Tiefseetone
- Vulkanite
- Serpentinite
- Quarzsiltsteine
- Grünliche Siltsteine
- Quarz
- Detritäre Körner

-----  
Abbildung 4.1.6.ab, Seite 118: Mikrofazies der Roßfeld Brekzien am nordöstlichen Hochreithberg. A: Packstone mit Mikritklasten, Sparitbruch, Radiolarien, Schalenresten und *Saccocoma* sp., OK-W438\_2. B: Bio- und lithoklastischer Floatstone mit *Redmodoides* sp., lituoliden Foraminiferen und Gerüstbildnern, OK-W440\_4. C: Erosiver Kontakt des lithoklastischen Floatstones zum unterlagernden *Saccocoma*-Kalk, OK-W438\_4. D: Brekzie, bestehend aus verschiedenen Mikritklasten und Crinoiden, OK-W356\_5. E: Ausgewaschener Packstone der Hangfazies, überlagert von Mikriten und synsedimentär verrutschtem mergeligem Material mit kleinen Bioklasten und Lithoklasten, Ertrinken der Plattform; OK-W356\_6. F: Mehrfach verfestigte, wieder aufgearbeitete und resedimentierte mikritische Lithoklasten mit Crinoiden, Ertrinken der Plattform; OK-W356\_3. G: Lithoklast der Plattform mit *Protopeneroplis* cf. *ultragranulata* (GORBATCHIK 1971), OK-W356\_3. H: Floatstone mit verschiedenen karbonatischen Lithoklasten, lituoliden Foraminiferen, Kalkschwämmen, OK-W717\_1. Bildbreite: B bis F, H= 1,4 cm; A= 0,5 cm; G= 0,125 cm.

Abbildung 4.1.6.ac, Seite 119: Mikrofazies der Roßfeld Brekzien und deren Überlagerung am nordöstlichen Hochreithberg. A: Lithoklastische Brekzie, bestehend aus Mikritklasten-Packstones mit Crinoiden, OK-W718\_5. B: Komponentengestützte Brekzie mit ausgewaschenem Mikritklasten-Packstone, Wackestone mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln und verkieseltem Radiolarien-Packstone mit Schwammnadeln, OK-W718\_7. C: Wackestone, überlagert von mergeligem Crinoiden-Packstone mit Sparitbruch und Mikritklasten, OK-W719. D: Verkieselter Arenit mit Karbonatlithoklasten, mikrokristallinen Kieselsedimentgesteinen, Serpentiniten, Vulkaniten, Quarz, Mikritklasten, Sparitbruch und Crinoiden, OK-W437\_1. E: Kieselmergel mit Packstone-Schüttung aus rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln, Mikritklasten, Sparitbruch und Quarz, OK-W213. F: Verkieselter, crinoidenreicher Packstone mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln, Mikritklasten, Sparitbruch, Quarz und detritären Körnern, OK-W208. G: Mergeliger Wackestone mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln, Crinoiden, Sparitbruch, Quarz und detritären Körnern, OK-W626\_1. H: Wolzig verkieselter Packstone, bestehend aus demselben Komponentenspektrum wie G, OK-W197. Bildbreite: A bis D, F= 1,4 cm; E, G bis H= 0,5 cm.





An Bioklasten sind Gerüstbildner, Crinoiden, Lenticulinen, weitere Foraminiferen, Schalenreste, rekristallisierte Radiolarien und Schwammnadeln zu erwähnen. Die Mergel sind als Wackestones, bestehend aus rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln, Sparitbruch, oxidiertem Pflanzenmaterial, Pyrit sowie wenigen Mikritklasten und Crinoiden anzusprechen. Teilweise sind dicht gepackte, millimeterdünne Packstone-Schüttungen, der oben genannten Komponenten, eingelagert. Die Kieselkalke sind als braune, mergelige Radiolarien-Schwammnadel-Packstones ausgebildet. Die Abfolge wird nach oben hin immer feinkörniger und kieseliger und kann anhand von zwei untereinander gut korrelierbaren Profilen lithologisch, mikrofaziell und biostratigraphisch beschrieben werden.

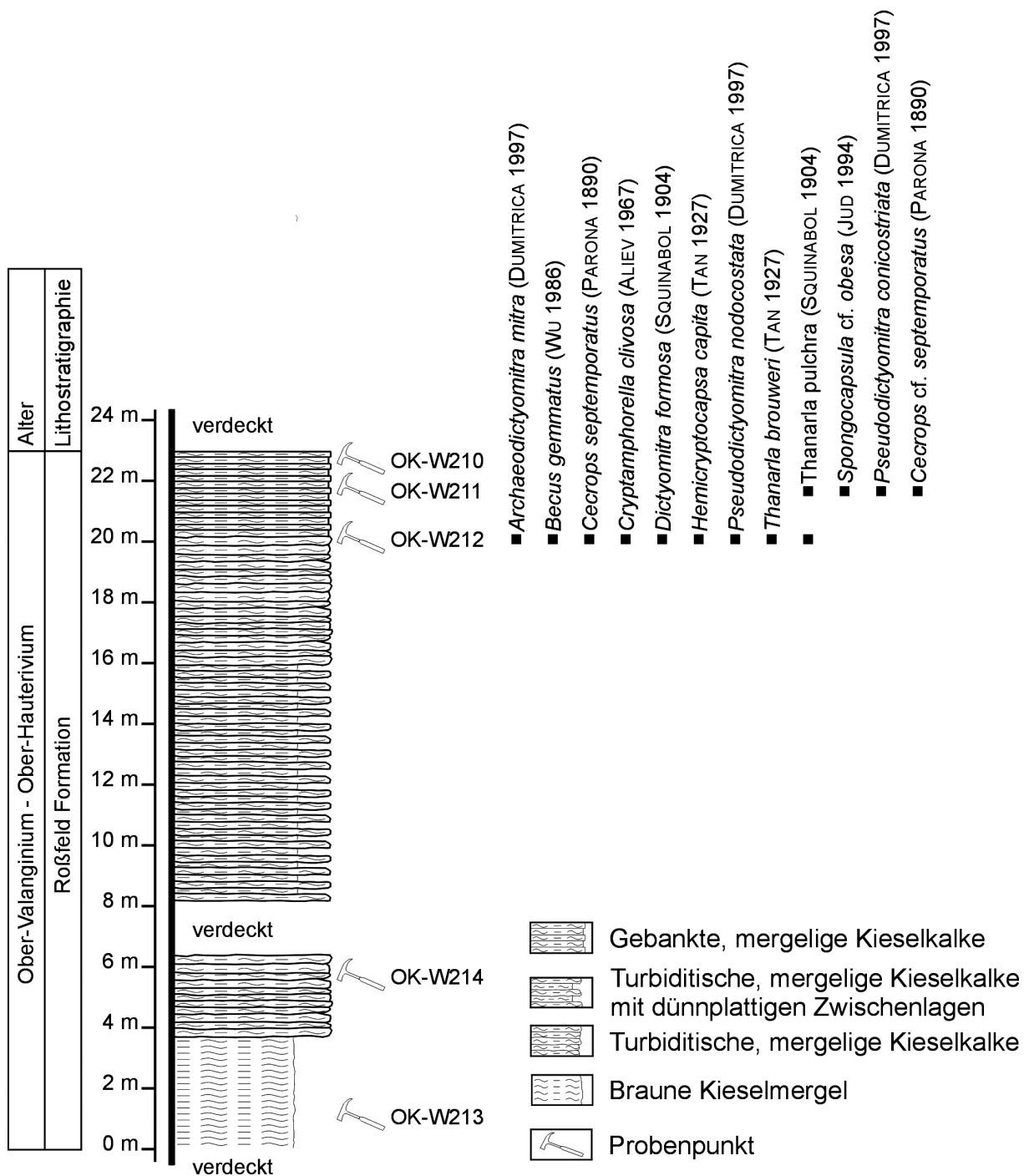


Abbildung 4.1.6.ad: Kieselkalk und Kieselmergel Profil am nordöstlichen Hochreithberg, beginnend am Kartererbach.

Der Beginn des ersten Profiles (Abb. 4.1.6.ad) liegt etwas südöstlich im Kartererbach. In der hangaufwärts aufgeschlossenen Abfolge sind an der Basis grau-grüne, dünnenschichtige Kieselmergel aufgeschlossen. Diese wechseln zum Hangenden mit turbiditischen, kieseligen Mergeln ab. Darüber folgen turbiditische, kieselige Mergel ohne grau-grüne,

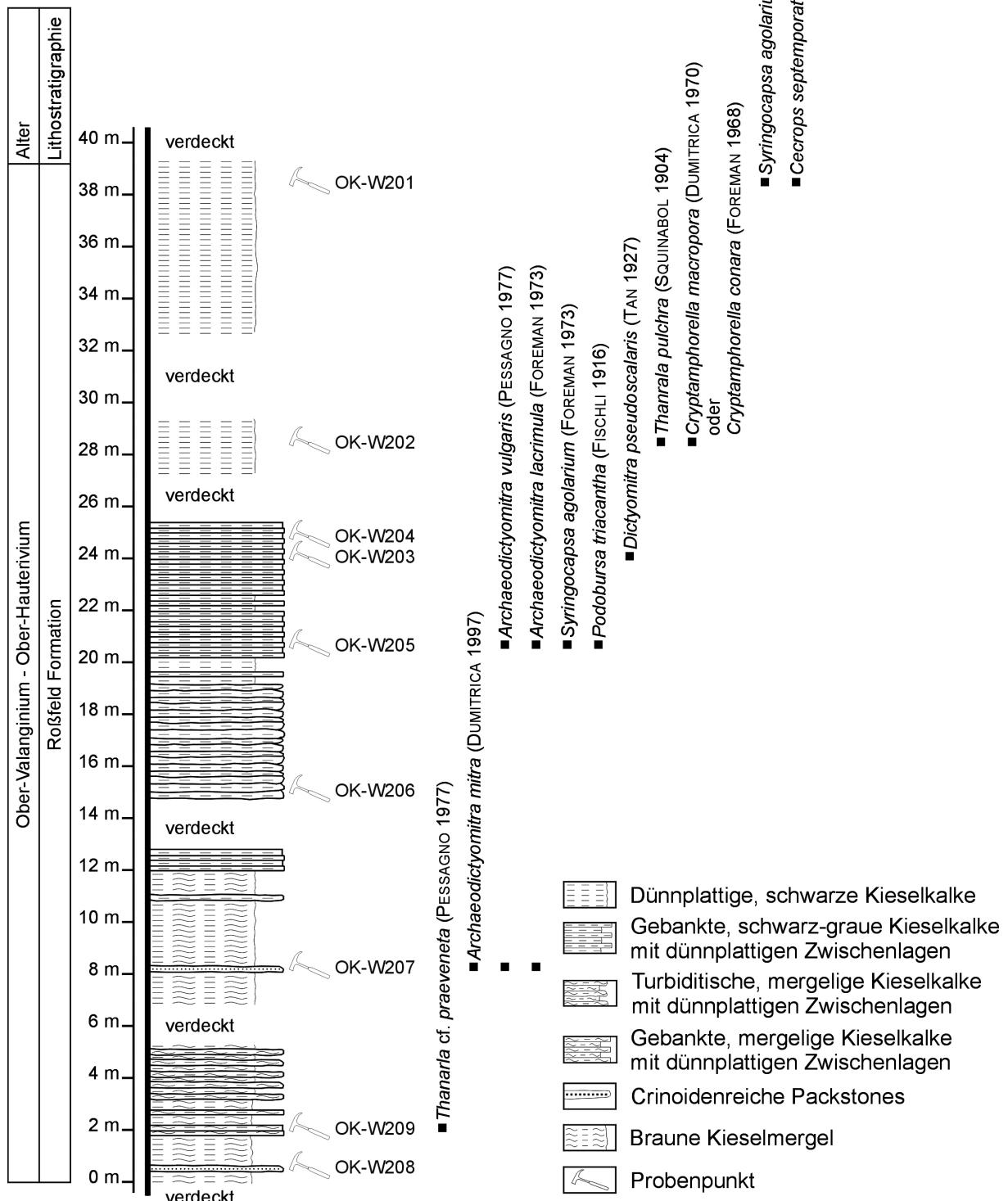


Abbildung 4.1.6.ae: Kieselkalk und Kieselmergel Profil entlang der Hangschulter am nordöstlichen Hochreithberg.

mergelige Zwischenlagen und braune, 10 cm gebankte, kieselige Mergel. Mikrofaziell sind die Gesteine als Wacke- bis Packstones mitrekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln, Mikritklasten, Sparitbruch, Crinoiden, detritären Körnern (z.B.: Apatit, Chlorit, Glimmer) und dünnen Schalenresten anzusprechen. Rutschstrukturen, erodieren der Matrix und auch Feinschichtung dokumentieren, dass die erwähnten Klasten als niedrigenergetische Schüttungskörper in die braune, mergelige Matrix eingetragen wurden. Das Profil setzt sich entlang der Hangschulter fort (Abb. 4.1.6.ae) und zeigt zuerst eine Zunahme der kieseligen, dünnsschichtigen Mergel, in die turbiditische, verkieselte größere Lagen eingeschaltet sind (verkieselte, dichte Packstones mit Mikritklasten, Sparitbruch, Crinoiden (mit Kalzitzementsäumen), rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln, Textularien, Glaukonit, detritären Körnern und mergeligen, braunen Klasten).

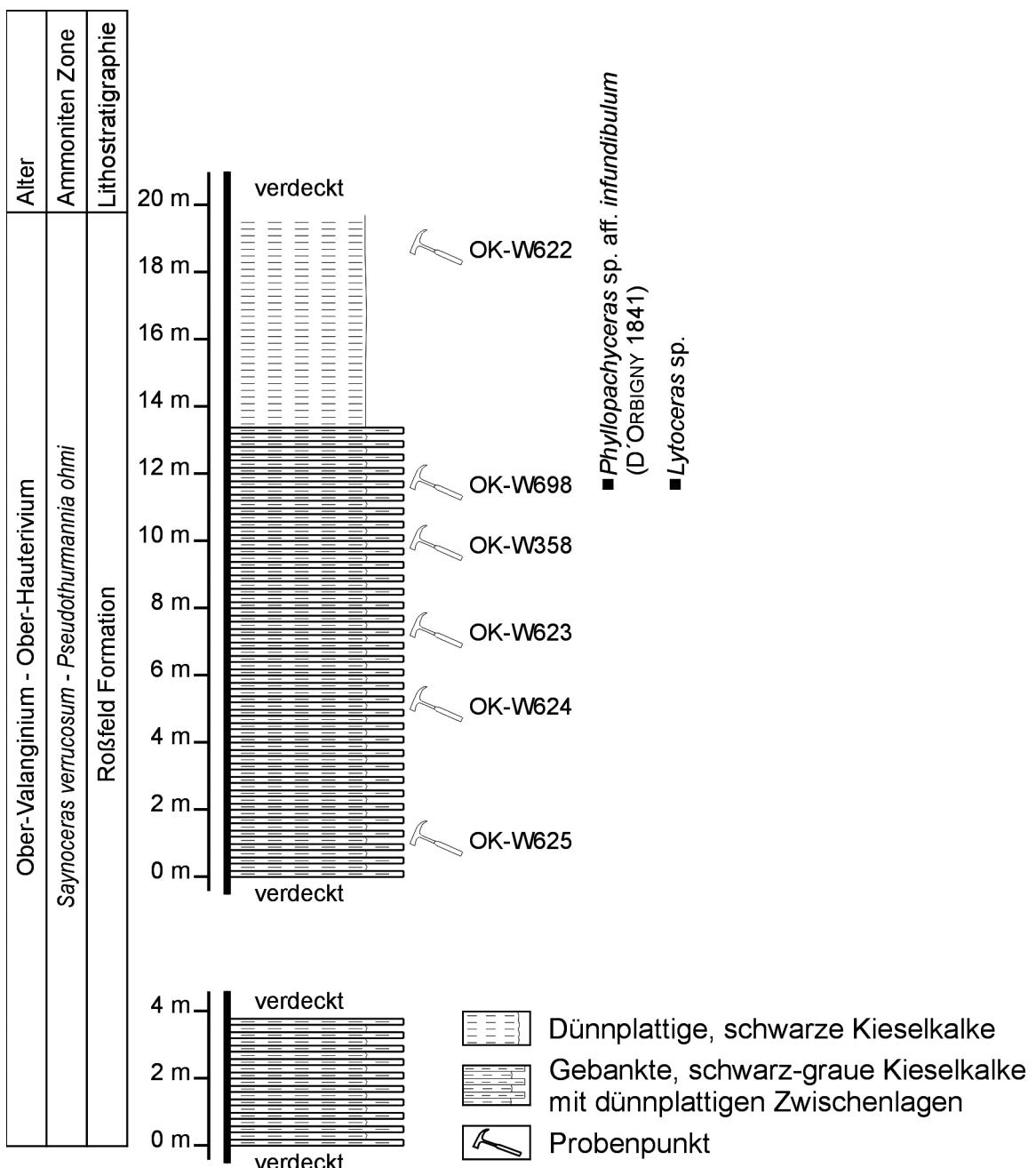


Abbildung 4.1.6.af: Ammonitenführendes Profil entlang des Wanderweges vom Höltham zum Berggasthof Hochreithalm (siehe auch BUJTOR et al. 2010).

In unregelmäßigem Wechsel folgen turbiditische oder gebankte, mergelige Kieselkalke in Wechsellagerung mit Kieselmergeln. Darüber liegen turbiditische Lagen, die von gebankten, mergeligen Kieselkalken mit wenigen Kieselmergel Zwischenlagen überlagert werden. Im Hangenden erfolgt der Wechsel zu dünnblättrigen, schwarzen, mergeligen Kieselkalken. Entlang des Rückens nimmt der Mergelgehalt in den dünn geschichteten Gesteinen ab. Mikrofaziell sind alle Proben als Wacke- bis Packstones mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammmadeln, Mikritklasten, Sparitbruch, Crinoiden, detritären Körnern, Foraminiferen und dünnen Schalenresten anzusprechen. An detritären Körnen sind Apatit, Berezowskit, Granat, Glimmer und Amphibole zu erwähnen. An der höchsten Erhebung am östlichen Hochreithberg treten hornsteinführende, schwarz-graue Kieselkalke auf (wolkig verkieselte Radiolarien-Schwammmadel-Packstones mit Mikritklasten, Sparitbruch, Crinoiden, Schalen, detritären Körnern wie z.B. Apatit und Glimmer). Ein vergleichbares Profil (Abb. 4.1.6.i, af) liegt entlang des Wanderweges vom Höltham in Richtung Berggasthof Hochreith vor. Es handelt sich dabei um grau-schwarze, plattierte Kieselkalke, die mit dünnenschichtigen, mergeligen, grau-schwarzen Kieselkalken wechselleagern. Mikrofaziell anzusprechen sind diese Gesteine als verkieselte Packstones mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammmadeln, Mikritklasten, Sparitbruch, Crinoiden und detritären Körnern. Die Packstone-Schüttungen sind feingeschichtet bis turbiditisch in die braune, mergelige Matrix eingelagert. Darüber liegen dünnenschichtige, blättrige, grau-schwarze Kieselkalke mit derselben Mikrofazies. Im oberen Teil der gebankten Kieselkalke konnten Ammoniten aufgesammelt werden. Die weitere Fortsetzung des Profiles ist durch die morphologischen Gegebenheiten am nordöstlichen Hochreithberg nicht mehr aufgeschlossen.

## Hochreithberg Gipfel und Hochreithberg Ost

Die Fortsetzung der Kieselkalke kann am Hügel nordöstlich, entlang des nördlichen Hochreithbergrückens nach Westen, östlich des Hochreithberggipfels (Abb. 4.1.6.ag) und westlich des Berggasthofes Hochreith, an der Typlokalität der Hochreith Schichten (Abb. 4.1.6.ah), studiert werden (Abb. 4.1.6.i). Es handelt sich um 5 bis 10 cm gebankte, grau-schwarze, hornsteinführende Kieselkalke. Auf den Schichtflächen sind Bioturbationsspuren zu beobachten. Mikrofaziell sind sie von den unterlagernden Kieselkalken nicht zu unterscheiden (braune Radiolarien-Schwammmadel-Packstones mit Schalenresten, Crinoiden, Mikritklasten, Sparitbruch, kalzitischen Foraminiferen und oxidierten Pflanzenresten). Ebenfalls können Rutschstrukturen und wechselnde Gehalte der braunen, mergeligen Matrix beobachtet werden. An detritären Körnern treten z.B. Apatit, Seladonit, Glimmer, Amphibole, Berezowskit, Serpentin und Granat auf. Die überlagernden, grauen Kieselkalke können vom Gipfel des Hochreithberges nach Süden und nach Osten verfolgt werden. Östlich des Wanderweges vom Gehöft Egger zum Berggasthof Hochreith (Abb. 4.1.6.i) sind erneut crinoidenreiche, lithoklastische, korngestützte Brekzien in den Kieselkalken eingelagert. Sie sind vom Komponentenbestand den bereits beschriebenen vergleichbar. Zusätzliche Biogene wie Korallen, chaetide Schwämme, fragliche Solenoporaceen, lituolide Foraminiferen und Lithoklasten wie Ooid-Grainstones, Calcionellen-Wackestones, quarzreiche Packstones mit Crinoiden, Mikritklasten, Textularien und detritären, bunten Körnern, sind allerdings zu erwähnen. Darüber lagern vom Gehöft Egger über die Leo-Roedel Hütte (braune Radiolarien-Schwammmadel-Packstones) bis südlich des Berggasthofes Bachrainer erneut grau-schwarze, hornsteinreiche, gebankte Kieselkalke, die auch synsedimentäre Rutschstrukturen zeigen. Am Hang südlich des Berggasthofes Bachrainer sind

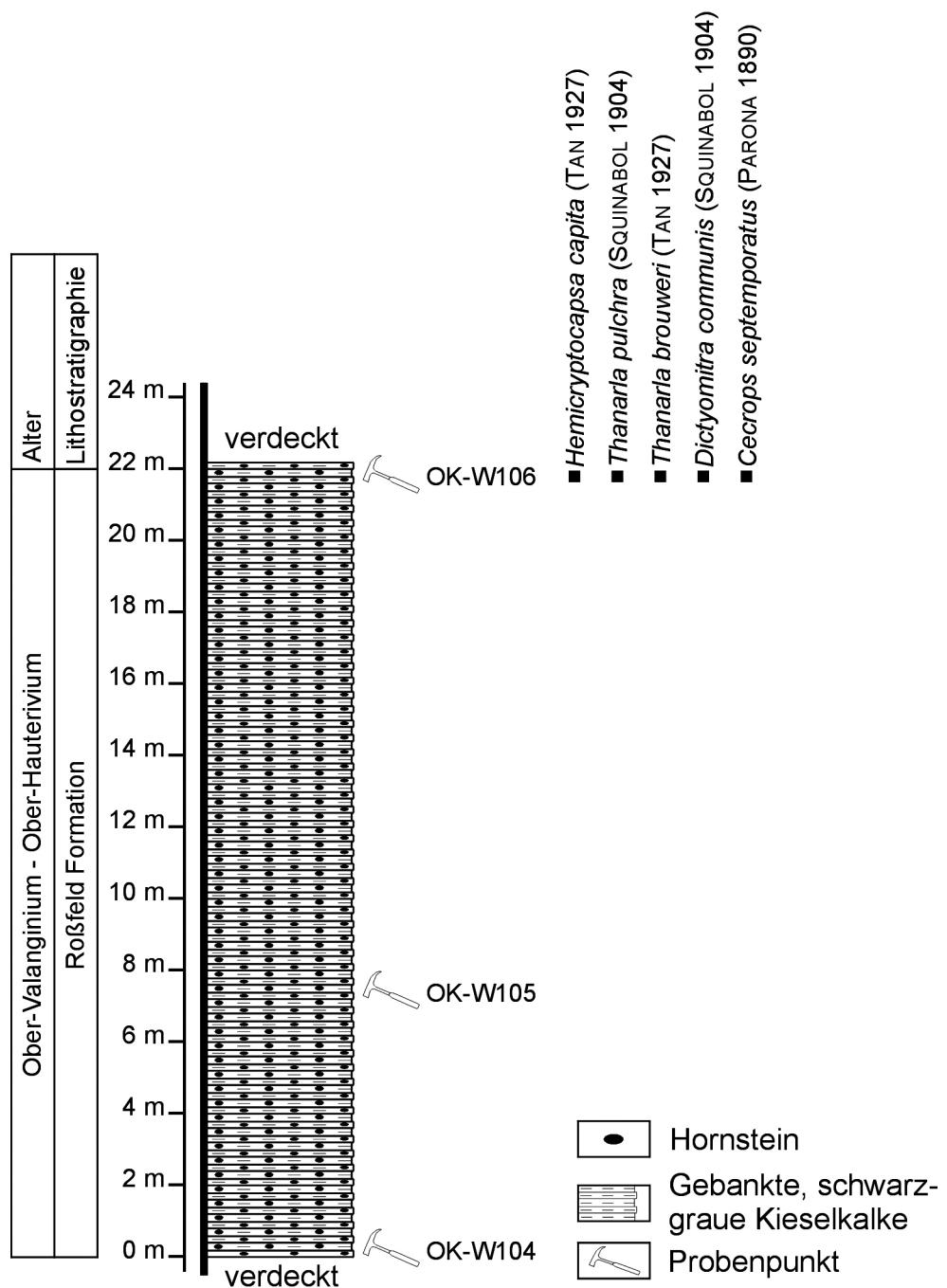


Abbildung 4.1.6.ag: Profil und ausgewählte Radiolarien der Hochreith Schichten im Graben, östlich des Berggasthofes Hochreithalm.

Crinoidenturbidite eingelagert. Die groben Crinoidenturbidite (Crinoiden-Packstone mit Mikritklasten, Glaukonit, Foraminiferen, Bryozoen, orangen, kieseligen, detritären Körnern) sind in ihrer mikrofaziellen und lithologischen Ausbildung den bisher beschriebenen ident. Die Schichtfolge führt über den Hügel nördlich des Berggasthofes entlang des Karterbaches nach Nordwesten. Hier ist in den braun-grauen Kieselkalken (Radiolarien-Schwammnadel-Packstones) eine gröbere, verkieselte Bank aus Crinoiden, Mikritklasten, Sparitbruch, Schwammnadeln, rekristallisierten Radiolarien, Textularien, Quarz und detritären Körnern (Crinoidenturbidit) eingeschaltet. Die erhaltene Radiolarienfauna der Kieselkalke gibt nur durch die Anwesenheit der Kreideformen von *Archaeodictyomitra* sp. einen Hinweis auf das kretazische Alter der Gesteine.

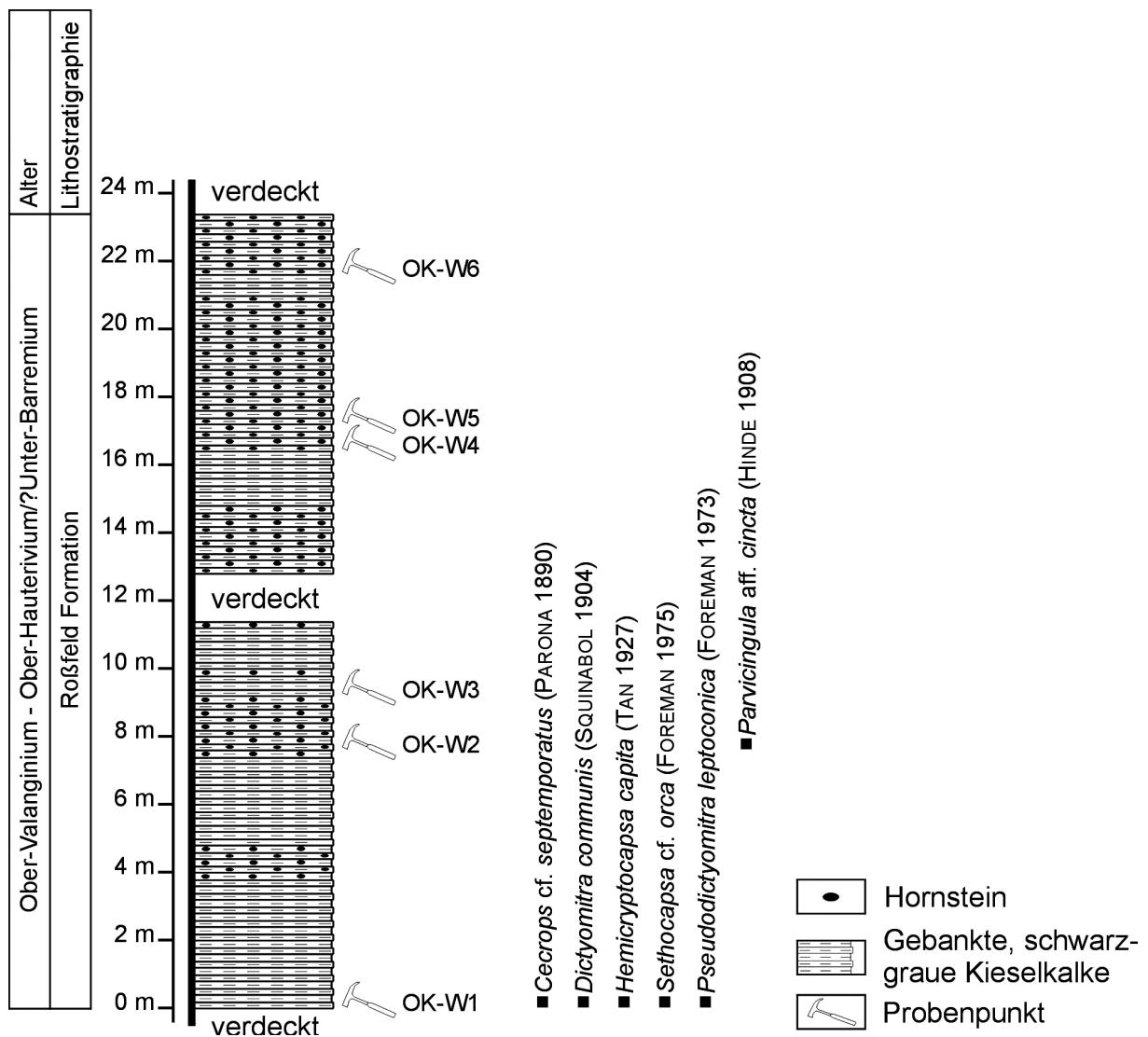
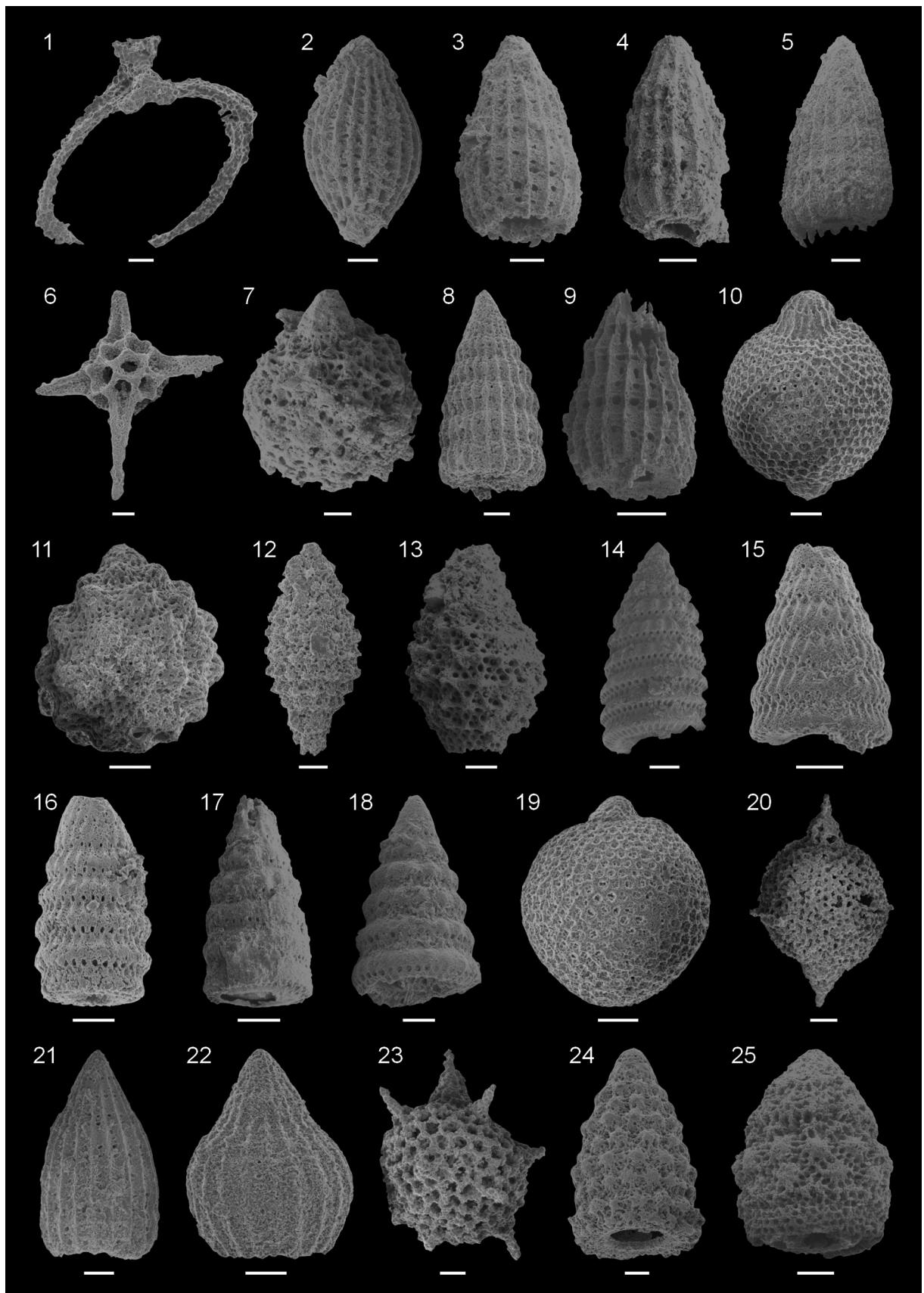


Abbildung 4.1.6.ai, Seite 126: Charakteristische Radiolarien aus den Kieselkalken und Kieselmergeln des Hochreithberges. 1: *Acanthocircus trizonalis dicranacanthos* (SQUINABOL 1914), OK-W268. 2: *Archaeodictyomitra lacrimula* (FOREMAN 1973), OK-W207. 3: *Archaeodictyomitra mitra* (DUMITRICA 1997), OK-W207. 4: *Archaeodictyomitra tumandae* (DUMITRICA 1997), OK-W129. 5: *Archaeodictyomitra vulgaris* (PESSAGNO 1977), OK-W163. 6: *Cecrops septemporatus* (PARONA 1890), OK-W106. 7: *Cryptamphorella clivosa* (ALIEV 1967), OK-W152. 8: *Dictyomitra communis* (SQUINABOL 1904), OK-W106. 9: *Dictyomitra pseudoscalaris* (TAN 1927), OK-W203. 10: *Hemicryptocapsa capita* (TAN 1927), OK-W1. 11: *Hisocapsa grutterinki* (TAN 1927), OK-W339. 12: *Parvingula aff. cincta* (HINDE 1908), OK-W2. 13: *Parvingula usotaensis* (TUMANDA 1989), OK-W114. 14: *Pseudodictyomitra carpatica* (LOZYNAIK 1969), OK-W210. 15: *Pseudodictyomitra conicostriata* (DUMITRICA 1997), OK-W211. 16: *Pseudodictyomitra leptocoatica* (FOREMAN 1973), OK-W343. 17: *Pseudodictyomitra lilyae* (TAN 1927), OK-W352. 18: *Pseudodictyomitra nodocostata* (DUMITRICA 1997), OK-W212. 19: *Sethocapsa cf. orca* (FOREMAN 1975), OK-W1. 20: *Syringocapsa agolarium* (FOREMAN 1973), OK-W339. 21: *Thanarla brouweri* (TAN 1927), OK-W212. 22: *Thanarla pulchra* (SQUINABOL 1904), OK-W211. 23: *Tricolocapsa leiostraca* (FOREMAN 1973), OK-W265. 24: *Xitus clava* (PARONA 1890), OK-W106. 25: *Xitus gifuensis* (MIZUTANI 1981), OK-W346. Maßstabsbalken: 1 bis 25= 30 µm.



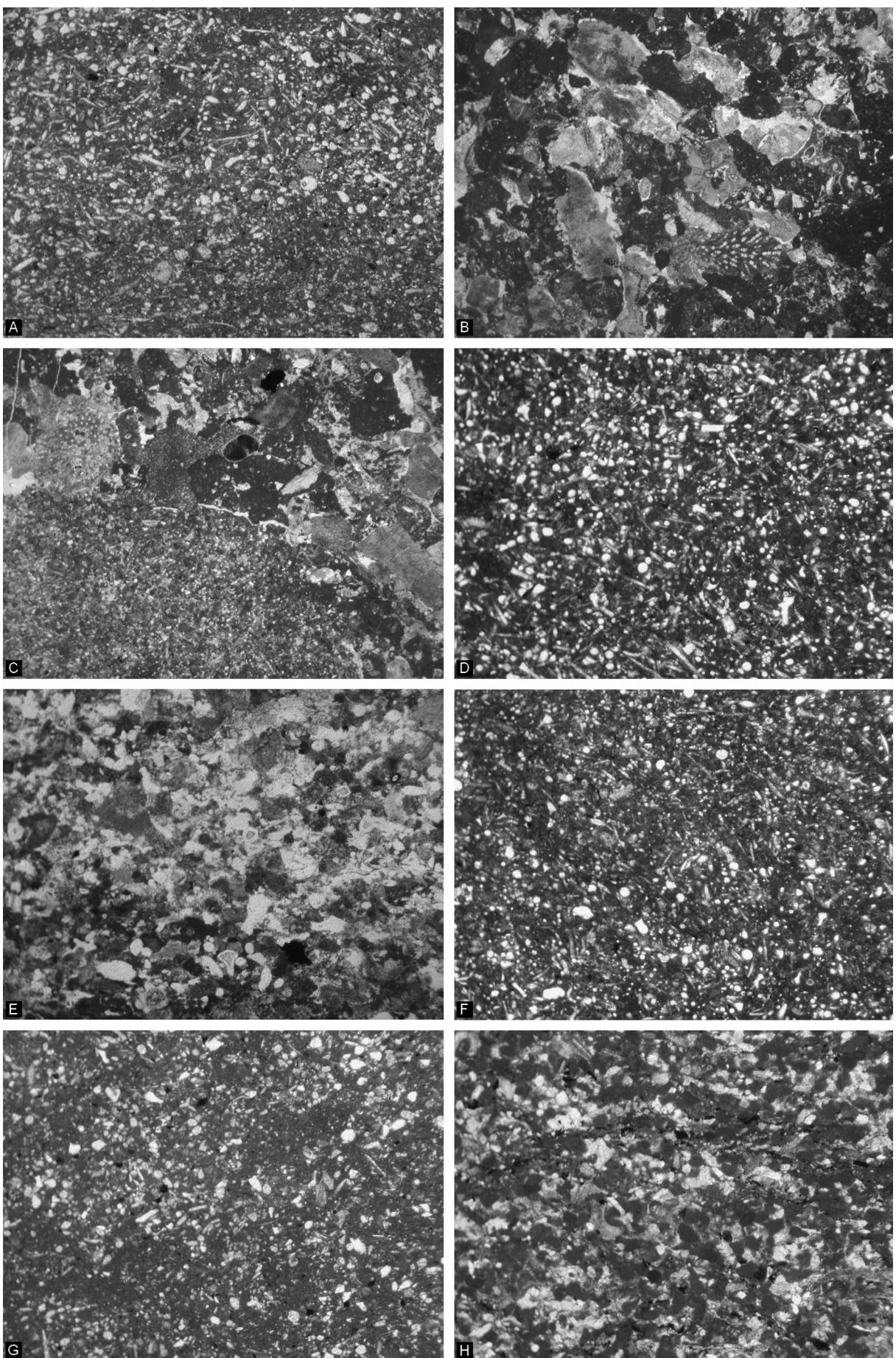


Abbildung 4.1.6.aj, Seite 127: Mikrofazies der hangenden Kieselkalke, Crinoidenturbidite und deren siliziklastischer Überlagerung. A: Packstone mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammmadeln, Crinoiden und Schalenresten, OK-W2. B: Lithoklastischer Crinoidenturbidit mit Mikritklasten und Bryozoen, OK-W361\_2. C: Crinoiden, Bryozoen, Wackestones, gelbe, verkieselte Tiefseetone und verkieselte Sparitbruch-Crinoiden-Packstones als Komponenten in den Crinoidenturbiditen, OK-W360\_3. D: Radiolarien-Schwammmadel-Packstone, OK-W97. E: Verkieselter Crinoidenturbidit mit Mikritklasten, Sparitbruch, Schwammmadeln, rekristallisierten Radiolarien und detritären Körnern, OK-W100. F: Mergeliger Radiolarien-Schwammmadel-Packstone mit Mikritklasten, Sparitbruch, Crinoiden und detritären Körnern, OK-W102. G: Mergeliger Wackestone mit denselben Komponenten wie F plus zusätzlich Quarz, OK-W365. H: Packstone-Schüttung (Crinoiden, Mikritklasten, Sparitbruch) in siltigem Mergel, OK-W367. Bildbreite: B bis C = 1,4 cm; A, D bis H = 0,5 cm.

---

Die braun-grauen, 10 cm bis 15 cm gebankten, hornsteinreichen Kieselkalke (Radiolarien-Schwammmadel-Packstones) können auch südöstlich vom ehemaligen Anwesen Bachlunzen kartiert werden. Folgt man der Schichtfolge zu den überlagernden, jüngeren Gesteinen so zeichnet sich eine Zunahme des siltigen Anteiles (lockere Packstones mit Schüttungen, bestehend aus Mikritklasten, Sparitbruch, Quarz, detritären Körnern, wenigen Radiolarien und Schwammmadeln in brauner, mergeliger Matrix) in den Gesteinen ab. Der kieselige Charakter verschwindet allmählich und mit einer Zunahme des siltigen-detritären Anteiles (lockere Packstones bis Wackestones mit Mikritklasten, Sparitbruch, Quarz, detritären Körnern, rekristallisierten Radiolarien, Schwammmadeln) erfolgt der Übergang zu gebankten, leicht kieseligen, feinsandigen Areniten. Die leicht turbiditischen Gesteine werden immer dünner gebankt bis dünnplattig und der siltige Charakter verstärkt sich. Entlang des Profiles im Kartererbach nehmen die kieseligen Biogene sukzessive ab. In diese braunen, turbiditischen Feinsande bis Grobsilte ist mit erosivem Basiskontakt ein Kalkturbidit (Mikritklasten, Sparitbruch, Crinoiden) eingeschaltet, der auch Quarz, detritäre, bunte Körner und rekristallisierte Radiolarien führt. In diesen Gesteinen endet das Profil der Hochreith Einheit.

## Hochreithberg Süd und Südwest

Neben den in die Alpine Haselgebirge Mélange eingelagerten *Saccocoma*-Kalken und deren Kieselkalküberlagerung treten im Bereich des Schrökwaldes (Bachrainer Wald) im sedimentären Hangenden der evaporitischen Alpinen Haselgebirge Mélange grobe Resedimente vom Typus der Tonflatschenbrekzie (sensu PLÖCHINGER 1974) auf. Das besondere am Profil Schrökwald (Abb. 4.1.6.ak) ist, dass es verkehrt liegt. Somit sind in der Nähe der Alm und am Gipfel des Hügels die älteren und am südöstlichen und südlichen Hangfuß die jüngeren Gesteine aufgeschlossen. Die grünen, mergeligen, hemipelagischen Radiolarien-Packstones der basalen Überlagerung des Haselgebirges sind auch am Nordhang aufgeschlossen, fallen nach Nordost und zeigen ebenfalls die überkippte Struktur des Schrökwaldes an. Die Tonflatschenbrekzien (grobe Floatstones) sind als helle, grobbankige Karbonatbrekzien bzw. brekziöse Rutschpakete mit eingelagerten schwarzen und grünen Tonkomponenten ausgebildet. Im Schliff zeigen sich gröbere, bio- und lithoklastische, unsortierte Pack- bis Rudstones.

Bioklasten:

- Verschiedene kalzitische Gerüstbildner, inkrustierte Korallen, Schwämme, *Milleporidium* aff. *remesi* (STEINMANN 1903), Tubiphytes
- Lituolide Foraminiferen, *Redmondoides* sp., *Nautiloculina oolithica* (MOHLER • 1938), Textularien

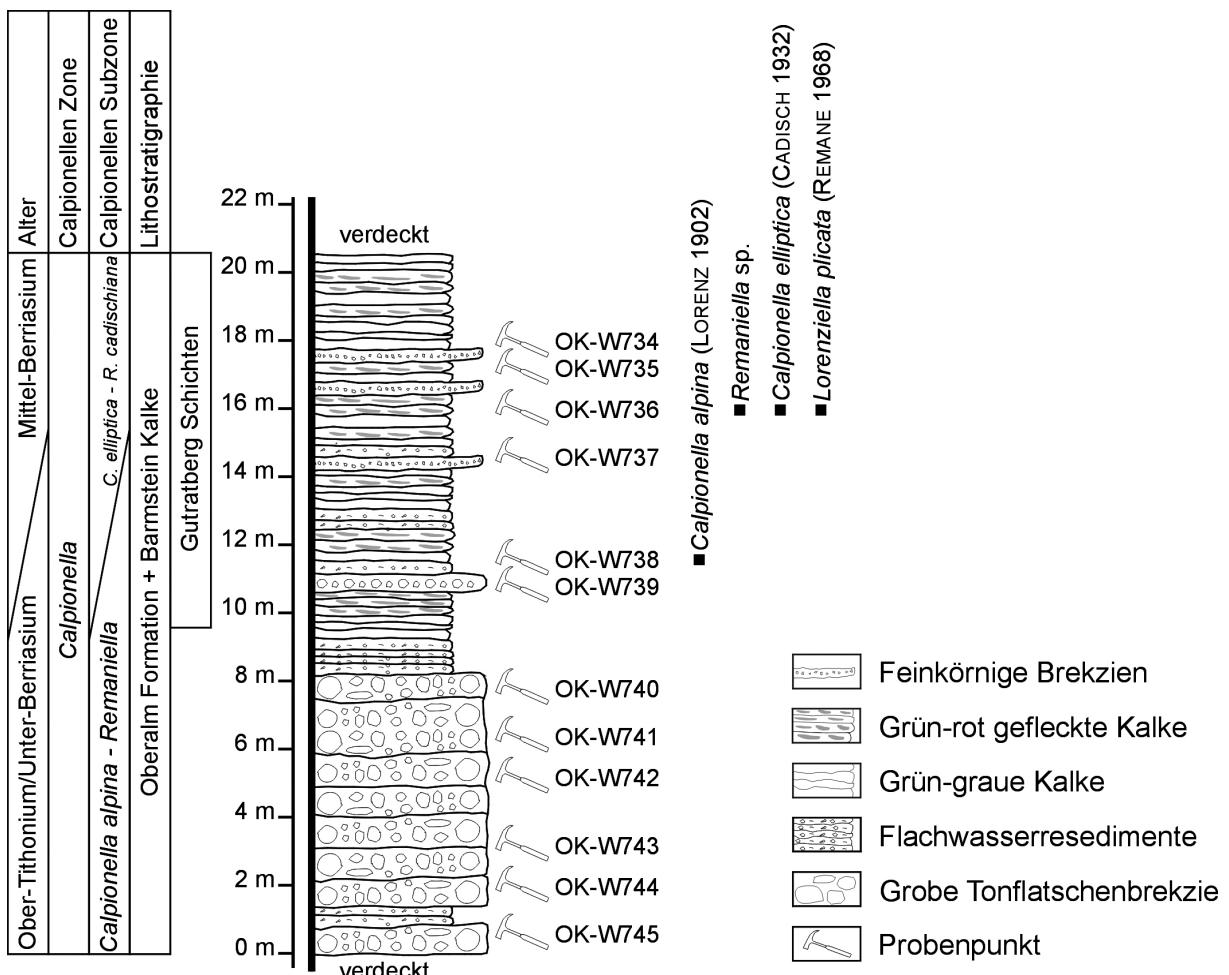


Abbildung 4.1.6.ak: Zusammengesetztes Profil quer über den Schrökwald (Bachrainer Wald).

- Mikritumkrustete Rivulariaceen
- Onkoide, *Bacinella*-Knollen mit *Troglotella* sp. und *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI 1922)
- Crinioden, Brachiopoden

#### Lithoklasten:

- Lagunäre Wackestones mit *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967)
- Lagunäre Dasycladaceen-Wackestones mit *Salpingoporella annulata* (CAROZZI 1953), *Rajkaella bartheli* (DRAGASTAN & BUCUR 1988) und *Selliporella neocomiensis* (RADOIĆIĆ 1963)
- Pellets-Packstones mit *Salpingoporella annulata* (CAROZZI 1953) und *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama 1890) des Rückriff bis lagunären Faziesbereiches
- Ausgewaschene, crinoidenführende Packstones des Plattformrandbereiches mit Gerüstbildnern, *Andersenolina alpina* (LEUPOLD 1935), *Mohlerina* sp.
- Tubiphytes-Bindstones
- Packstones mit Crinoiden, Tubiphytes, rekristallisierten Radiolarien, *Protopeneroplis* cf. *ultragranulata* (GORBATCHIK 1971), Mikritklasten, umkrustetem Sparitbruch (Hangfazies)

Zu erwähnen ist das seltene Auftreten von braunen, gerundeten Feinsilten und mikrokristallinen Kieselsedimentgesteinen. Die Tonflatschenbrekzien und die grobkörnigen

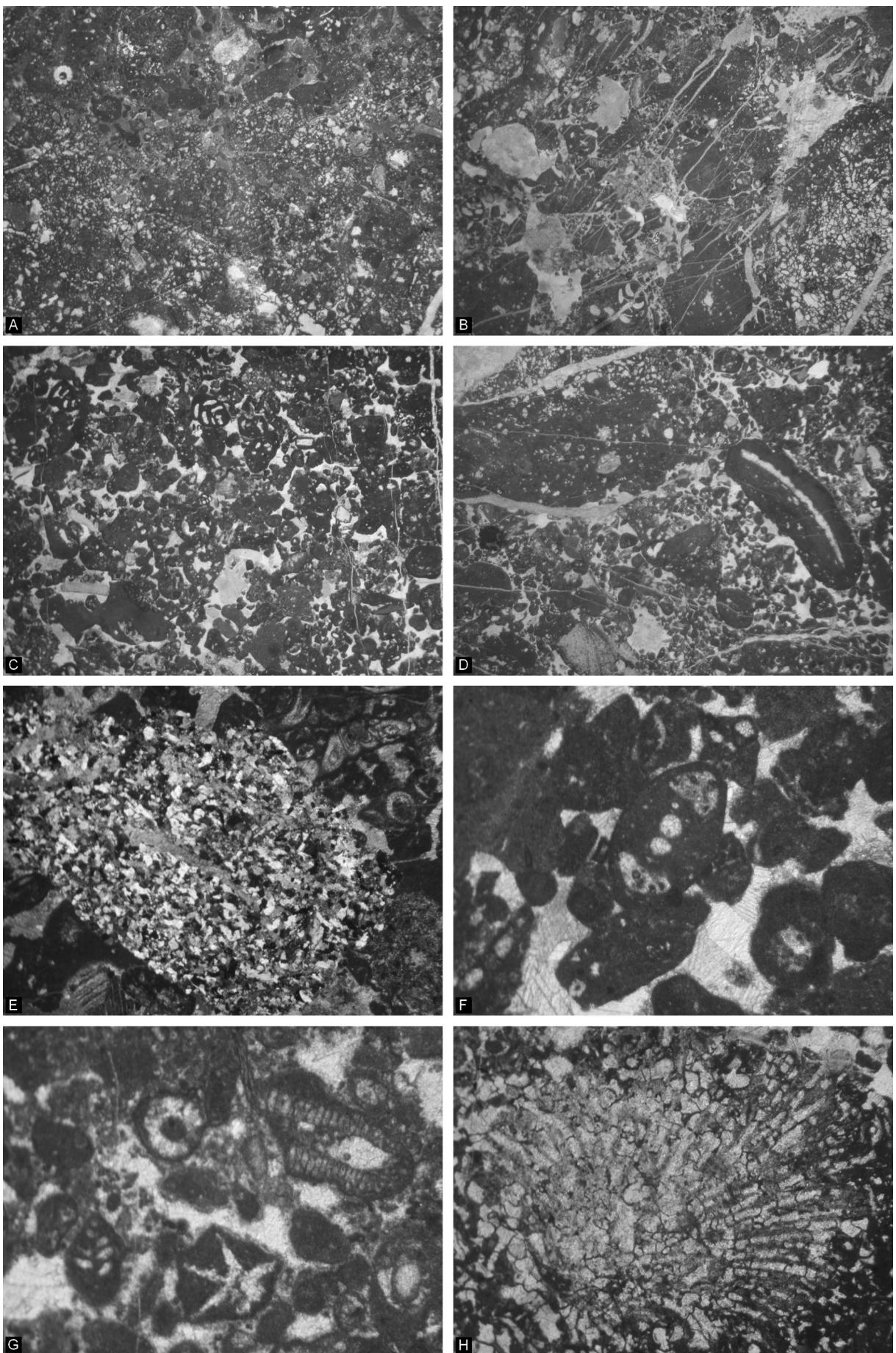


Abbildung 4.1.6.al, Seite 130: Mikrofazies des Schrökwald Profiles. A: Dicht gepackte Karbonatbrekzie mit *Bacinella-Lithocodium* Aggregaten, Dasycladaceen-Wackestones und Mikritklasten, OK-W745\_3. B: Dicht gepackte Karbonatbrekzie mit *Bacinella-Lithocodium* Aggregaten, Crinoiden, lituoliden Foraminiferen, *Redmondoides* sp. und Mikritklasten, OK-W743\_2. C: Foraminiferenreicher Packstone mit Crinoiden (syntaxiale Zemente) und Mikritklasten, OK-W741\_1. D: Ausgewaschener Packstone mit größeren Bio- und Lithoklasten wie Onkoiden und Dasycladaceen-Wackestones (von *Bacinella-Lithocodium* inkrustiert), OK-W/37\_1. E: Mikrokristallines Kieselsedimentgestein, daneben mikritumkrustete Clypeinen, gekreuzte Nichols, OK-W734\_2. F: *Nautiloculina oolithica* (MOHLER 1938), OK-W742. G: Ausgewaschener Dasycladaceen-Wackestone mit *Salpingoporella annulata* (CAROZZI 1953) und *Rajkaella bartheli* (DRAGASTAN & BUCUR 1988), OK-W737\_2. H: *Milleporidium* aff. *remesi* (STEINMANN 1903), OK-W734\_1. Bildbreite: A bis D= 1,4 cm; E= 0,5 cm; F bis H= 0,25 cm.

Flachwasser Resedimente werden von 10 cm bis 20 cm gebankten, hellen Kalken mit feinkörnigem, karbonatischem Flachwassermaterial überlagert. Sie können als crinoide reiche, gut ausgewaschene Packstones mit Sparitbruch, Mikritklasten, *Calpionella alpina* (LORENZ 1902), Textularien, Lenticulinen und Tubiphytes klassifiziert werden. Dazwischen treten zum Hangenden vermehrt 5 cm bis 10 cm gebankte bis wellige, helle, radiolarienführende Kalke (Oberalm Formation) auf. Die Flachwasserschüttungen in den Kalken nehmen zum Hangenden sukzessive ab und es treten grau-grüne, wellig gebankte Mikrite und grün-rote, plattige Mikrite in den Vordergrund. Sie sind als mergelige Radiolarien-Wackestones mit Schwammnadeln, wenigen Schalenresten und einzelnen Aptychen anzusprechen. Millimeterdünne, dichtere turbiditische, etwas verkieselte Schüttungen (Radiolarien-Packstones) treten selten auf. Tintinnidenfaunen mit *Calpionella elliptica* (CADISCH 1932), *Remaniella* sp. und *Lorenziella plicata* (REMANE 1968) sind in den rot-grünen Radiolarienmikriten vorhanden. Der Kontakt zur Überlagerung ist im Bereich der südlichen Weitenau/Kellau nicht aufgeschlossen. Entlang der Straße von Strubau Richtung Kellau (Abb. 4.1.6.e) ist in einem kleinen Steinbruch die Überlagerung des Schrökwald (Bachrainer Wald) Profiles aufgeschlossen.

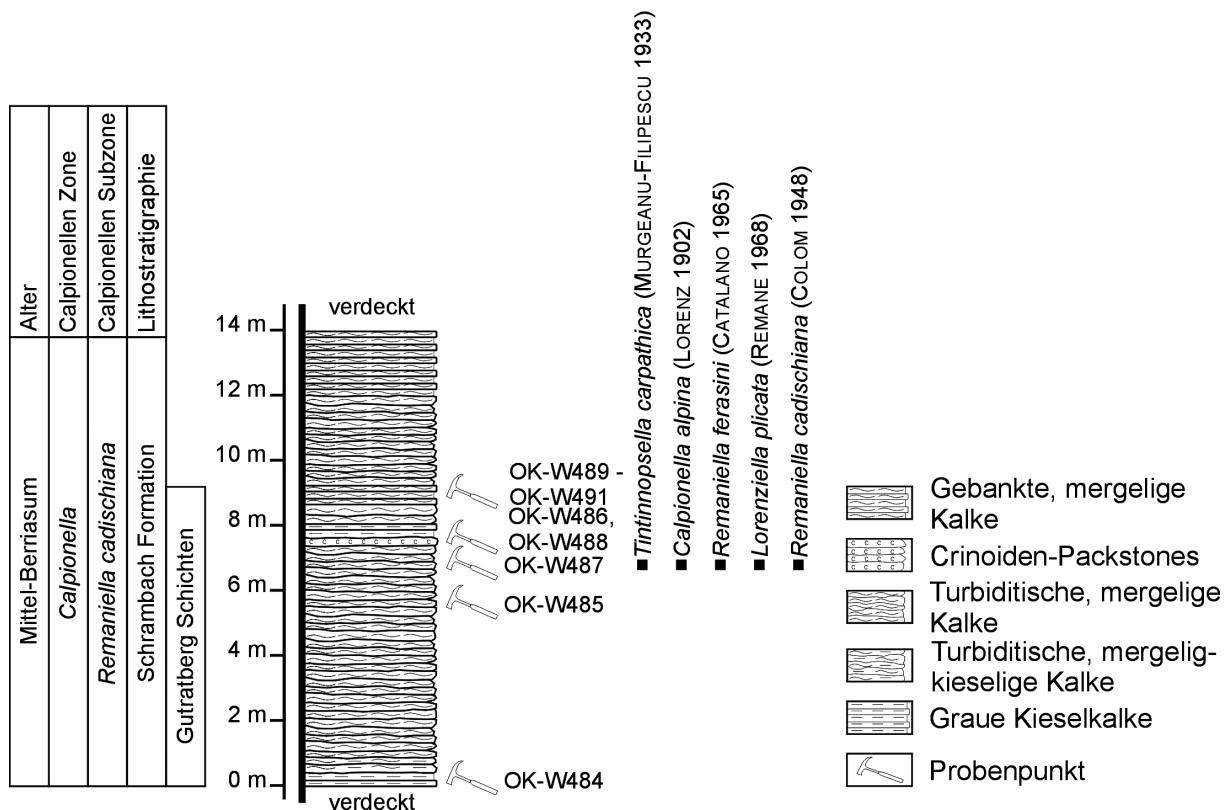


Abbildung 4.1.6.am: Mergelkalkprofil Rußegg. Diese Gesteine bilden den hangenden Teil der Profile Schrökwald und Kellau.

Das Profil (Abb. 4.1.6.am) beginnt mit kieseligen, grauen gut gebankten Kalken (Packstones mit Mikritklasten, Sparitbruch, Crinoiden, Schwammnadeln, Radiolarien). Darüber folgen rötlich-braune, mergelige Wackestones mit Mikritklasten, Sparitbruch, Radiolarien, Schwammnadeln und etwas Quarz mit dünnen Packstone-Schüttungen desselben Materials und grauen Wackestones mit Calpionellen. Feinkörnige Turbidite (Mikritklasten, Sparit, Schalenreste) sind als Channels mit erosiver Basis in den Wackestone eingeschnitten sind. Die Schüttungen von Crinoiden, Mikritklasten, Sparitbruch, Radiolarien, Schwammnadeln und Quarz nehmen zum Hangenden hin zu und in diese mittelkörnigen Packstones sind grobe, etwas verkieselte Lagen des gleichen Materials als Rutschpakete eingelagert. Zusätzlich treten Bio- und Lithoklasten einer resedimentierten Flachwasserentwicklung (z.B.: Grainstones, Mikrite mit *Clypeina* sp.) und grünlich-braune Feinsiltsteine auf. Diese gröberen Turbidite werden wieder von radiolarienreichen, kieseligen Packstones mit Crinoiden, Schwammnadeln, Mikritklasten und Sparitbruch überlagert. Diese Schüttungen werden nach oben hin wieder feinkörniger, mergeliger und sind als Wackestones mit Mikritklasten, Sparitbruch, Crinoiden, Schalenresten, Schwammnadeln, Radiolarien und Aptychen anzusprechen. Dünne Packstone-Schüttungen desselben Materials treten ebenfalls auf. In den hangenden Proben (rote und graue, mergelige Mikrite) setzt sich der Trend von grauen, mergeligen Wackestones mit wenig Detritus und eingeschalteten, dichten Packstone-Schüttungen (mit erosiver Basisfläche) aus Crinoiden, Sparitbruch, Mikritklasten, Quarz, Radiolarien und Calpionellen, fort. In der Überlagerung, in 10 cm bis 30 cm gebankten hellgrauen, mergeligen Kalken klingt der Eintrag von gröberem Detritus langsam ab. Es handelt sich um radiolarien- und calpionellenreiche Wackestones mit wenigen Packstone-Lagen aus feinkörnigem Sparit, Crinoiden, Quarz und Mikritklasten (Abb. 4.1.6.an).

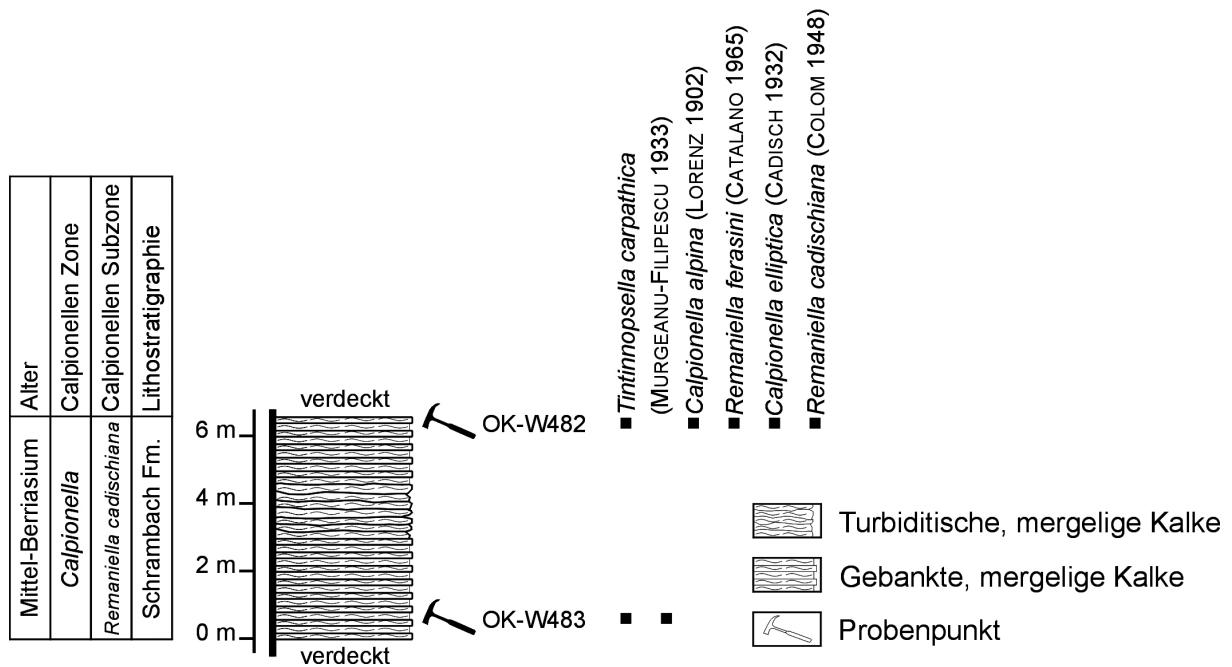
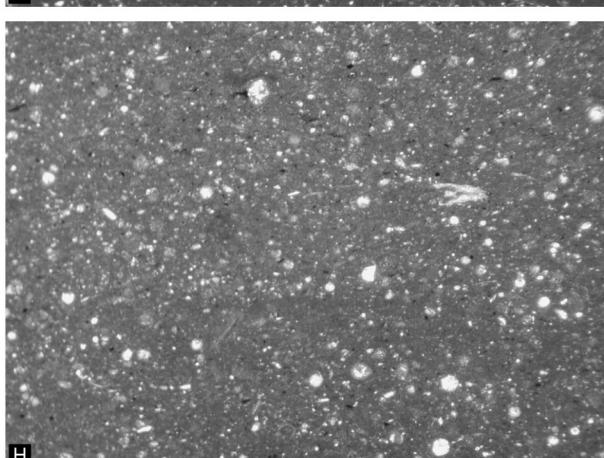
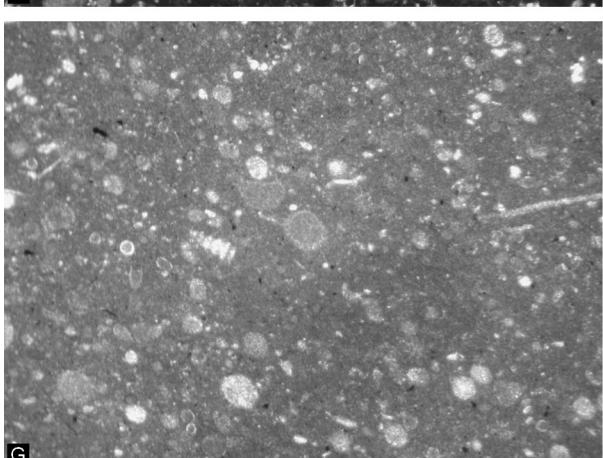
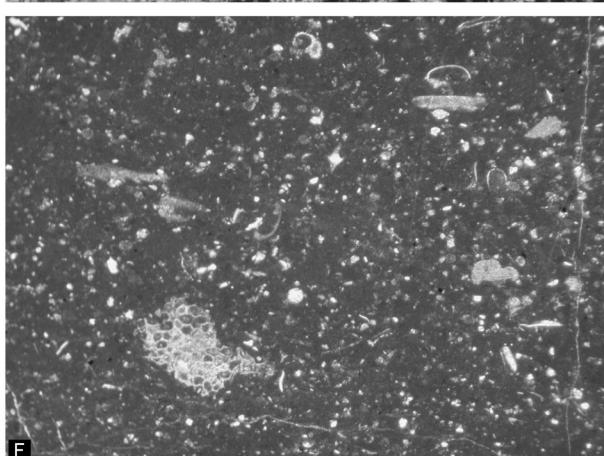
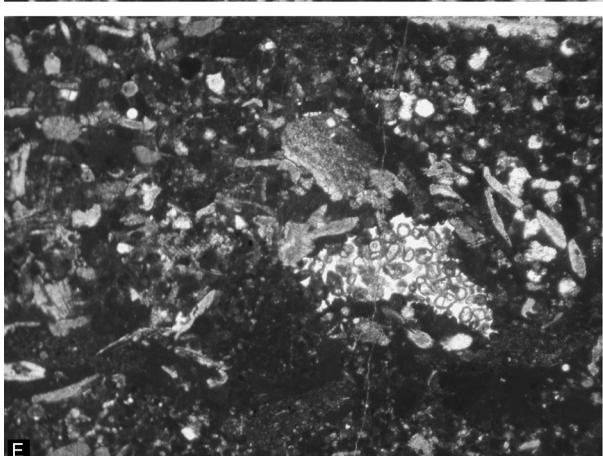
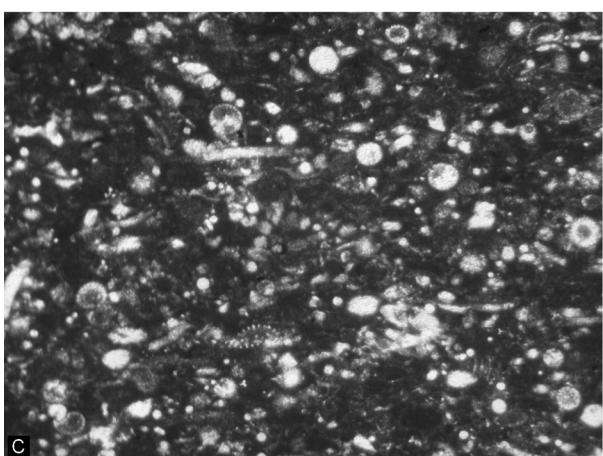
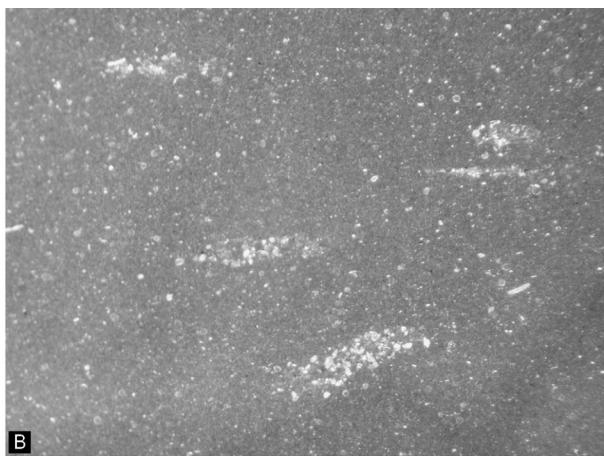
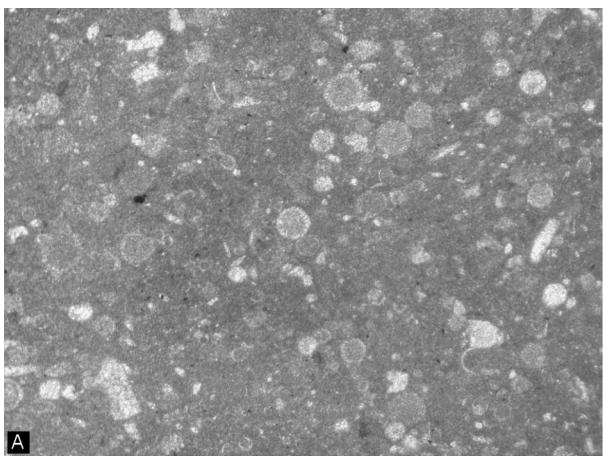


Abbildung 4.1.6.an: Hangende Fortsetzung des Profiles im kleinen Steinbruch neben der Straße.

Der steile Graben (Rußegger Graben, Abb. 4.1.6.ai), der von der Gemeindestraße Strubau-Kellau, bis knapp unter die Wiesenflächen von Rußegg führt, kann als die Überlagerung der Steinbruchprofile (Abb. 4.1.6.am, an) angesehen werden. Entlang der linken Grabenseite sind dünnbankige bis dünnplattige, turbiditische Kalkmergel



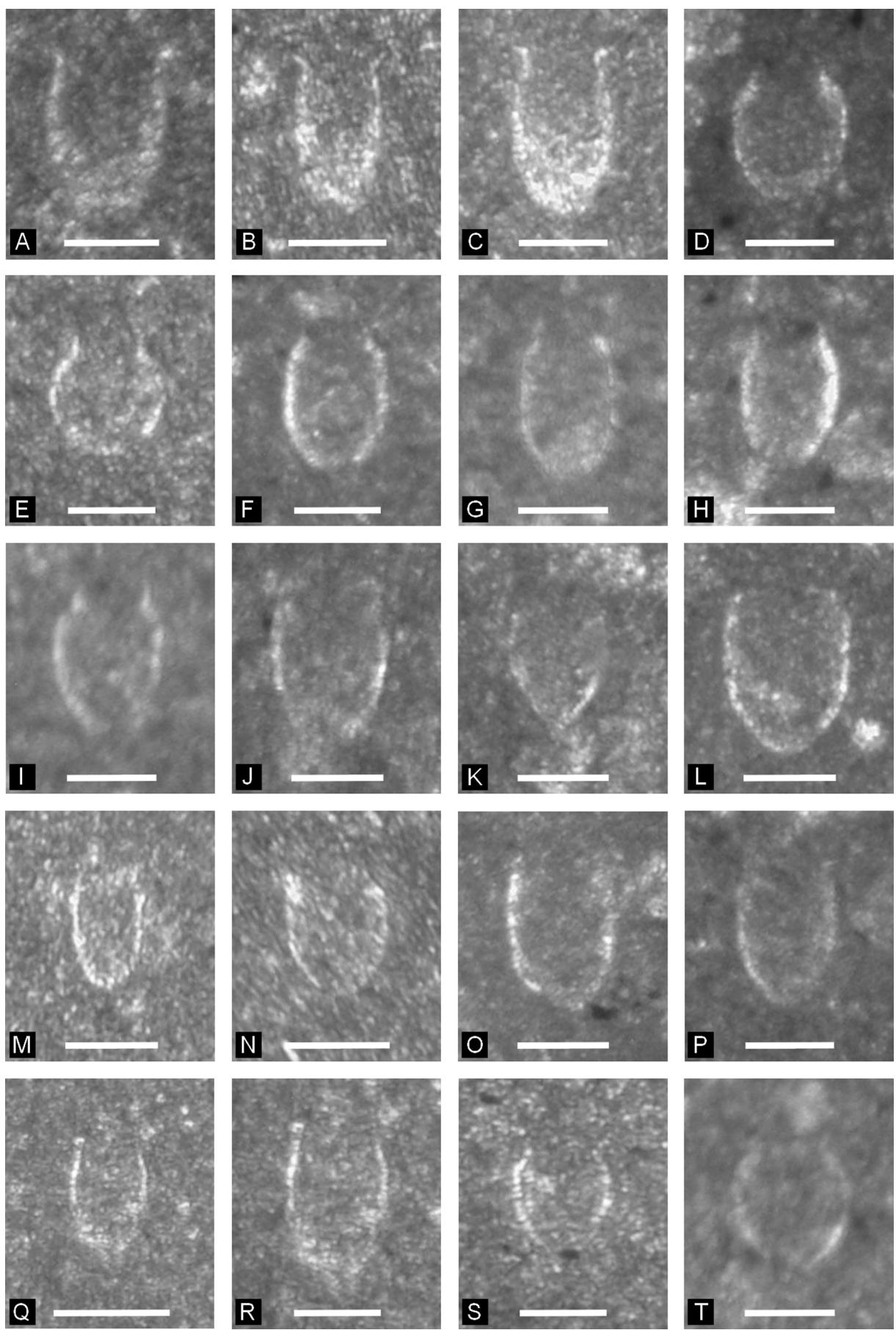


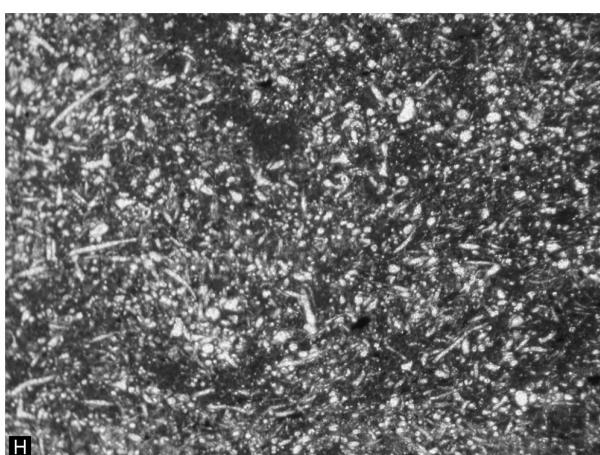
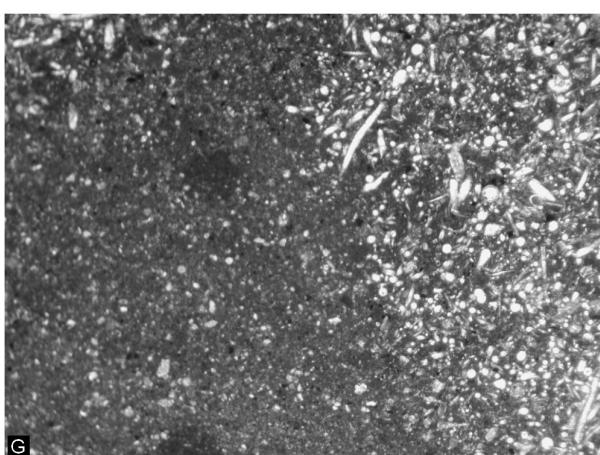
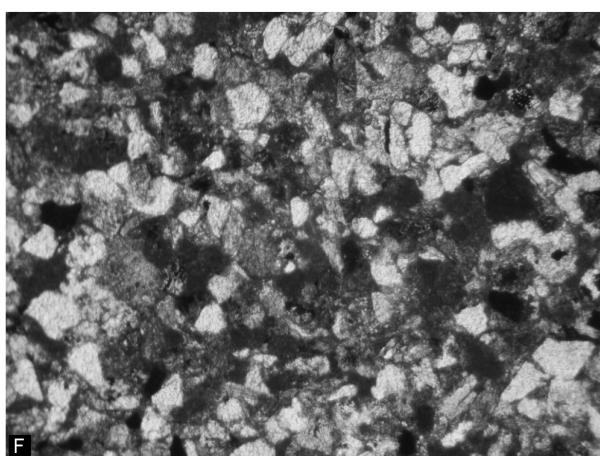
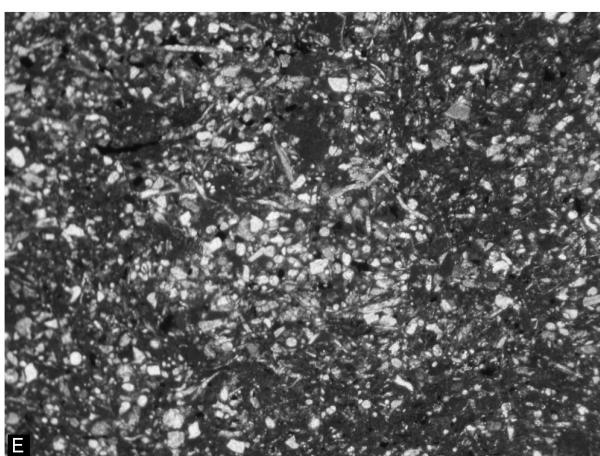
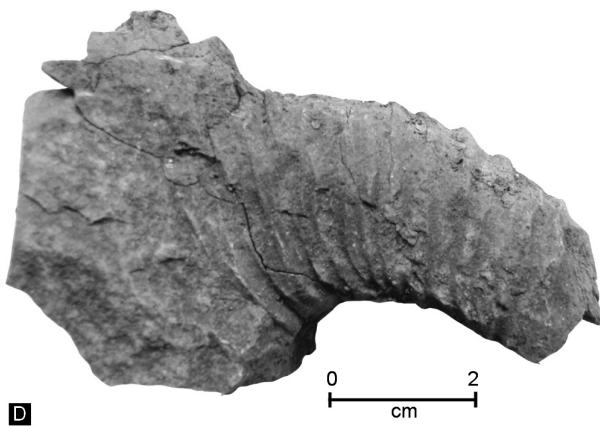
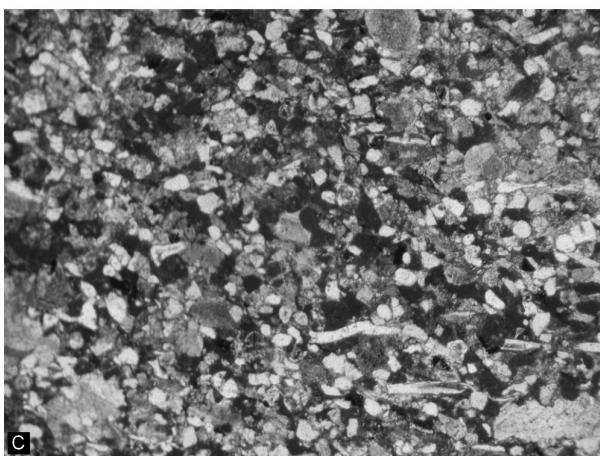
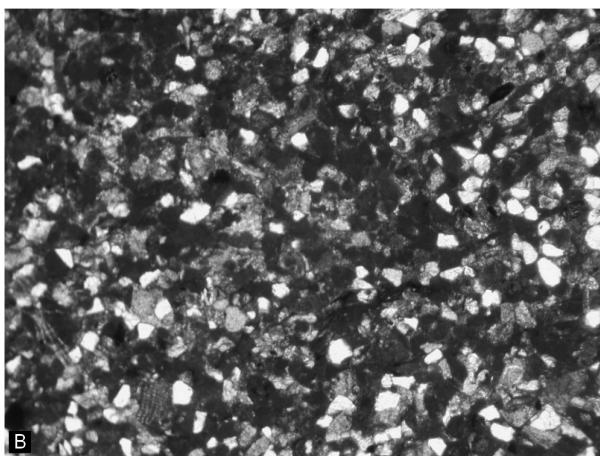
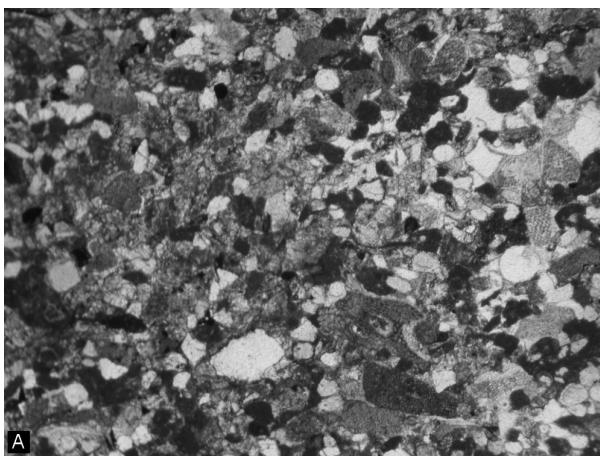
Abbildung 4.1.6.ao, Seite 133: Mikrofazies der Mergelkalke und assoziierten Sedimentgesteine. A: Mergeliger Radiolarien-Packstone mit Sparitbruch und Schalenresten, OK-W736. B: Mergeliger Wackestone mit Radiolarien, Schalenresten und einzelnen, dicht gepackten Schüttungen aus Mikritklasten und Sparitbruch, OK-W487. C: Verkieselte Packstone mit Radiolarien, Schwammnadeln, Mikritklasten und Mergelklasten, OK-W486. D: Zusätzlich treten größere Crinoiden und Wackestone-Lithoklasten in den verkieselten Packstones auf, OK-W488\_3. E: Auch Flachwasserkalk Lithoklasten (z.B.: Grainstones mit mikritumkrustetem Sparitbruch) kommen vor, OK-W488\_1. F: Locker gepackter Packstone mit Crinoiden, rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln, Schalenresten, Mergel- und Flachwasserkalk Lithoklasten, OK-W489. G: Dichter, mergeliger Radiolarien-Wackestone mit Schalenresten und Calpionellen, OK-W482. H: Mergeliger Wackestone mit rekristallisierten Radiolarien, Mikritklasten und wenigen Schwammnadeln, OK-W481. Bildbreite: D= 1,4 cm; F, H= 0,5 cm; A bis C, E, G= 0,25 cm.

Abbildung 4.1.6.ap, Seite 134: Ausgewählte Calpionellen aus den Profilen des Schrökwaldes und der Mergelkalke von Rußegg. A bis C: *Tintinnposella carpathica* (MURGEANU-FILIPESCU 1933), A: OK-W482\_1, B: OK-W483, C: OK-W487. D, E: *Calpionella alpina* (LORENZ 1902), D: OK-W482\_1, E: OK-W487. G bis I: *Calpionella elliptica* (CADISCH 1932), G: OK-W482\_2, H: OK-W482\_3, I: OK-W736. J bis N: *Remaniella ferasini* (CATALANO 1965), J: OK-W482\_1, K: OK-W482\_2, L: OK-W482\_3, M: OK-W487\_1, N: OK-W487\_2. O bis R: *Remaniella cadischiana* (COLOM 1948), O: OK-W482\_1, P: OK-W482\_2, Q: OK-W487\_1, R: OK-W487\_2. S, T: *Lorenziella plicata* (REMANE 1968), S: OK-W487, T: OK-W736. Maßstabsbalken: A bis T= 50 µm.

---

aufgeschlossen (Wackestones mit rekristallisierten Radiolarien, Schalenresten, Mikritklasten, Sparitbruch und oxidierten Pflanzenresten). Folgt man der rechten Grabenseite Richtung Nordwesten verändern die Kalkmergel zum Hangenden hin ihren Habitus zu turbiditischen, siltigen Mergeln und Siltsteinen. Es kommt zu einer Abnahme des Kalkgehaltes und einem vermehrten Eintrag von siltigem, detritärem Material bis hin zur Ausbildung von turbiditischen bis plattigen, braunen, kalkigen, feinsandigen Areniten. Diese Gesteine sind am besten entlang des Grabens, der von der Kellau zu den Gehöften am Riersberg führt, aufgeschlossen (Abb. 4.1.6.e). Hier ist der Kontakt zu den liegenden Siltsteinen und Kalkmergeln nicht aufgeschlossen. Das Profil beginnt mit braunen, turbiditischen Areniten (crinoidenreiche Packstones mit Quarz, detritären Körnern, Schwammnadeln, rekristallisierten Radiolarien, Mikritklasten, Sparitbruch; quarzreiche Packstones mit brauner, mergeliger Matrix und Quarz, detritären Körnern, Mikritklasten, Sparitbruch). In weiterer Folge sind die flach nach West einfallenden Arenite, bis zur Straße Riersberg, als 30 cm bis 40 cm mächtige Turbidite oder dickplattig bis gebankt, mit dünnplattigen, feinkörnigeren, Zwischenlagen ausgebildet. Der mikrofazielle Charakter der Gesteine schwankt in weiterer Folge in den hangenden Teilen zwischen den crinoidenreichen und den quarzreichen Varietäten mit schwankenden Anteilen von Schwammnadeln, Radiolarien, detritären Körnern und brauner, mergeliger Matrix. Diese siliziklastischen Packstones bzw. feinkörnigen Arenite sind mit jenen entlang der Hochreithalmstraße und mit jenen aus dem Kertererbach nördlich Bachrainer lithologisch und mikrofaziell zu vergleichen. Sie bilden hier an der Westseite des Hochreithberges den Abschluss der Schichtfolge der Hochreith Einheit.

Abbildung 4.1.6.aq, Seite 136: Mikrofazies der arenitischen Gesteine von Riersberg und entlang der Hochreithalmstraße. A: Siliziklastischer Packstone mit Quarz, Mikritklasten, Sparitbruch, Crinoiden, rekristallisierten Radiolarien und detritären Körnern, OK-W731. B: Verkieselte Variation der siliziklastischen Packstones mit höherem Gehalt an Mikritklasten zuungunsten des Quarzes, OK-W327. C: Siliziklastischer Packstone, Mikrofaziesvariation mit Schwammnadeln, OK-W11. D: Heteromorpher Ammonit sp., aus dem Profil der Hochreithalmstraße (Abb. 4.1.6.j), OK-W514. E: Siliziklastischer Packstone, feinkörnigere, mergelige Varietät, OK-W682. F: Quarzreicher, siliziklastischer Packstone mit verkieselten Tiefseetonen und Serpentinitkörnern, OK-W192. G: Mergeliger Wackestone mit rekristallisierten Radiolarien und Sparitbruch und verkieselte Packstone-Schüttung aus rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln und Schalenresten, OK-W114. H: Mergeliger, schwammnadelreicher Packstone mit rekristallisierten Radiolarien, Sparitbruch und detritären Körnern, OK-W119. Bildbreite: E, G bis H= 0,5 cm; A bis C, F= 0,25 cm.



#### 4.1.7 Kellau

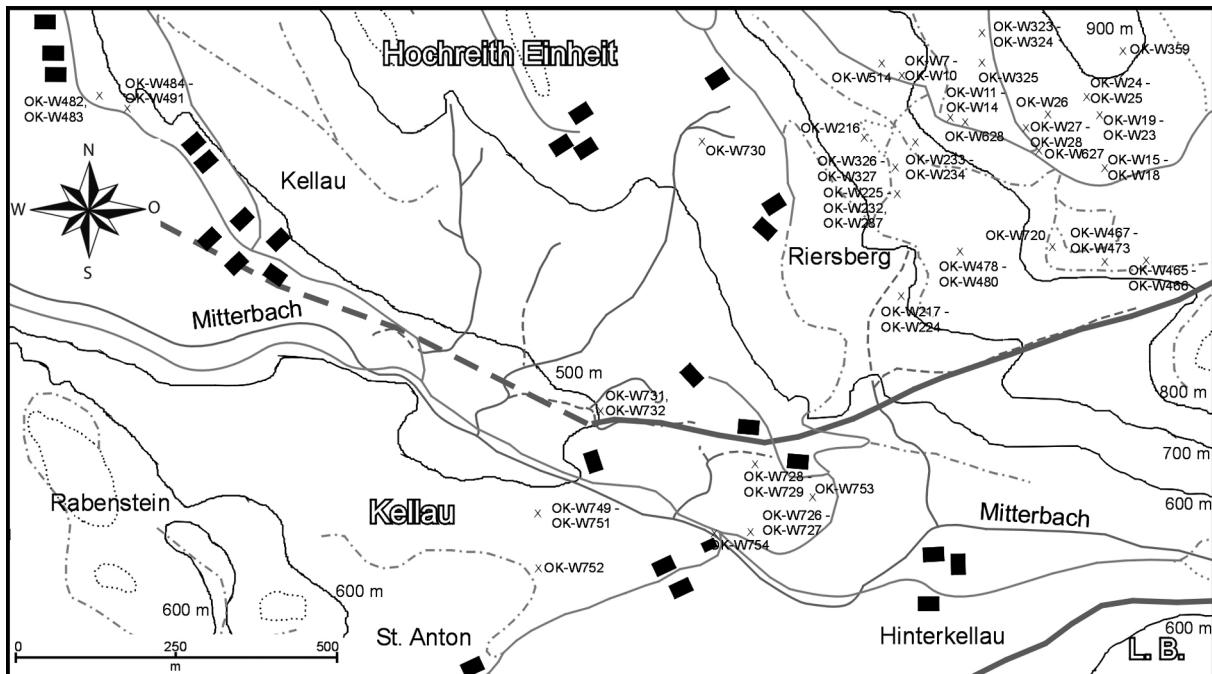


Abbildung 4.1.7.a: Geographische Übersicht und Probenlokationen in der Kellau. L.B.: Lammer Becken.

Die Basis der Kellauer Abfolge bilden Hallstätter Kalke unterschiedlicher Faziesbereiche (siehe GAWLICK 2004), die z.B. die Nordseite des Rabenstein und die Schollen nördlich des Mitterbaches aufbauen. Die Hallstätter Kalke des Rabenstein werden von kieseligen Kalken, die meist nur als stark verwitterte Lesesteine vorliegen, überlagert. Darüber entwickeln sich rötlich-grüne, orange bis beige, kieselige Kalke (mikrospatatisch rekristallisierte Wackestones mit Schalenresten, kalzitischen Foraminiferen, rekristallisierten Radiolarien). Auch rötliche Variationen mit Crinoiden und Hornsteinknollen treten auf. Erste Flachwasser Resedimente (kieselige Packstones mit Crinoiden, Mikritklasten, Sparitbruch, Tubiphytes, Textularien) kommen innerhalb der kieseligen Abfolge vor. Diese entwickeln sich zu hornsteinführenden, braunen bis beigen Kalken mit synsedimentären Rutschstrukturen und zu gebankten, hellen Kalken (Packstones der mittleren Hangfazies mit Crinoiden, Mikritklasten, Sparitbruch, Tubiphytes, Textularien). Diese bauen den zentralen und südlichen Teil des Rabenstein bis zum Gasthof St. Anton auf.

Eine ähnliche Entwicklung bietet der Hügel nördlich des Mitterbaches. Über den Hallstätter Kalken folgen 10 cm bis 20 cm, wellig gebankte Kalke mit kleinen Hornsteinknollen, braune, knollige Mikrite mit Crinoiden (crinoidenreiche Packstones mit Sparitbruch, Mikritklasten, Schalenresten, rekristallisierten Radiolarien, fraglichen Saccocoma-Resten), braune, leicht kieselige, Kalke mit Flachwasserdetritus (Sparitbruch-Mikritklasten-Packstones mit Crinoiden, Schalenresten, Tubiphytes) und braune Kalke mit Flachwasser Resedimenten und Hornsteinknollen.

Diese Abfolge der westlichen und nördlichen Hügelseite unterscheidet sich nicht nur von der Einfallsrichtung (Clar-Werte Schichtung: 160/32, 172/55) von der Abfolge die entlang der Straße, entlang der neuen Forststraße auf den Gipfel des Hügels und bei der Kreuzung in Richtung Gasthof St. Anton auftritt. Entlang des mittleren Straßenabschnittes (Clar-Werte Schichtung: 290/50, 226/60) treten Kalkbrekzien (Tonflatschenschenbrekzien sensu PLÖCHINGER 1974), braune, helle Kalke mit Flachwasserdetritus

(Barmstein Kalke), grünliche Mikrite mit Brekzienlagen und grünliche Mikrite mit Flachwasserdetritus auf, die zum Hangenden immer feinkörniger werden. Die komponentengestützten Kalkbrekzien mit grünen Tonlithoklasten beinhalten folgende karbonatische Bio- und Lithoklasten.

#### Bioklasten:

- Mikritumkrustete, rekristallisierte Gerüstbildner, Kalkschwämme, *Milleporidium* sp., Tubiphytes, mikrobiell inkrustierende Organismen, mikrobiell induzierte Zementkrusten
- Mikritumkrustete *Mohlerina* sp., *Redmondoides* sp., lituolide Foraminiferen, *Protoperoplis* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Coscinophragma* aff. *cribrosa* (REUSS 1846), *Andersenolina* sp., *Nautiloculina oolithica* (MOHLER 1938)
- Mikritumkrustete *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967), Rivulariaceen (teilweise mikritumkrustet)
- *Thaumatoporella* sp., *Bacinella-Lithocodium* Aggregate, Onkoide
- Crinoiden (teilweise mikritumkrustet), Bryozoen, Brachiopoden, Schalenreste, *Carpathocancer* sp., Ooide

#### Lithoklasten:

- Lagunenfazies
  - Wackestones mit Mikritklasten, Sparitbruch, *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967)
  - Dasycladaceenbruch-Wackestones
- Riffazies
  - Bindstones mit verschiedenen mikrobiell inkrustierenden Organismen um Gerüstbildner (oft rekristallisiert)
- Hangfazies
  - Wackestones mit Tubiphytes
  - Crinoidenreiche Wackestones mit Sparitbruch, Mikritklasten, Schalenresten
  - Ausgewaschene Packstones mit Crinoiden, *Redmondoides* sp., lituoliden Foraminiferen, *Nautiloculina* sp., Textularien, kalzitischen Foraminiferen, Mikritklasten, Sparitbruch, Tubiphytes, Clypeinen, mikritumkrusteten Dasycladaceen, *Thaumatoporella* sp., grünen Siltsteinen
  - Mikritklasten-Packstones mit mikritumkrustetem Sparitbruch, mikritumkrusteten Crinoiden
  - Packstones mit Crinoiden, Tubiphytes, Textularien
  - Tubiphytes-Packstones mit Calpionellen
  - Wackestones mit Crinoiden, Sparitbruch, Schalenresten, Textularien, *Calpionella alpina* (LORENZ 1902), *Crassicollaria intermedia* (DURAND-DELGA 1957)
- Beckenfazies
  - Feinkörnige Wackestones mit Radiolarien, Schalenresten, Sparitbruch, mit dünnen Packstone-Lagen desselben Materials
  - Packstones mit Radiolarien, Schalenresten

- Wackestones mit Aptychen, Schalenresten, Sparitbruch, Calpionellen, verkiezte Packstone-Schüttungen mit Radiolarien
- Wackestones mit Sparitbruch, *Calpionella alpina* (LORENZ 1902), *Crassicollaria intermedia* (DURAND-DELGA 1957)
- Mikrosparitisch rekristallisierte Wackestones mit Schalenresten, rekristallisierten Radiolarien
- Packstones mit Mikritklasten, Textularien
- Mergelige, feinkörnige Wackestones mit Sparitbruch, Schalenresten
- Blockige, grobe Sparite
- Grüne Siltsteine
- Tone

Teilweise können in den Kalkbrekzien braune, mergelige Säume rund um die Komponenten beobachtet werden. Die Flachwasser Resedimente bestehen überwiegend aus ausgewaschenen Packstones und lockeren Packstones mit leicht rekristallisierter Matrix.

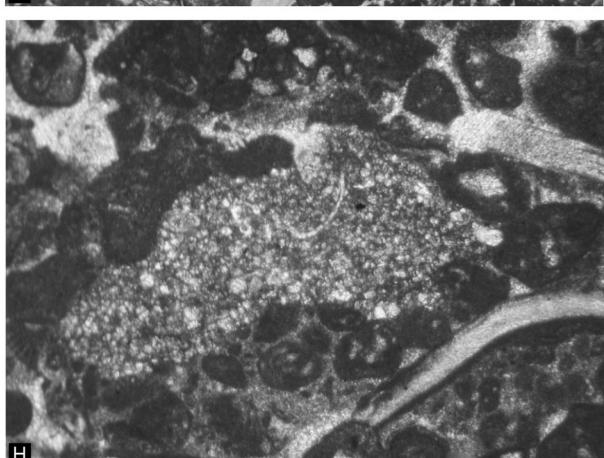
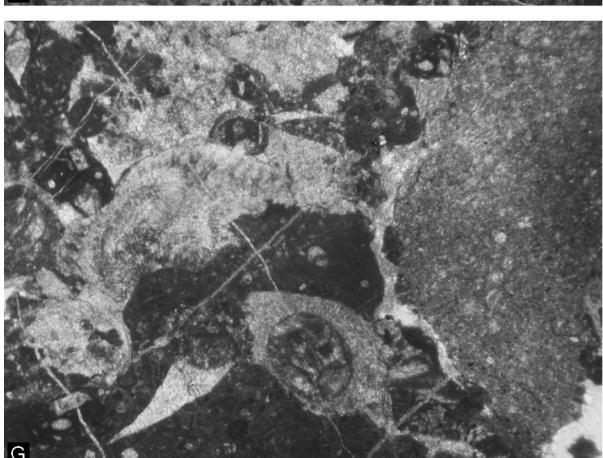
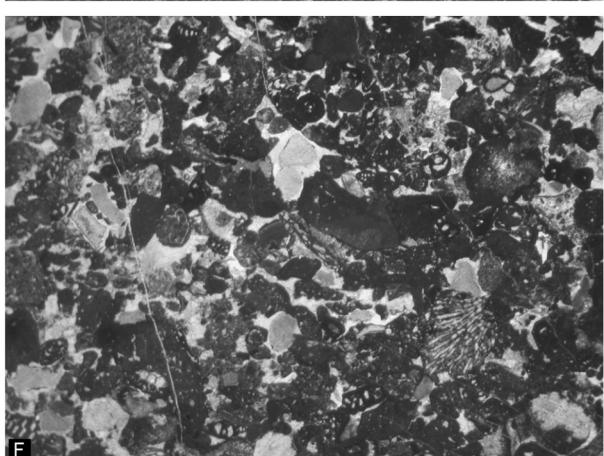
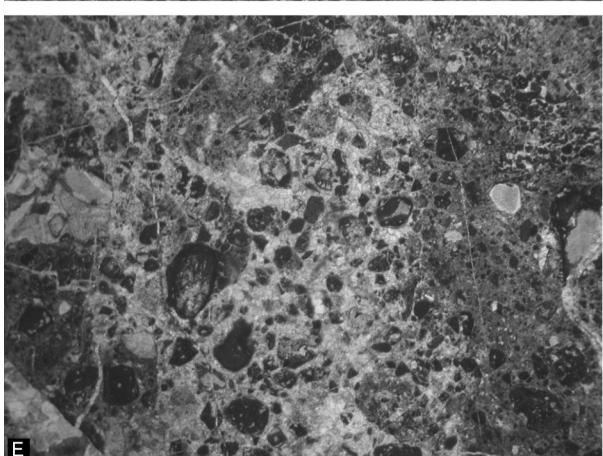
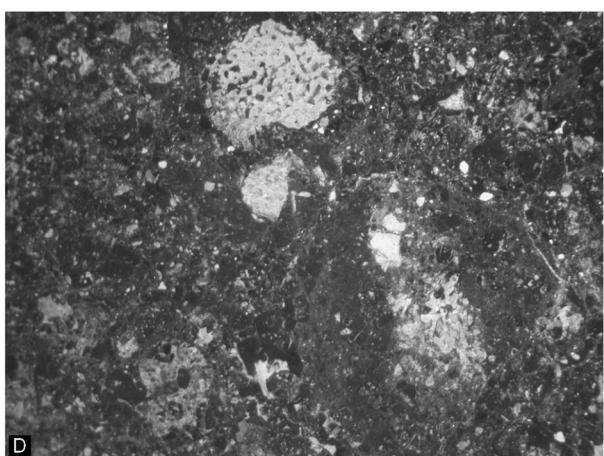
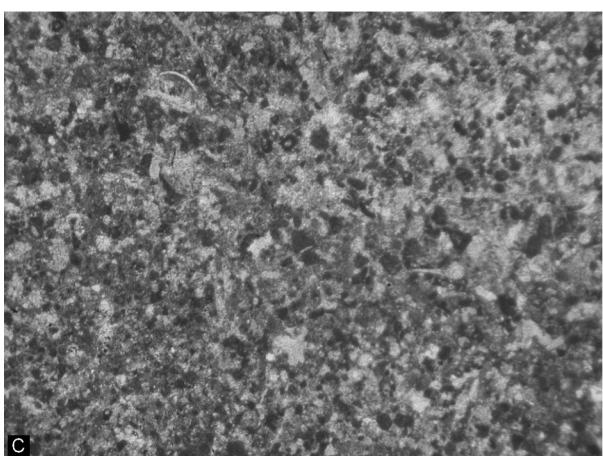
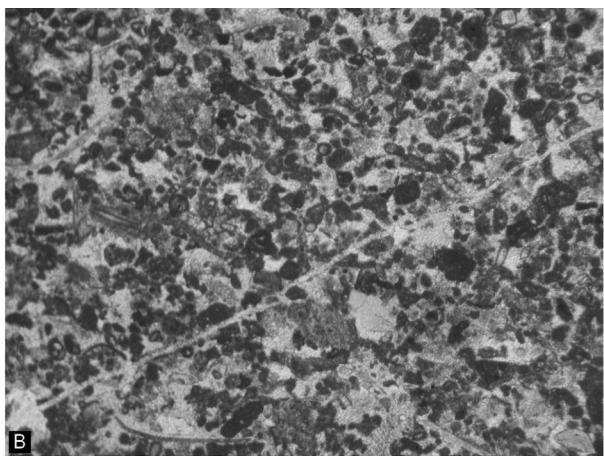
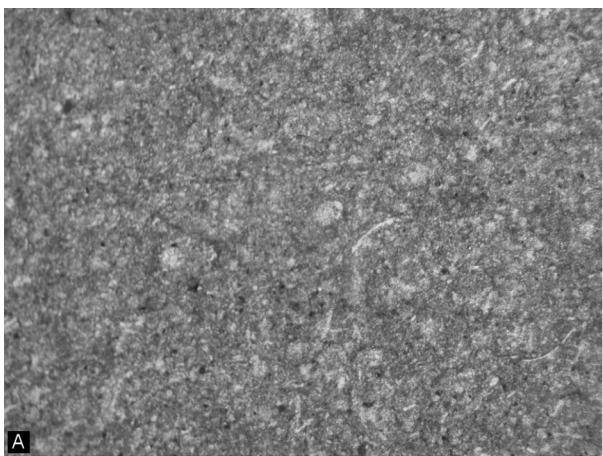
Bioklasten:

- Rekristallisierte, mikrobiell inkrustierte Gerüstbildner, Tubiphytes
- Textularien, *Andersenolina* sp., *Nautiloculina oolithica* (MOHLER 1938)
- *Thaumatoporella* sp., *Bacinella-Lithocodium* Aggregate
- Crinoiden (teilweise mikritumkrustet), mikritumkrustete Brachiopoden

Lithoklasten:

- Bindstones aus Gerüstbildnern, von mikrobiell inkrustierenden Organismen überwachsen
- Mikrosparitisch rekristallisierte Wackestones mit Schalenresten, rekristallisierten Radiolarien
- Mikritklasten
- Braune Siltsteine

-----  
 Abbildung 4.1.7.b, Seite 140: Mikrofazies der Überlagerung der Hallstätter Kalke (A bis C) und der obertithonen bis berriasischen Abfolge (D bis H) entlang der Straße. A: Mikrosparitischer Wackestone mit rekristallisierten Radiolarien und Schalenresten, OK-W749. B: Etwas kieseliger Packstone mit Mikritklasten, Sparitbruch, Tubiphytes, Schalenresten und Foraminiferen, OK-W751. C: Etwas kieseliger Packstone mit Mikritklasten, Sparitbruch, Crinoiden, Schalenresten und rekristallisierten Radiolarien, OK-W728. D: Lithoklastische Kalkbrekzie mit *Milleporidium* sp. und braunen Mergelsäumen um die Komponenten, OK-W727\_5. E: Etwas feinkörnigerer, ehemaliger Floatstone mit mikrosparitisch bis blockig-kalzitisch rekristallisierten Komponentenzwischenräumen. Überwiegend treten als Komponenten Crinoiden, Tubiphytes und mikrobiell inkrustierte, rekristallisierte Gerüstbildner auf. F: Ausgewaschener Floatstone mit Crinoden, Mikritklasten, Rivulariaceen, Tubiphytes und Foraminiferen, OK-W726\_3. G: Tubiphytes, mikrobiell inkrustierte, rekristallisierte Gerüstbildner und mikrosparitische Wackestones mit Schalenresten und rekristallisierten Radiolarien, OK-W726\_1. H: Mikrosparitisch rekristallisierter Wackestone mit Schalenresten, detritären Körnern und rekristallisierten Radiolarien, OK-W727\_4. Bildbreite: D bis F= 1,4 cm; A bis C, G= 0,5 cm; H= 0,25 cm.



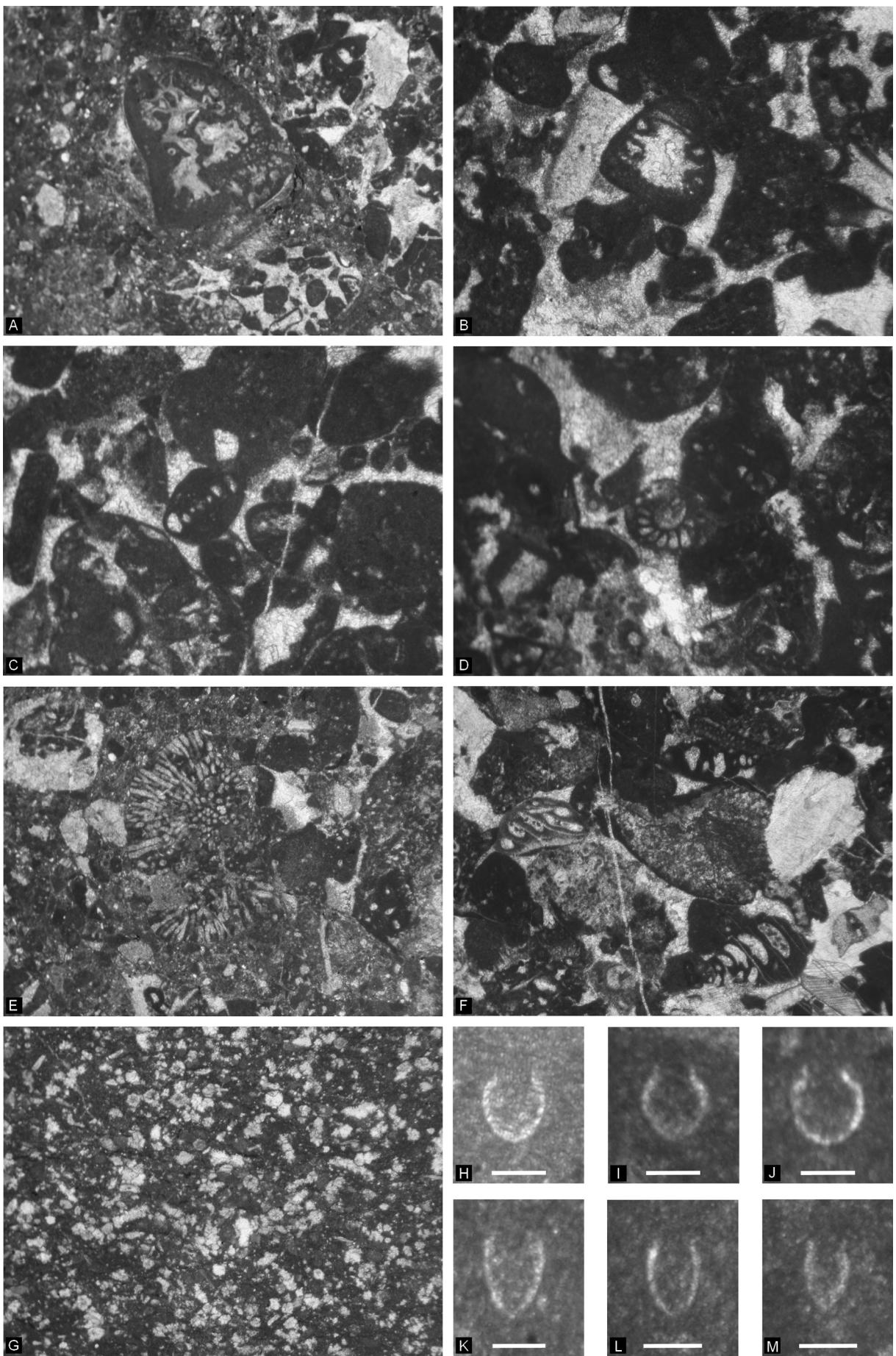


Abbildung 4.1.7.c, Seite 141: Ausgewählte Bioklasten und Calpionellen der obertithonen bis berriasischen Schichtfolge der Kellau. A: COSCINOPHRAGMA aff. *cribrosa* (REUSS 1846), OK-W727\_7. B: *Ander senolina* sp., OK-W727\_4. C: *Nautiloculina oolithica* (MOHLER 1938), OK-W727\_4. D: *Protopeneroplis* sp., OK-W726\_3. E: *Rivularia* sp., Tubiphytes und Bindstones aus mikrobiell inkrustierenden Organismen, OK-W727\_6. F: Crinoiden, rekristallisierte Gerüstbildner, *Thaumatoporella* sp., *Redmondooides* sp. und *Mohlerina* sp., OK-W726\_3. G: Mergeliger Packstone mit Mikritklasten, Sparitbruch, leicht rekristallisiert, OK-W753. H bis J: *Calpionella alpina* (LORENZ 1902), H bis J: OK-W727\_7. K bis M: *Crassicollaria intermedia* (DURAND-DELGA 1957), K, L: OK-W727\_2, M: OK-W727\_7. Bildbreite: A, E, G= 0,5 cm; B bis D, F= 0,25 cm. Maßstabsbalken: H bis M= 50 µm.

Südlich der Kreuzung bis zum Bach (Abb. 4.1.7.a) treten nur mehr grünliche, gebankte Kalke (Packstones mit Mikritklasten, Sparitbruch, Crinoiden, Schalenresten, Textularien, Tubiphytes) auf. Der hangende Teil dieser Abfolge ist entlang der neuen Forststraße auf den Hügel aufgeschlossen. Über den Kalkbrekzien und den grünlichen Mikriten folgen noch mehrere Lagen mit resedimentiertem Flachwassermaterial. Darüber schließen grünliche und rote, leicht rekristallisierte Kalke (leicht rekristallisierte Packstones mit Mikritklasten, Sparitbruch, rekristallisierten Radiolarien und braunem Mergel zwischen den Komponenten) an und bilden das Hangende der südlichen und östlichen der Kellau.

#### 4.1.8. Strukturelle Resultate östliche und zentrale Weitenau

##### Profil Abbildung 4.1.2.c

Die Faltenachsen fallen flach nach Westnordwest und mittelsteil nach Südwest. Steilstehende Störungen streichen Nordost-Südwest. Die Harnischflächen und die dazugehörigen Lineare zeigen folgendes Bild:

- Steile Überschiebungen nach Süd: Kompression von Nord und Extension nach Nordost, Ost und Nordwest
- Steile bis steilstehende Nordost-Südwest streichende, sinistrale Seitenbewegung und steilstehende Ostsüdost-Westnordwest streichende Seitenbewegung: Konjugiertes Störungssystem mit Kompression von Süd bis Südwest und Extension nach West bis Nordwest
- Steilstehende Ostsüdost-Westnordwest streichende Seitenbewegung, mit aufschiebendem Charakter nach Südwest: Kompression von Nordost

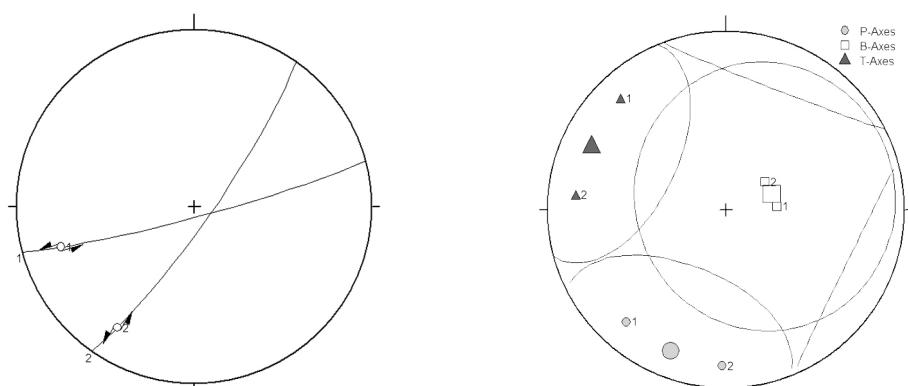


Abbildung 4.1.8.a: Sinistrale Seitenbewegungen (Harnische links und berechnetes Stressfeld rechts).

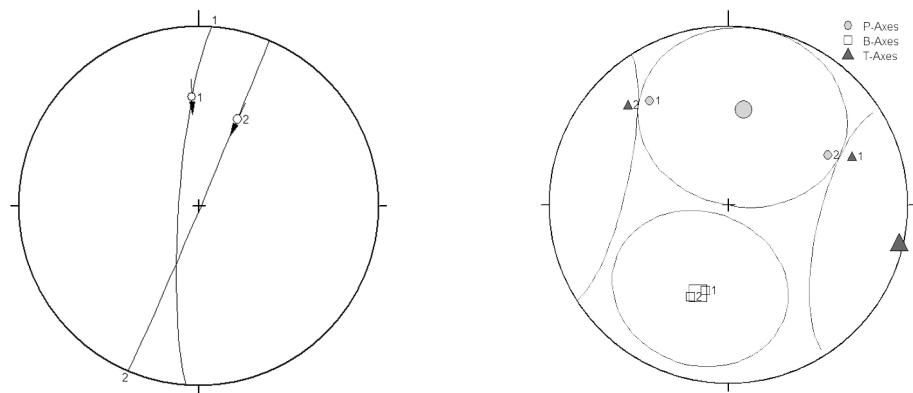


Abbildung 4.1.8.b: Südgerichtete Aufschiebungen (Harnische links und berechnetes Stressfeld rechts).

### Südlicher Klingerkogel

Störungen fallen mittelsteil nach Westsüdwest. Die Harnischflächen und die dazugehörigen Lineare zeigen folgendes Bild:

- Steilstehende Nordnordost-Südsüdwest streichende, dextrale Seitenbewegungen und steile Ost-West streichende, sinistrale Seitenbewegungen: Konjugiertes Störungssystem mit Kompression aus Nordost und Extension nach Nordwest

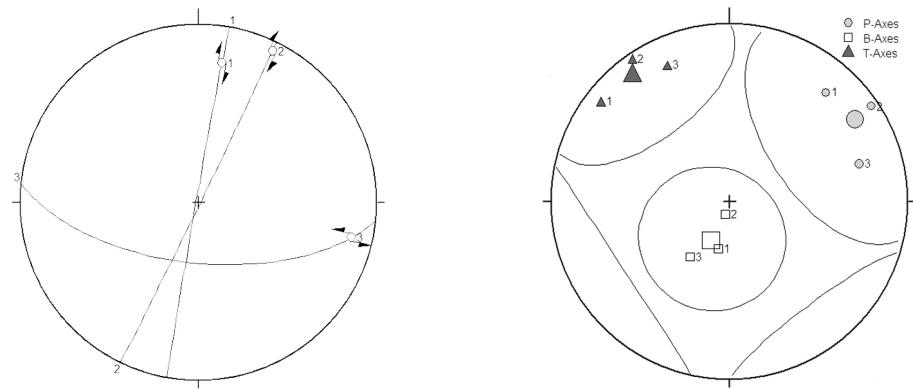


Abbildung 4.1.8.c: Harnischflächen (links) und berechnetes Stressfeld (rechts).

### Profil Abbildung 4.1.2.h

Steile Störungen mit aufschiebendem Charakter fallen Südwest. Die Harnischflächen und die dazugehörigen Lineare zeigen folgendes Bild:

- Steile Überschiebungen nach Nordnordost und Nordost: Kompression aus Südwest
- Steilstehende Ostsüdost-Westnordwest streichende, sinistrale Seitenbewegung

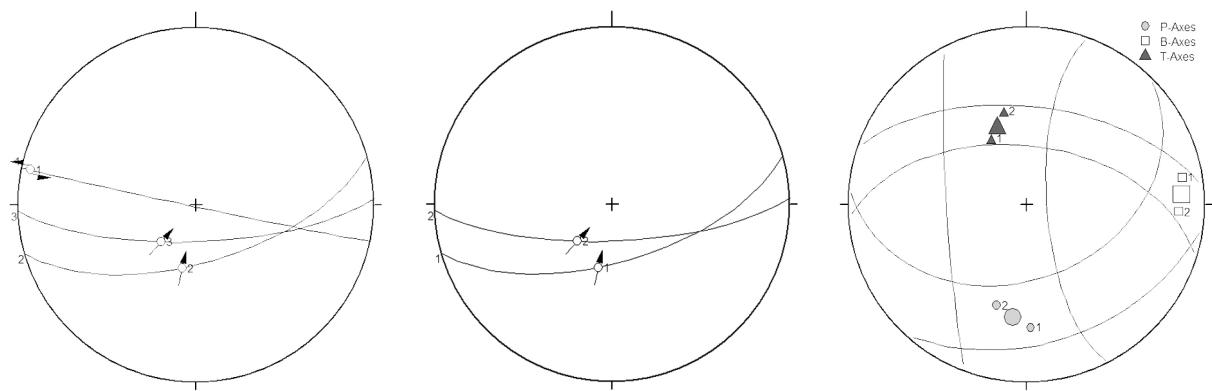


Abbildung 4.1.7.d: Harnischflächen (links), Aufschiebungen (Mitte) und berechnetes Stressfeld für die Aufschiebungen (rechts).

### Profil Abbildung 4.1.2.i

Die Schieferungsflächen fallen steil nach Südwest und mittelsteil nach Südost. Die Störungen fallen generell mittelsteil bis steil nach Südost, Süd und Südwest. Zusätzlich treten Nord-Süd, Ost-West und Nordnordost-Südsüdwest streichende, steilstehende Störungen auf. Die Harnischflächen und die dazugehörigen Lineare zeigen folgendes Bild:

- Steilstehende Überschiebung nach Nord: Kompression aus Süd
- Steile Ostnordost-Westsüdwest streichende Seitenbewegung

Die Überschiebung des Dachsteinkalkes des Finsterstübenwaldes über die Unter-Kreide der östlichen und zentralen Weitenau erfolgte aus Nord bzw. Nordost.

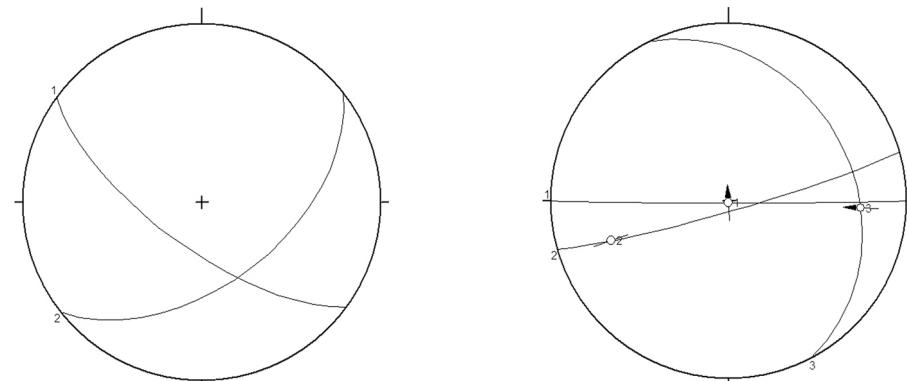


Abbildung 4.1.8.e: Schieferung (links) und Harnischflächen (rechts) des Straßenprofiles in der östlichen Weitenau.

### Bachaufschluss östliche Weitenau

Die gemessene Störung fällt steil nach Südost. Die Harnischfläche und das dazugehörige Linear zeigt folgendes Bild:

- Flache, westgerichtete Überschiebung: Kompression aus Ost

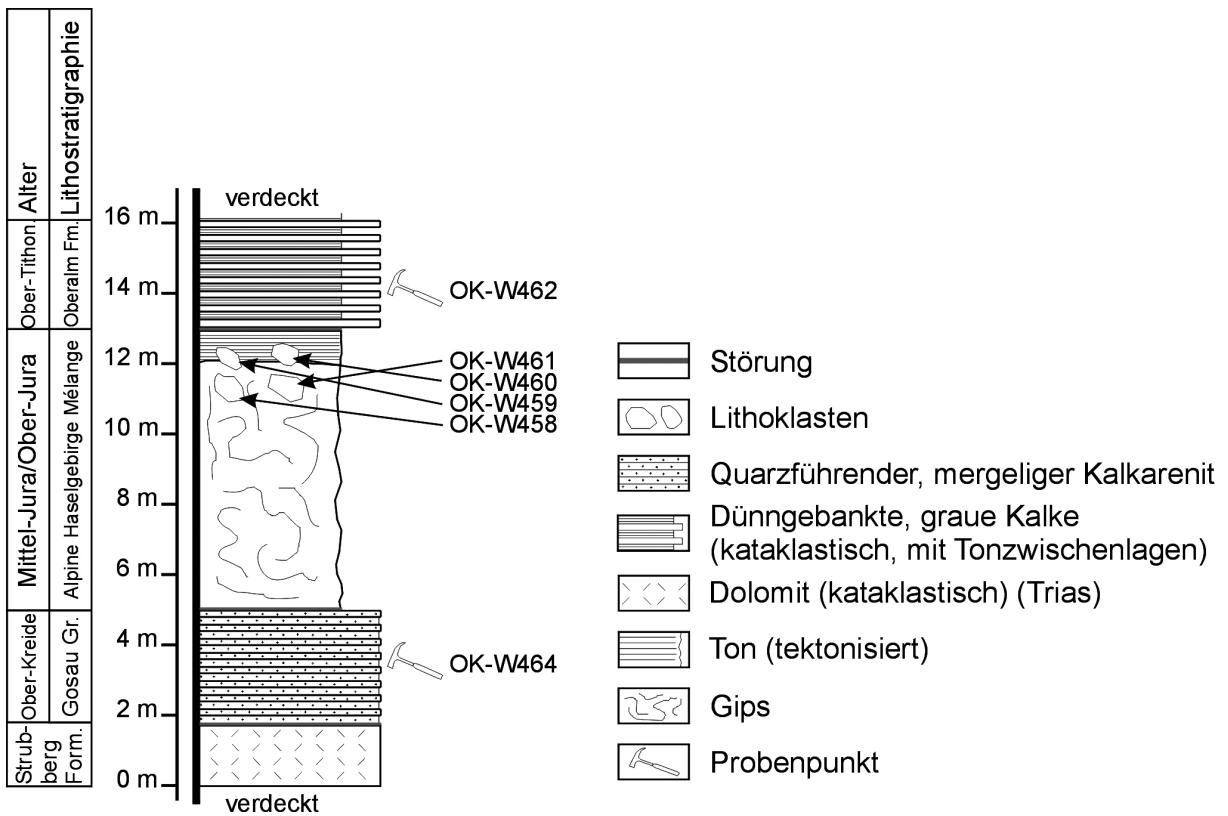


Abbildung 4.1.8.f: Querprofil über den Weitenauer Bach.

Das Querprofil über den Bach zeigt eine Einklemmung von gosauischen Gesteinen zwischen triassisches Dolomite, die in der obercalloven bis mitteloxfordischen Strubberg Formation vorkommen, der Alpinen Haselgebirge Mélange, die ein primäres oberpermisches bzw. untertriassisches Sedimentationsalter besitzt, und die obertithone Oberalm Formation. Die Ausbildung dieser Störung zwischen dem Lammer Becken und der Weitenau Einheit, mit der Einquetschung der Alpinen Haselgebirge Mélange (Hochreith Einheit bzw. Haselgebirgszone von Voglau), erfolgte somit postgosauisch.

### Profil Abbildung 4.1.2.o (Ammonitenfundpunkt)

Die Harnischflächen und die dazugehörigen Lineare zeigen folgendes Bild:

- Steile Ost-West streichende Seitenbewegungen

### Schönleitenbach

Die Faltenachsen fallen mittelsteil bis flach nach Nordwest bis Nordnordwest. Die Schieferungsflächen fallen steilstehend nach Nordnordost bzw. steil nach Nordost. Die Störungen stehen überwiegend steil und streichen Ostnordost-West Südwest bzw. Ostsüdost-Westnordwest. Zusätzlich treten steile Nordost und Ost fallende Störungen auf. Die Harnischflächen und die dazugehörigen Lineare zeigen folgendes Bild:

- Mittelsteile Nordwest gerichtete Überschiebung: Kompression aus Südost
- Steilstehende Südost-Nordwest streichende Seitenbewegung
- Steile Nord-Süd streichende Seitenbewegung

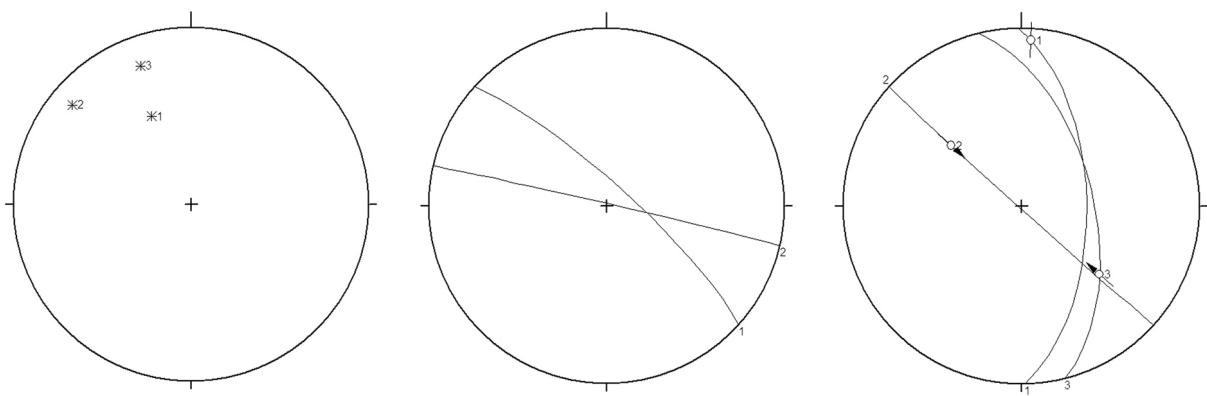


Abbildung 4.1.7.g: Faltenachsen (links), Schieferung (Mitte) und Harnischflächen (rechts) im Schönleitenbach.

### Hügel südöstlich Bachbauer

Die Faltenachsen fallen mittelsteil nach Nordwest. Die Harnischfläche und das dazugehörige Linear zeigt folgendes Bild:

- Steile Ostsüdost-Westnordwest streichende Seitenverschiebung mit aufschiebendem Charakter nach West: Kompression aus Ost

### 4.1.9. Strukturelle Resultate Seewaldsee-Grabenwald Schichtfolge

#### Ammonitenfundpunkt nähe Brücke

Die Harnischflächen und die dazugehörigen Lineare zeigen folgendes Bild:

- Steile Ostsüdost-Westnordwest streichende, sinistrale Seitenbewegung
- Steilstehende Seitenbewegung mit aufschiebendem Charakter nach Westnordwest: Kompression aus Ost

#### Grabenwald

Die Störungen im Grabenwald fallen steil nach Westsüdwest bzw. streichen steilstehend von Ostsüdost nach Westnordwest. Die Harnischfläche und das dazugehörige Linear zeigt folgendes Bild:

- Steile Südsüdost-Nordnordwest streichende, sinistrale Seitenbewegung

#### 4.1.10. Strukturelle Resultate Krautegg Schichtfolge

##### Aufschluss Madhiasl

Die Harnischfläche und das dazugehörige Linear zeigt folgendes Bild:

- Steile Nordnordost-Südsüdwest streichende, dextrale Seitenbewegung

##### Aufschlüsse Putzenbauer

Die Faltenachsen fallen flach nach Westnordwest und nach Nordnordwest. Störungen streichen generell von Südost nach Nordwest mit einem steilen Einfallen nach Nordost bzw. Südwest. Eine Ausnahme bilden flach nach Südost einfallende Störungen. Die Harnischflächen und die dazugehörigen Lineare zeigen folgendes Bild:

- Mittelsteile Abschiebungen nach Süd und Südost
- Steile Abschiebungen nach Südwest

Die Abschiebungen zeigen eine Hauptextension nach Nord bzw. eine untergeordnete Richtung nach Südost.

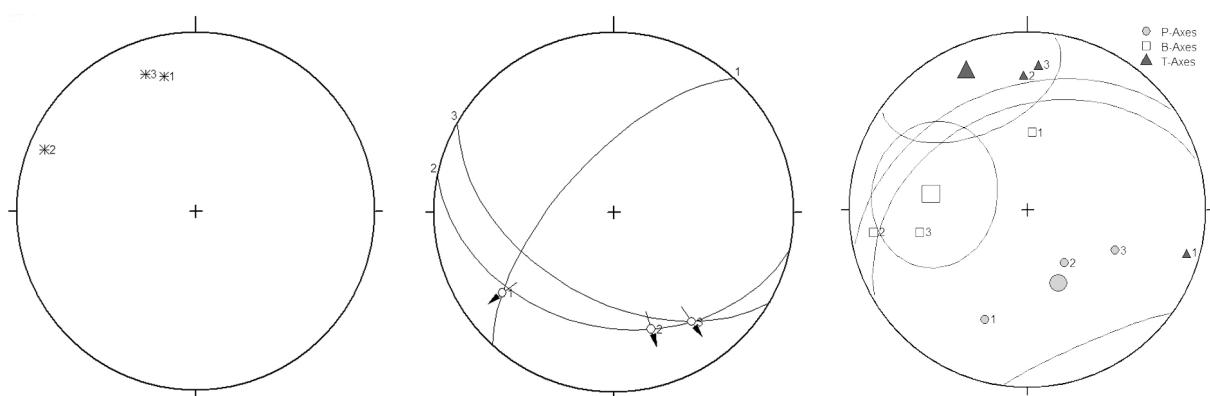


Abbildung 4.1.10.a: Faltenachsen (links), Harnischflächen (Mitte) und berechnetes Stressfeld (rechts).

##### Lienbach, südöstlich Putzenbauer

Die Faltenachsen fallen flach bis mittelsteil von Nordost bis Südost ein. Die Störungen fallen generell steil nach Nordost und Südost bzw. mittelsteil nach Ostsüdost ein. Die Harnischflächen und die dazugehörigen Lineare zeigen folgendes Bild:

- Flache Abschiebungen nach Südsüdost: Extension nach Nord
- Steile, Südsüdost-Nordnordwest streichende, sinistrale Seitenbewegung

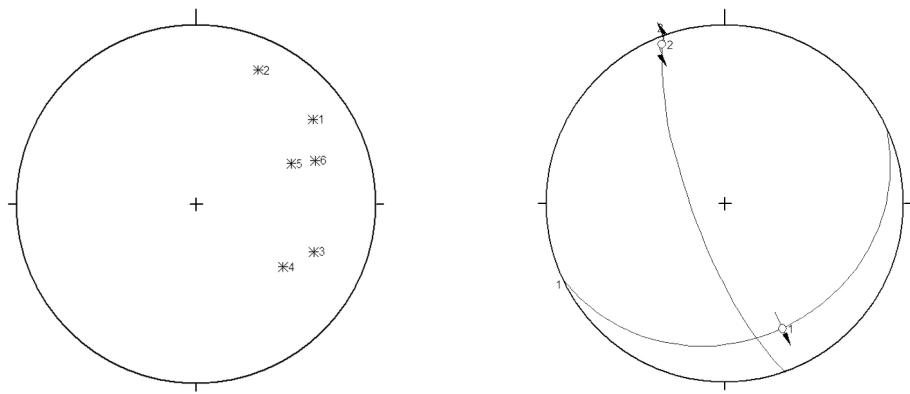


Abbildung 4.1.10.b: Faltenachsen (links) und Harnischflächen (rechts).

### Nördlich Grubach

Die Störung streicht steilstehend von Ostnordost nach Westsüdwest.

### Krautegg

Die Harnischfläche und das dazugehörige Linear zeigt folgendes Bild:

- Mittelteil nach Südost einfallende, sinistrale Seitenbewegung

## 4.1.11. Strukturelle Resultate Kerterschlucht, Osterhorn Einheit

### Kerterschlucht Ost, Oberalm Formation

Die Faltenachsen fallen flach nach Nordwest bzw. nach Südost. Untergeordnete Einfallsrichtungen sind flach nach Nord. Steile Störungen streichen von Ostsüdost nach Westnordwest. Flache bis mittelsteile Störungen fallen Nordost. Einzelne Störungen fallen mittelsteil nach Südwest. Die Harnischflächen und die dazugehörigen Lineare zeigen folgendes Bild:

- Steile und flache Abschiebungen nach Ostnordost: Extension nach Ostnordost und Westsüdwest
- Steile Abschiebung nach Südost: Extension nach Südost
- Steile Ost-West streichende, sinistrale Seitenbewegungen, teilweise mit abschiebendem oder aufschiebendem Charakter nach West: Extension nach West oder Kompression von Ost
- Steilstehende Nordost-Südwest streichende Seitenbewegung mit aufschiebendem Charakter nach Südwest
- Steilstehende Nord-Süd streichende Seitenbewegung mit aufschiebendem Charakter nach Nord

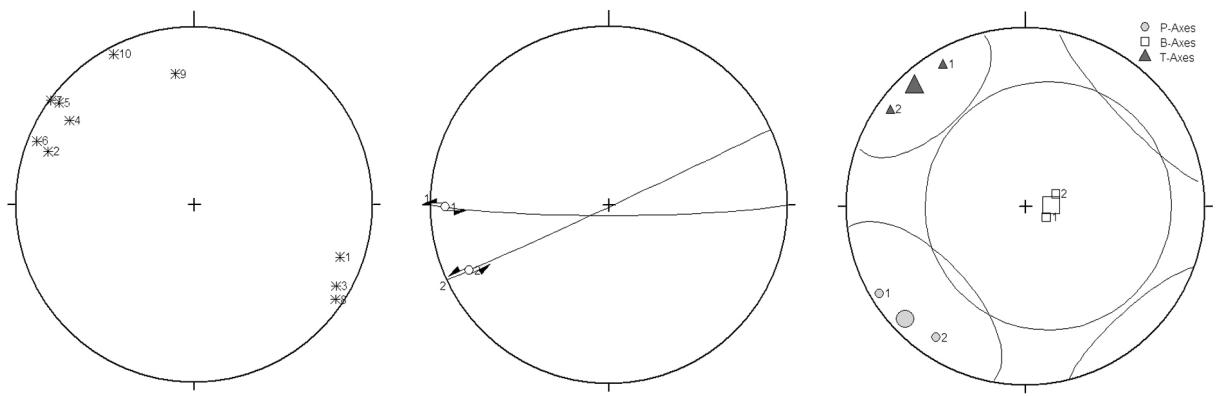


Abbildung 4.1.11.a: Faltenachsen (links), sinistrale Seitenbewegungen (Mitte) und berechnetes Stressfeld (rechts).

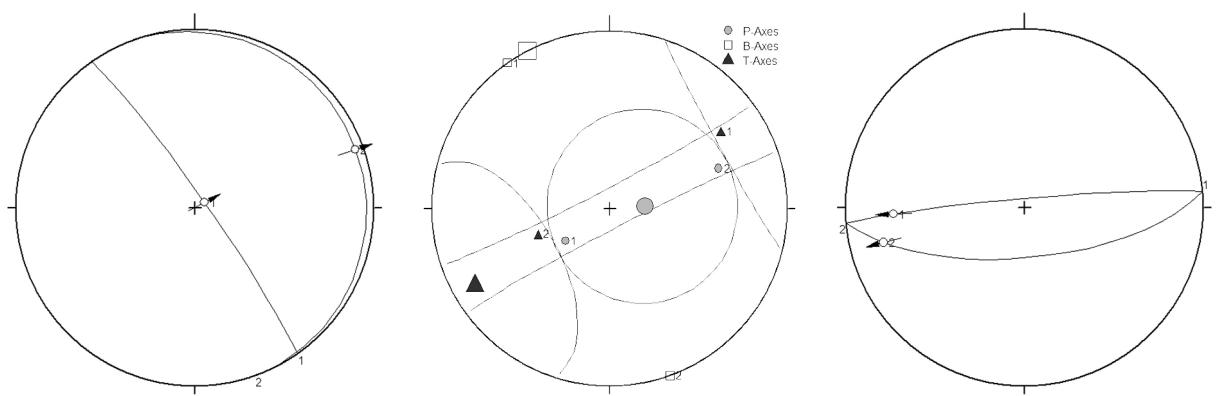


Abbildung 4.1.11.b: Abschiebungen nach Nordost (links), berechnetes Stressfeld (Mitte) und Seitenbewegungen mit abschiebendem oder aufschiebendem Charakter nach West (rechts).

### Kertererschlucht Ost, Schrambach Formation

Die gemessene Störung fällt mittelsteil nach Nordost ein. Die Harnischflächen und die dazugehörigen Lineare zeigen folgendes Bild:

- Steile bis flache Abschiebungen nach Nordwest: Nordwest gerichtete Abschiebungen durch Extension nach Ost
- Mittelsteile Abschiebungen nach Südost: Extension nach Südost
- Flache Abschiebungen nach Südsüdwest: Extension nach Süd
- Steile Seitenbewegungen mit aufschiebendem Charakter nach West: Kompression von Ost
- Mittelsteile Aufschiebungen nach Nordost: Kompression nach Nordost
- Mittelsteile und steile Nord-Süd streichende Seitenbewegungen, mit aufschiebendem Charakter nach Nord: Nordost-Südwest Kompression und Südost Extension

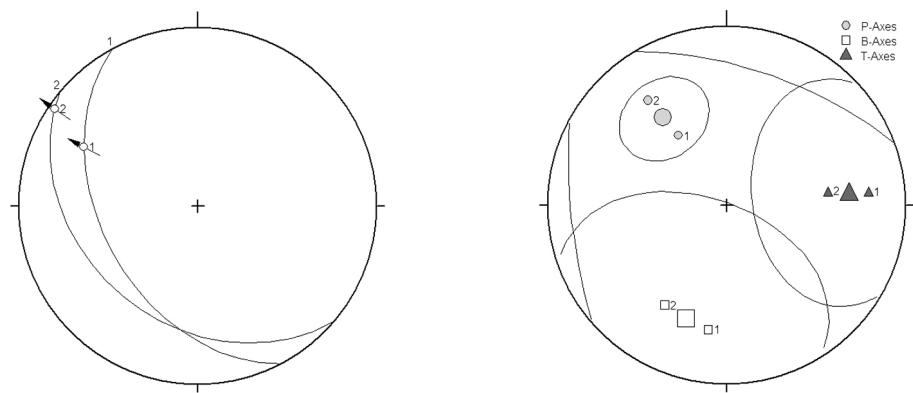


Abbildung 4.1.11.c: Nordwestgerichtete Abschiebungen (links) und berechnetes Stressfeld (rechts).

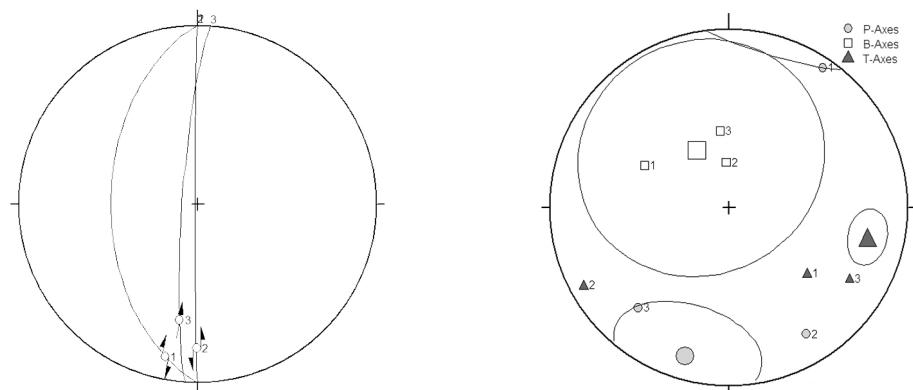


Abbildung 4.1.11.d: Nord-Süd gerichtete dextrale Seitenbewegungen mit aufschiebendem Charakter (links) und berechnetes Stressfeld (rechts).

### Kertererschlucht West

Die Faltenachsen fallen flach nach Südost bzw. Südsüdost. Störungen fallen generell mittelsteil bis steil nach Südost bzw. Nordost. Wenige steile Störungen fallen Südwest, West oder Nordwest. Die Harnischflächen und die dazugehörigen Lineare zeigen folgendes Bild:

- Steilstehende Nordost-Südwest streichende, dextrale Seitenbewegungen und steilstehende Südost-Nordwest streichende, sinistrale Seitenbewegungen: Konjugiertes Störungssystem mit Kompression aus Südwest bis West und Extension nach Südost und Nord
- Ostsüdost-Westsüdwest streichende, dextrale Seitenbewegungen, teilweise mit abschiebendem Charakter nach Westsüdwest: Kompression aus Südwest bis West und Extension nach Süd, Nordwest und Nord
- Ostsüdost-Westsüdwest streichende dextrale Seitenbewegungen, teilweise mit aufschiebendem Charakter nach West: Südost-Nordwest Kompression und Nordost-Südwest Extension

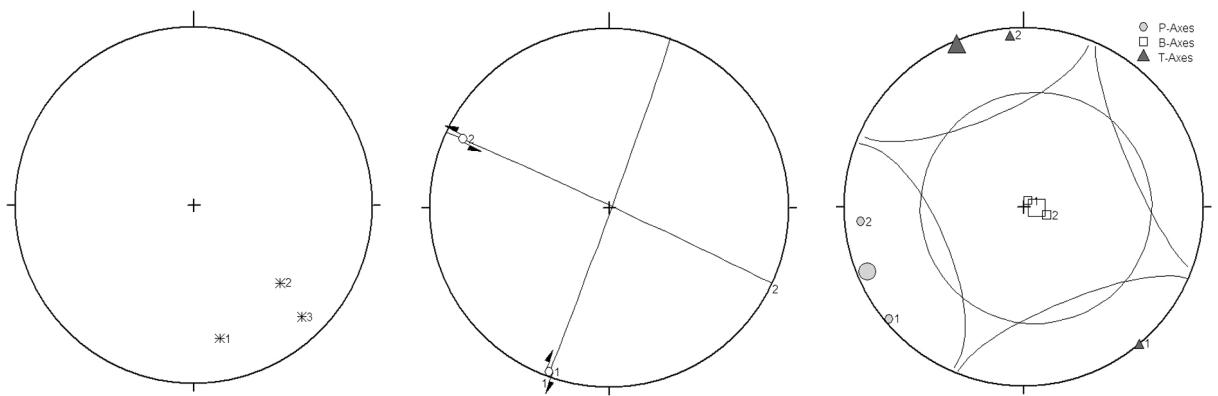


Abbildung 4.1.11.e: Faltenachsen (links), konjugierte Seitenbewegungen (Mitte) und berechnetes Stressfeld (rechts).

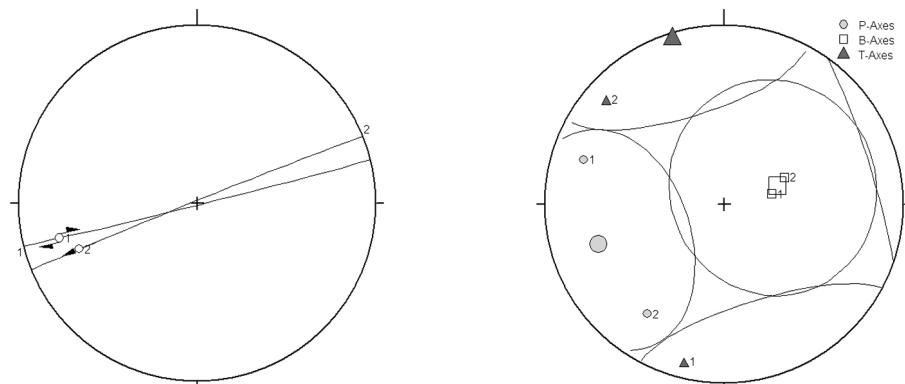


Abbildung 4.1.11.f: Seitenbewegungen mit abschiebendem Charakter (links) und berechnetes Stressfeld (rechts).

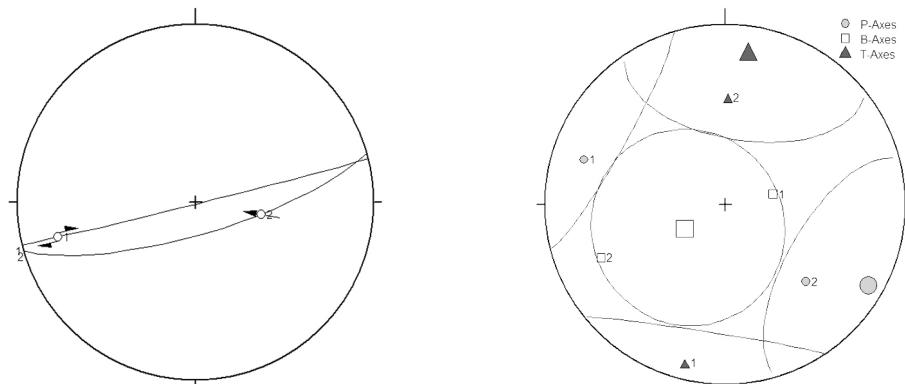


Abbildung 4.1.11.g: Seitenbewegungen mit aufschiebendem Charakter (links) und berechnetes Stressfeld (rechts).

#### 4.1.12. Strukturelle Resultate Hochreith Einheit

##### Westfuß Schwarzer Berg

Die Störungen fallen steil nach Nord, Nordost, Süd, Südwest und Nordnordwest. Die Harnischflächen und die dazugehörigen Lineare zeigen folgendes Bild:

- Steile Ost-West streichende Seitenbewegungen mit aufschiebendem Charakter nach West: Kompression aus Ost

- Steile Nordost-Südwest streichende Seitenbewegungen mit abschiebendem Charakter nach Südwest: Extension nach Südwest
- Steile Nordwest-Südost streichende Seitenbewegungen mit aufschiebendem Charakter nach Nordwest: Kompression aus Süd und Extension nach Ost
- Steile Nordwest-Südost streichende Seitenbewegung mit abschiebendem Charakter nach Südost: Extension nach Südost

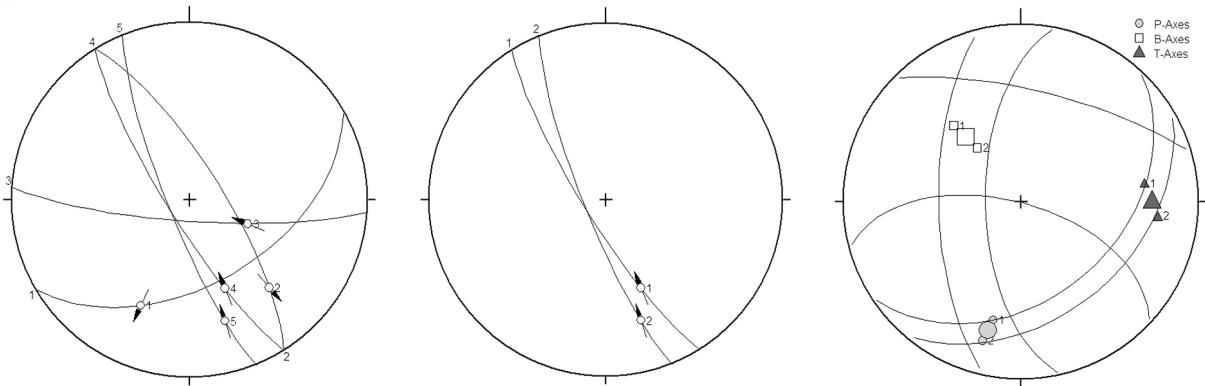


Abbildung 4.1.12.a: Harnische (links), Seitenbewegungen mit aufschiebendem Charakter (Mitte) und daraus berechnetes Stressfeld (rechts).

### Hochreithberg Süd

Die steilstehenden Störungen streichen Ost-West, steile Störungen fallen Südwest. Die Harnischflächen und die dazugehörigen Lineare zeigen folgendes Bild:

- Steile Ostnordost-Südsüdwest streichende, sinistrale Seitenbewegungen
- Nordgerichtete Aufschiebungen

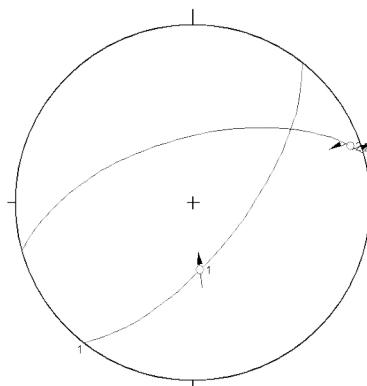


Abbildung 4.1.12.b: Harnischflächen am südlichen Hochreithberg.

### Forststraße Hochreithberg West

Die Faltenachsen fallen alle flach nach Südost ein. Steile Störungen fallen in alle Richtungen, mit Ausnahme nach Süd, ein. Die Harnischflächen und die dazugehörigen Lineare zeigt folgendes Bild:

- Steile Abschiebungen nach Nord: Extension nach Nord
- Steile Abschiebungen nach West: Extension nach West
- Steile Aufschiebungen nach Südost: Kompression aus Nordwest

- Steile Aufschiebungen nach Südwest: Kompression aus Nordost
- Steile Nordost-Südwest streichende, dextrale Seitenbewegungen
- Steile Ostnordost-West Südwest streichende, dextrale Seitenbewegungen
- Flache Aufschiebungen nach Nord
- Steile Aufschiebungen nach Südwest
- Steile Abschiebungen nach Westnordwest, Nordnordwest
- Steile Abschiebungen nach Südost

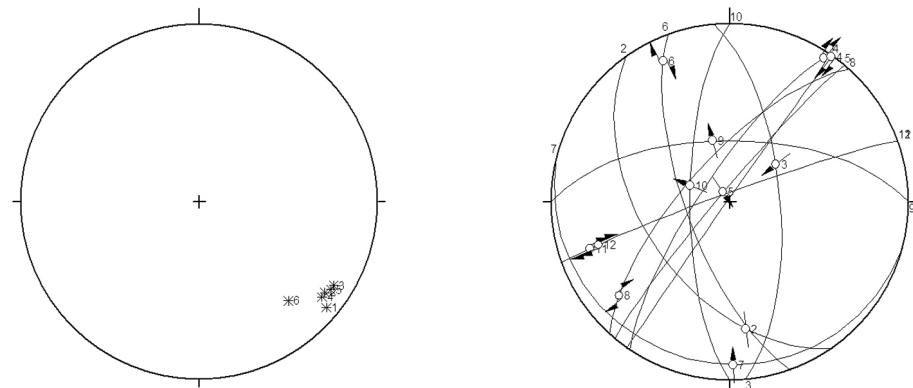


Abbildung 4.1.12.c: Faltenachsen (links), Harnischflächen (rechts).

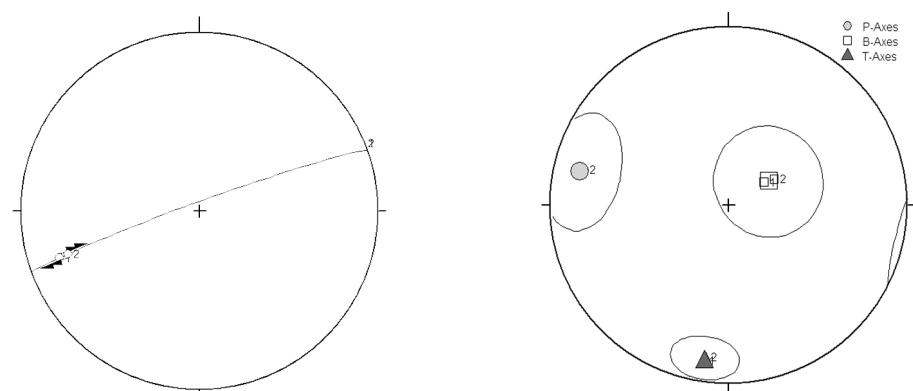


Abbildung 4.1.12.d: Ostnordost-West Südwest streichende, dextrale Seitenbewegungen (links) und berechnetes Stressfeld (rechts).

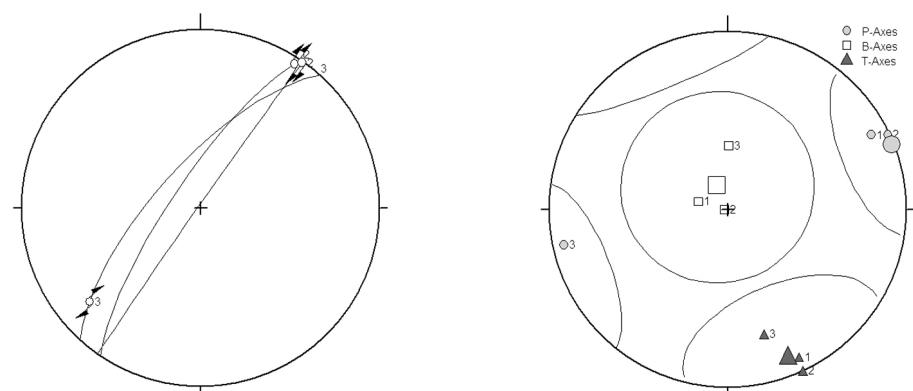


Abbildung 4.1.12.e: Nordost-Südwest streichende, dextrale Seitenbewegungen (links) und berechnetes Stressfeld (rechts).

## Hochreithberg Nord

Hier treten überwiegend Südost-Nordwest streichende, steile bis steilstehende Störungen auf. Etwas flacher nach Nordost bzw. Südwest fallende Störungen lassen auf einen listrischen Charakter der steilen Südost-Nordwest streichenden Störungen schließen. Zusätzlich treten steile bis steilstehende Nordnordost-Südsüdwest und steilstehende Südsüdost-Nordnordwest streichende Störungen auf. Die Faltenachsen, die beim Ammonitenfundpunkt gemessen wurden, fallen flach nach Süd bzw. nach Nord.

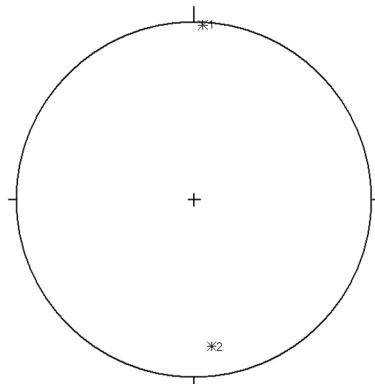


Abbildung 4.1.12.f: Faltenachsen am nördlichen Hochreithberg.

## Hochreithalmstraße

Störungen südlich der Hochreithalmstraße, im Bereich Riersberg, fallen steil nach Nordost, mittelsteil nach Süd und steil nach Südwest. Die gemessenen Sohlmarken (Flute casts) auf den Schichtflächen zeigen eine Nord-Süd bzw. eine Nordost-Südwest Transportrichtung des Materials an. Die Harnischfläche und das dazugehörige Linear zeigt folgendes Bild:

- Steile Aufschiebung nach Südsüdwest

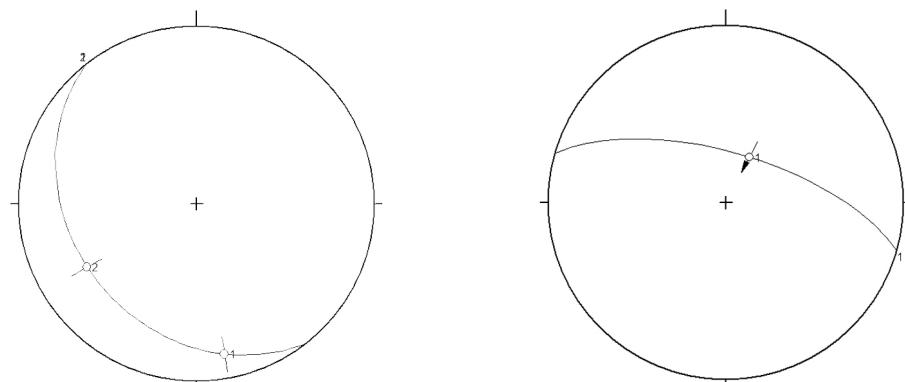


Abbildung 4.1.12.g: Strömungsmarken (links) und Harnischfläche (rechts) der Hochreithalmstraße. Der Sedimenttransport erfolgte aufgrund der flute casts in Nord-Süd bzw. Nordost-Südwest Richtung.

## Bachrainer

Störungen in der Umgebung des Berggasthofes Bachrainer fallen steil nach Nordost, West und Nordwest, steilstehende Störungen streichen Ostsüdost-Westnordwest.

### 4.1.13. Strukturelle Resultate Kellau

#### Barmstein Kalke Kellau

Steile und steilstehende Störungen streichen generell Nordost-Südwest. Die Harnischflächen und die dazugehörigen Lineare zeigen folgendes Bild:

- Mittelsteile Aufschiebungen nach Westnordwest bzw. Nordwest: Kompression aus Südost
- Steile Südost-Nordwest streichende, sinistrale Seitenbewegungen mit aufschiebendem Charakter nach Nordwest: Kompression von Ost bis Südost und Extension nach Nord

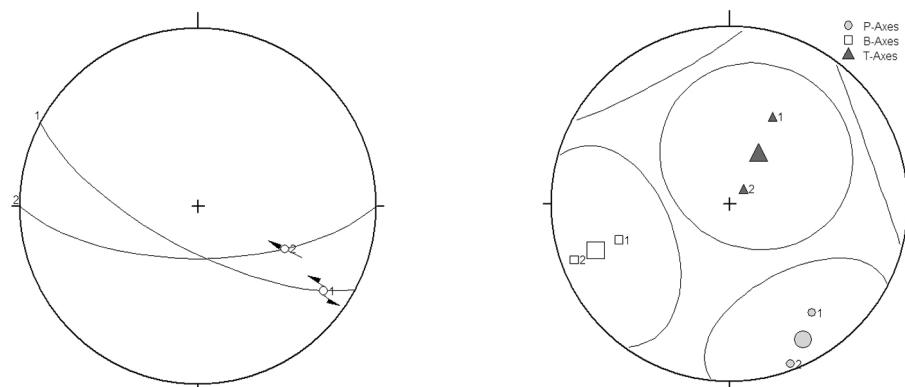


Abbildung 4.1.13.a: Seitenbewegungen mit aufschiebendem Charakter (links) und berechnetes Stressfeld (rechts).

#### Ober-Jurakalke des Rabenstein

Faltenachsen fallen flach nach Südwest. Die Störungen fallen steil nach Nordost, Südost und Nordwest. Die Harnischfläche und das dazugehörige Linear zeigt folgendes Bild:

- Steile Ost-West streichende Seitenbewegung, mit abschiebendem Charakter nach Ost

#### Haarecker

Steilstehende Störungen streichen Nordost-Südwest, Nordwest-Südost und Südsüdost-Nordnordwest. Steile Störungen fallen nach Südost ein.

#### 4.1.14. Biostratigraphische, fazielle und lithologische Diskussion

Aufgrund mikrofazieller und lithologischer Unterschiede kann die ehemals als Weitenauer Synklinale (z.B.: PLÖCHINGER 1990) bezeichnete oberjurassische bis unterkreidezeitliche Schichtfolge in zwei größere, paläogeographisch unterschiedliche Einheiten, Hochreith (distale Trattbergschwelle) und Weitenau (proximale Trattbergschwelle) unterteilt werden. Zur Weitenau zählen die Schichtfolgen östliche und zentrale Weitenau, Seewaldsee-Grabenwald, Krautegg und Kartererschlucht. Diese sind untereinander vergleichbar, zeigen aber auch jeweils spezifische Unterschiede in den einzelnen Profilen. Durch die neuen Ergebnisse sind auch die Bezeichnungen Weitenaumulde (PLÖCHINGER 1953), Seewaldbucht (PLÖCHINGER 1950/1951, SCHLÄGER 1953), Moosegger und Rußegger Muldenteil (PLÖCHINGER 1977a) in einem neuen Licht zu sehen. Generell kann die Hochreith Einheit nicht als Sillenkopf Molasse (MISSONI & GAWLICK 2011a) verstanden werden, sondern muss als obertithone bis barreme, sedimentäre Abfolge innerhalb des Oberalm/Roßfeld Beckens (Roßfeld Molasse: GAWLICK et al. 2008) gesehen werden.

##### Schichtfolge der östlichen und zentralen Weitenau

Über dem Untergrund der Schichtfolge, dem rhätischen Dachsteinkalk (FUGGER 1905: Lithodendronkalk des Klingelberges= Klinglerkogel, PLÖCHINGER 1953) liegen Brekzienlagen, die ehemals als „Oberalmer Basiskonglomerat“ (KÜHNEL 1925, PLÖCHINGER 1950/1951, 1953) angesehen wurden. Durch den sedimentologischen Charakter der Groklastika wie unsortierte, eckige Lithoklasten (entstanden aus z.B.: Massenbewegungen, Bergstürzen,...) in Verbindung mit einer überwiegend lokalen, umgelagerten Schichtfolge ist der Terminus Brekzie für diese Gesteine zutreffender als die Bezeichnung Konglomerat. Auch fehlen z.B. fluviatil transportierte, gerundete Gerölle. Die Komponenten entsprechen den zeitgleichen Brekzienlagen der höheren Tauglboden Formation aus dem Tauglboden Becken (GAWLICK et al. 1999, GAWLICK et al. 2007a).

- Kössen Formation
- Lagunärer, rhätischer Dachsteinkalk
- Kieselige, mergelige Ober-Jura Beckenfazies
- Rötliche Radiolarite (?Strubberg Formation)
- Agatha Formation (Kimmeridgium bis Unter-Tithonium)
- Kalkige, hemipelagische Ober-Jura Hang- und Beckenfazies

Aus diesen Lithoklasten kann eine Abfolge der Trattberg-Schwelle rekonstruiert werden, die z.B. entlang von fault-scars (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2009) mobilisiert wurde. Die Umlagerung erfolgte bereits in einem kalkigen Milieu wie die umgebenden hemipelagischen Kalke (Unter-Tithonium, Übergang Tauglboden zu Oberalm Formation) und die obertithone Oberalm Formation anzeigen. Die Bioklasten des Plattformbereiches (höherenergetischer Plattformrand, Riffnah) stammen aus der weiter südlich liegenden Plassen Karbonat Plattform, zeigen deren Änderung in der Polarität (SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2007, GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2009) und deren Erosion an (lagunäre Lithoklasten und ältere, lagunäre, mikritumkrustete Bioklasten). Nur über den basalen Brekzien liegen einige Bänke aus resedimentiertem Flachwassermaterial, die den kurzzeitigen Einfluss der obertithonen Karbonatplattform anzeigen. Über den hangenden Brekzienlagen folgen ausschließlich hemipelagische Kalke. Diese zeigen

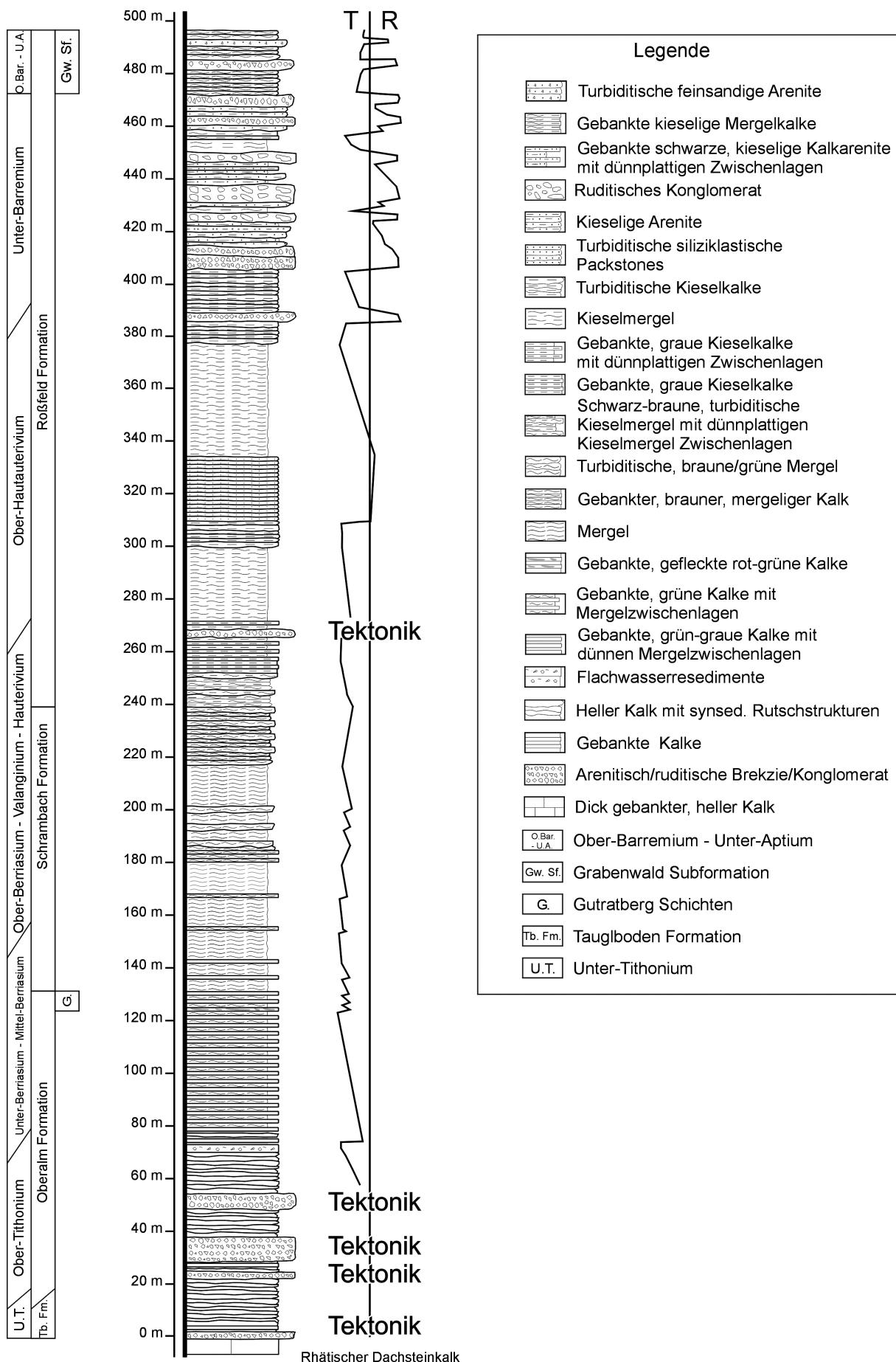


Abbildung 4.1.14.a: Zusammengesetztes Profil der östlichen und zentralen Weitenau und dessen se- quenzstratigraphische Interpretation. T: Transgression, R: Regression.

das rasche Abtiefen der Abfolge ohne jeglichen Eintrag von Flachwassermaterial an. Nur beim Aufschlusspunkt OK-W34 (Abb. 4.1.2.a, h) im Grenzbereich Ober-Tithonium/Unter-Berriasium zeigt eine dünne, resedimentierte Lage mit Flachwassermaterial das Existieren einer zeitgleichen Karbonatplattform an. In diesem Zeitraum erfolgte der Umschwung von weißen zu grünen, hemipelagischen Kalken und der Ausbildung von Mergellagen, die eine Erosion von tonigem Material anzeigen (vergleiche Kapitel 4.2.4.). Die kondensierte Abfolge des Unter-/Mittel-Berriasium (Gutratberg Schichten, früher Anzenbach Member: Hauterivium: PLÖCHINGER 1983, Valanginium bis Hauterivium: PLÖCHINGER 1990) wird rasch von feinkörnigem, siliziklastischem Material überlagert und zeigt einen graduellen Übergang zur Schrambach Formation. Dieser Übergang kann mit Ober-Berriasium datiert werden. Die Gutratberg Schichten zeigen somit im hangenden Teil der Oberalm Formation (Mittel-Berriasium) den Übergang zur Schrambach Formation an und sind nicht Teil der Schrambach Formation (z.B.: FUGGER 1907: rötlich-grünliche Mergelkalke, Fleckenmergelfazies; PLÖCHINGER 1950/1951: bunte Zwischenschichten, PLÖCHINGER 1990: rötliche Mergelkalke, sandig, rötliche Mergelschiefer) oder der Übergang von der Schrambach zur Roßfeld Formation (PLÖCHINGER 1953, 1983: schieferige Mergel). Die Schrambach Formation repräsentiert die feinkörnige, siliziklastische Beckenfüllung ab dem Ober-Berriasium bis in das Valanginium und Hauterivium. PLÖCHINGER (1953) kartierte Schrambach Kalke westlich des Klinglerkogel. Diese entsprechen aufgrund der Neuaufnahme der Oberalm Formation. Die von PLÖCHINGER (1968) beschriebenen Gesteine der Unteren Roßfeldschichten des Valanginium bis Hauterivium (graue, sandige Mergelschiefer, schieferige Sandsteine) können in der östlichen und zentralen Weitenau nicht als solche angesprochen werden. Es handelt sich vielmehr um feinkörnige, karbonatische siliziklastische Gesteine der Schrambach Formation. Vor allem der detritäre Sandgehalt der Gesteine ist wesentlich geringer ausgeprägt. Es kann nur von quarzhältigen bis quarzführenden, turbiditischen Mergeln gesprochen werden und nicht von Sandsteinen. Der lithologische Übergang von den Mergeln zu den Kieselmergeln und Kieselkalken erfolgte im Hauterivium. Die im Ober-Hauterivium eingeschalteten, lithoklastischen Crinoidenturbidite zeigt die Erosion der oberjurassischen bis berriasischen Plassen Karbonat Plattform und deren zeitgleichen Beckenkarbonate (Oberalm Formation) an. Daneben zeigen aber die mikrofaziell bestimmten Bioklasten ganz eindeutig ein im Ober-Hauterivium bestehendes Flachwasserareal mit riffoiden Körpern. Die agglutinierenden Foraminiferen und die feinkörnigen, gemischt karbonatisch siliziklastischen Schelfsedimente dokumentieren, dass es sich um ein siliziklastisch beeinflusstes Ökosystem gehandelt haben muss. Durch einen generellen Meeresspiegelrückgang im Hauterivium (GRADSTEIN et al. 2004), mit einem Tiefstand in der *Balearites balearis* Ammonitenzone können die Crinoidenturbidite möglicherweise einer Meeresspiegelschwankung zugeordnet werden. Die unterlagernden Kieselkalke zeigen den Vergröberunstrend (Regression) und die hangenden Kieselmergel (Ober-Hauterivium nach PLÖCHINGER 1990) die nächste Transgression.

Ein Abtrennen der Schrambach von der Roßfeld Formation in dieser Schichtfolge kann entweder am Übergang der feinsiliziklastischen Mergel zu den Kieselmergeln/Kieselkalken, mit dem Auftreten der Crinoidenturbidite im Ober-Hauterivium oder mit dem Einsetzen der Roßfeld Konglomerate im Unter-Barremium vorgenommen werden. Durch Vergleiche mit dem Roßfeld, dem Steinbruch Gutratberg und Bad Ischl ist klar, dass es hier in der östlichen und zentralen Weitenau keine obervalanginen Konglomeratlagen gibt. Eine Abtrennung von unervalanginen Mergeln und obervalanginen Mergeln erscheint nicht zielführend, da diese Formationsgrenze im Gelände nicht verifizierbar ist. FUGGER (1905, 1907) und PLÖCHINGER (1968) gaben in der Roßfeld

Formation auch dunkelgraue Sandsteine an. Diese konnten allerdings nicht nachgewiesen werden. Möglicherweise wurden die auftretenden siliziklastischen Packstones oder die crinoidenreichen, quarzführenden, lithoklastischen Arenite makroskopisch als Sandsteine bestimmt. Die Komponenten der grobklastischen Roßfeld Konglomerate wurden bis jetzt ebenfalls nur makroskopisch bestimmt (PLÖCHINGER 1953, 1968).

- Bunte Hallstätter Kalke
- Dachsteinkalk
- Ober-Jura Kalk
- Schrambach Kalk
- Roßfeld Mergel, Roßfeld Sandstein
- Diabas
- Hornstein
- Quarz

Die mikrofazielle Analyse ergab folgende Komponenten.

Karbonate:

- Obere Werfen bis basale Gutenstein Formationen
- Ober-Tithonium bis Berriasium: Plassen Karbonat Plattform und deren zeitgleiche Beckenfazies (Oberalm Formation)
- Mittel- bis Ober-Berriasium Beckenfazies (Oberalm Formation) und distale Hangfazies

Gemischt karbonatisch siliziklastische Gesteine:

- Feinkörnige Schelfsedimente mit Quarz, detritären Körnern

Kieselsedimentgesteine:

- Ophiolithsequenz: Radiolarite
- Ophiolithsequenz: verkieselte Tiefseetone
- Mikrokristalline Kieselsedimentgesteine mit Verwitterungssäumen

Magmatite:

- Ophiolithsequenz: Vulkanite, Basalte

Metamorphe:

- Ophiolithsequenz: Serpentinite

Siliziklastika:

- Verschiedene Siltsteine, Sandsteine
- Quarz, Schwerminerale, detritäre Körner

Generell entsprechen die makroskopisch bestimmten Ober-Jura-und Unter-Kreide Gesteine den mikrofaziell beschriebenen. Durch das Nichtvorhandensein von Hall-

stätter Kalk und Dachsteinkalk sind aber durchaus auch andere, als tektonische Interpretationen für die Entstehung der Roßfeld Konglomerate, zulässig (vgl. PLÖCHINGER 1968). Die jurassischen und kretazischen Karbonate repräsentieren überwiegend lokale Sedimentgesteine, die durch lokal begrenzte Hangschuttfächer und Erosionsrinnen umgelagert wurden. Durch Bewegungen der im Liegenden der Karbonate des Ober-Tithonium und Berriasum vorhandenen Alpinen Haselgebirge Mélange kam es zur Erosion und Umlagerung der Gesteine in lokale Hangschuttfächer (vgl. Kapitel 5.). Die Werfen bzw. Gutenstein Formation stammt entweder bereits aus den, in die obertiethonen Brekzien umgelagerten Komponenten (siehe Seewaldsee-Grabenwald Einheit) oder sie zeigen eine weitere Erosion der spätmittel- bis frühoberjurassischen Wildflysch Becken (z.B.: Lammer Becken) an. Die gemischt karbonatisch siliziklastischen Gesteine repräsentieren den unterkretazischen Schelfbereich, der randlich möglicherweise durch gröbere Siliziklastika (Quarzsandsteine) geprägt wurde. Die Exotika aus der Ophiolithsequenz sind fluviatil an den Rand des Ablagerungsraum transportiert worden. Die gemeinsame Ablagerung von lokalem Karbonatschutt und fluviatil herantransportierten Exotika auf der proximalen Trattberg-Schwelle im Unter-Barremium kann mit den mehrmals auftretenden Meeresspiegelschwankungen (GRADSTEIN et al. 2004) am besten erklärt werden. Durch Regression konnten die Flüsse das randlich abgelagerte Material wiederholt erodieren. Den siliziklastischen Schelf zerschnitten zahlreiche Flussysteme (channels), welche die lokalen karbonatischen Schuttfächer anschnitten und diese erneut umlagerten und mit den Siliziklastika vermischten. Die Redeposition von unterkretazischem (Valanginium/Hauterivium) lithoklastischem und bioklastischem Material einer Karbonatplattform oder –rampen Entwicklung kann zum ersten Mal aus den oberhauteriven/unterbarremen Konglomeraten der Weitenau beschrieben werden. Zusätzlich zeigen die Bioklasten ein im Unter-Barremium bestehendes, karbonatisches Flachwasserareal an. Die in den Profilen gezeigten wechselnden, groben ruditischen, arenitischen und mergeligen Schichten spiegeln eine unruhige Sedimentation wieder, die entweder auf kleinmaßstäbliche Meeresspiegelschwankungen oder auf Verlagerungen der fluviatilen Zufahrtskanäle zurückzuführen sind (vgl. DARGA & WEIDICH 1986).

Im nördlichen Hundskar konnte erstmals die Existenz von resedimentierten Orbitolinen festgestellt werden (SCHLAGINTWEIT et al. in Druck). Damit reicht die Schichtfolge der östlichen und zentralen Weitenau bis in das Ober-Barremium/Unter-Aptium (Grabenwald Subformation). Die Komponenten der Arenite zeigen neben den vorhandenen Flachwasserbioklasten (karbonatisches Flachwasserareal in der Nähe der Nördlichen Kalkalpen) auch ein ähnliches Liefergebiet (Ophiolithsequenz, jurassische und kretazische Karbonate), wie jenes der älteren Roßfeld Konglomerate, an. Die Schichtfolge der östlichen und zentralen Weitenau kann im Zeitraum Ober-Berriasium bis Unter-Aptium als ein Verfüllen eines unterfüllten Vorlandbeckens (Oberalm/Roßfeld Becken: GAWLICK et al. 2008) angesehen werden. Die Angliederung der Trattberg-Schwelle an die Beckenbereiche im Unter-Tithonium hatte tektonische Ursachen, die eng mit der Evolution der Plassen Karbonat Plattform im Zeitbereich Unter-/Ober-Tithonium bis Mittel-Berriasium, verknüpft war.

### **Seewaldsee-Grabenwald Einheit**

Die Basis der Schichtfolge bilden Hauptdolomit, Kössen Formation und rhätischer Dachsteinkalk (BITTNER 1884, FUGGER 1905, 1907, PLÖCHINGER 1950/1951, 1953, 1987, SCHLAGER 1953). Die oberjurassische bis unterkretazische Abfolge am Seewaldsee be-

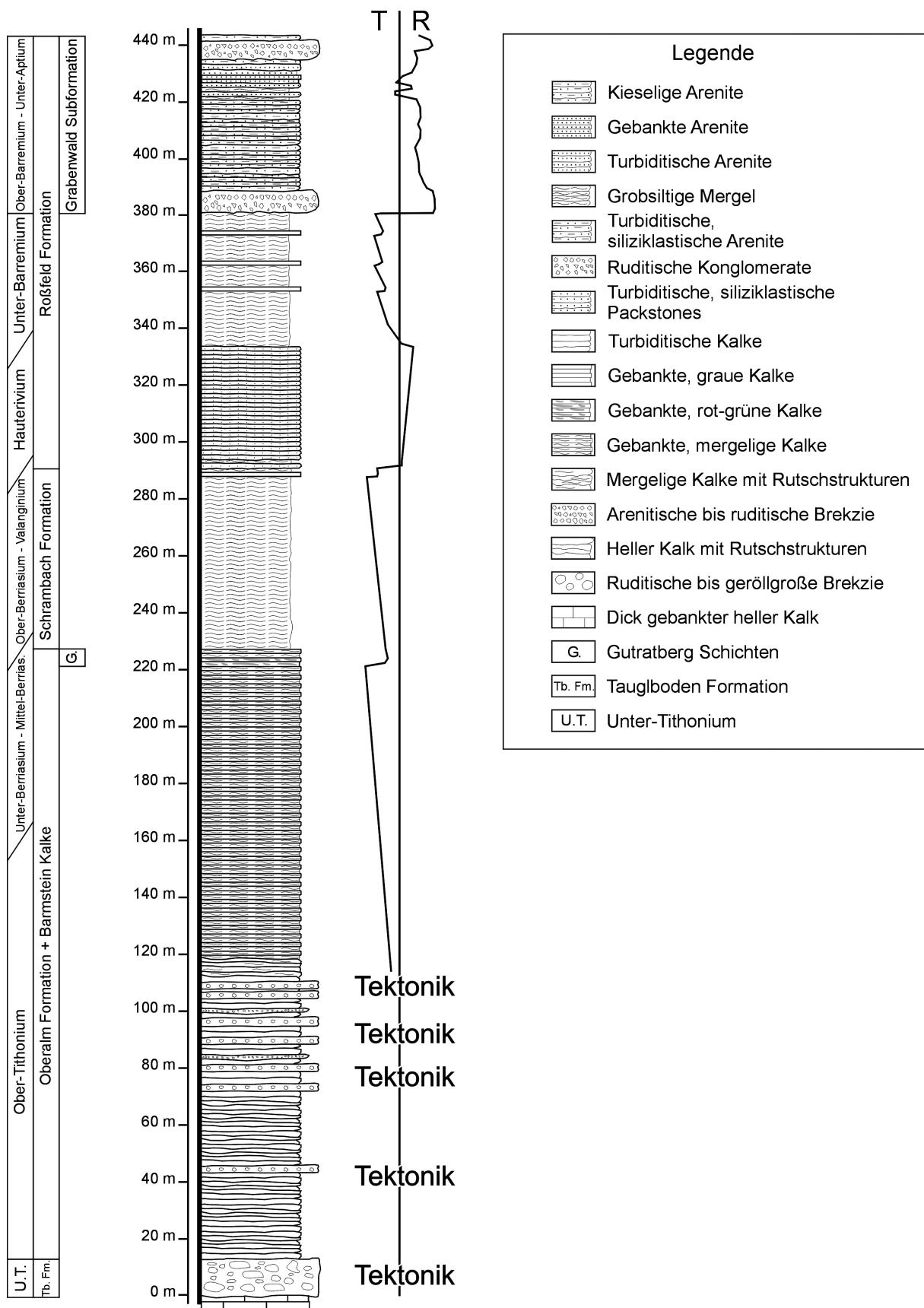


Abbildung 4.1.14.b: Zusammengesetztes Profil der Seewaldsee-Grabenwald Schichtfolge mit einer sequenzstratigraphischen Interpretation. T: Transgression, R: Regression.

ginnt, analog zu jener in der östlichen Weitenau, mit Brekzienlagen (ehemals Oberalmer Basiskonglomerat: KÜHNEL 1925, PLÖCHINGER 1950/1951, 1953), die hauptsäch-

lich lokale Karbonat Lithoklasten beinhalten. Die makroskopische Brekzienanalyse (PLÖCHINGER 1950/1951, 1953, SCHLAGER 1953) und die mikrofazielle Analyse lieferten generell übereinstimmende Ergebnisse.

- Kössen Formation
- Lagunärer, rhätischer Dachsteinkalk
- Scheibelberg Formation (Ober-Hettangium bis Unter-Sinemurium)
- distale Hangfazies (Ober-Jura)
- proximale Hangfazies (Ober-Jura)

Die Komponenten der Brekzien entsprechen einer lokalen Schichtfolge, die durch Escarpments (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2009) in Form von lokalen Schuttfächern und Hangschuttmaterial remobilisiert wurde. Es kann weder von orogenen Sedimenten (SUÈSS & MOJSISOVICS 1868), noch von einer Transgression der Brekzien über die älteren Schichtglieder gesprochen werden (DEL NEGRO 1949). Vielmehr repräsentieren die Brekzien eine tektonische Phase, in der die Trattberg-Schwelle der Seewaldsee-Grabengau Schichtfolge dem untertithonen Tauglboden Becken bzw. in weiterer Folge dem obertithonen bis unterapten Oberalm/Roßfeld Becken angegliedert wurde. Weitere Vorkommen dieser Brekzien, entlang des südlichen Osterhorn von der Fagerwand bis an das Gamsfeldmassiv im Osten, beschrieb PLÖCHINGER (1950/1951, 1953). Zeitgleich mit der Brekzienmobilisierung erfolgte die weitere Überlagerung mit karbonatischer Becken- und Hangfazies. Dehnungsklüfte und Zerrspalten können in den resedimentierten Lithoklasten beobachtet werden. Diese Strukturen können durch gravitative Instabilitäten in den Schüttungskörpern bedingt sein. Ein Teil des Sedimentes wurde auch in noch plastischem Zustand resedimentiert und zwischen die Lithoklasten eingequetscht. Die basale, mergelig-kieselige Matrix mit *Saccocoma* sp. entspricht der Mikrofazies der höheren Tauglboden Formation im höheren Untertithonium. Die darüber folgenden hemipelagischen Kalke der Oberalm Formation stammen bereits aus dem Ober-Tithonium. Die hemipelagischen Beckenkarbonate, die Hangfaziestypen und die resedimentierten Bioklasten sind in den Brekzien ebenso vorhanden wie Flachwasserlithoklasten (Lagunenfazies, bewegtes Flachwasser, riffnahe Fazies, Plattformrandbereiche, Hartgründe). Diese zeigen eine beginnende Erosion der Karbonatplattform (Lagunenfazies, SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2007) und das erneute Aufwachsen von Plattformrändern (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2009) im unteren Ober-Tithonium an. Synsedimentäre, gravitativ bedingte Rutschungen der Oberalm Formation und der Brekzienkörper zeigen anhaltende Instabilitäten im Sedimentstapel durch hohen Sedimenteintrag und einer Reliefübersteilung an. Die in die Oberalm Formation eingeschalteten Flachwasser Resedimente können als gut sortierte Schüttungen der mittleren Hangfazies interpretiert werden. Diese nehmen zum Hangenden rasch ab und zeigen ebenso wie das Profil der östlichen und zentralen Weitenau den raschen Abtiefungstrend innerhalb des Ober-Tithonium an. Der Übergang zu mergeligen Kalken erfolgt bei Profilmeter 120 (Abb. 4.1.3.b, 4.1.14.b). Diese Kalke wurden von FUGGER (1907) als Fleckenmergelfazies kartiert, wobei allerdings Oberalm und Schrambach Formation in dieser Fazies auftreten können. PLÖCHINGER (1953) kartierte tithone Hornsteinkalke, die von Schrambachkalken in Fleckenmergelfazies begleitet werden. Durch die Neuergebnisse kann sowohl der obertithone, als auch der unterberriasische Anteil dieser Fleckenmergelfazies der Oberalm Formation zugeordnet werden. Nach dem Ende der Resedimentationsphase stellten sich uniforme Beckenkarbonate mit Mergelzwischenlagen im Unter-Berriasium ein. Der Übergang zum Mittel- und Ober-Berriasium (Gutratberg Schichten und Schrambach Formation) ist am

Seewaldsee nicht aufgeschlossen. Die darüber folgenden, feinkörnigen Siliziklastika gehören bereits zur Schrambach Formation. Diese sind durch ihren zum Hangenden zunehmenden, siliziklastischen und turbiditischen Charakter gekennzeichnet. Aus grauen Mergeln konnte PLÖCHINGER (1968) *Neocomites* (*Neocomites*) *neocomiensis* (D'ORBIGNY 1841) bestimmen, der eine Reichweite von (Berrias: DIMITROVA 1967) Ober-Valanginium bis Hauterivium (IMMEL 1987) hat. In mergeligen, dunklen „Sandsteinen“ westlich des Seewaldsees konnte PLÖCHINGER (1953, 1955) *Holcostephanus* (*Asteria*) *asteriana* (D'ORBIGNY 1840) (= *Olcostephanus* (*Olcostephanus*) *asterianus* (D'ORBIGNY 1840)) aufsammeln. IMMEL (1987) gab als Verbreitung das Ober-Valanginium an, aber auch ein unterstes Hauterivium ist noch möglich. Dieses Alter ist konform mit dem, aus dem graduellen Übergang von den Mergeln zu den siliziklastischen Packstones bestimmten (Profil 4.1.3.h: Unter-Hauterivium). Somit kann für die Mergel ein valangines bis unterhauterives Alter als sicher angesehen werden. Durch das Fehlen der obervalanginen Konglomeratlagen (vgl. Bad Ischl, Roßfeld, Steinbruch Gartenau) erscheint es zielführend die turbiditische Mergelsequenz als Schrambach Formation anzusprechen und eine, weder im Gelände noch lithologisch nachzuvollziehende Unterteilung in Untere Roßfeld Schichten (PLÖCHINGER 1968: graue, sandige Mergelschiefer, schieferige Sandsteine) innerhalb der Mergel vorzunehmen. Der Übergang zu den überlagernden, siliziklastischen Packstones erfolgt graduell (Abb. 4.1.3.h). Die siliziklastischen Packstones zeigen eine turbiditische Sequenz an, die durch vermehrten Sedimenteintrag vom Schelf in die Beckenbereiche gekennzeichnet ist. Mikrofazielle Ähnlichkeiten zu den in die turbiditischen Mergel und Kieselmergel des Schönleitenbaches eingelagerten Bänke bestehen auf alle Fälle. Biostratigraphisch sind sie durch das Vorkommen von *Spuditiscus pechhäuslensis* (WEBER 1942), westlich des Gehöftes Seewald in grauen, plattigen „Sandsteinen“, mit Valanginium bis Hauterivium (PLÖCHINGER 1955) eingestuft. Ob es sich um eine progradierende Sequenz während eines Meeresspiegelhochstandes oder während einer Regression handelt, kann nur durch Vergleiche mit den altersmäßig und lithologisch ähnlichen Gesteinen vom Roßfeld und von Bad Ischl interpretiert werden. Eine Vertiefungsabfolge durch die stärkere Verkieselung innerhalb der siliziklastischen Packstones (kieselige, feinsandige Resedimente) bzw. einer Verkieselung durch verringerten, feinsiliziklastischen Eintrag durch einen Meeresspiegelanstieg erscheint aber möglich. Den überlagernden Mergeln, zwischen Schönleiten und Grabenwald, kann durch die Datierung der unter- und überlagernden Gesteine ein oberhauterives bis unterbarremes Alter zugewiesen werden (vgl. FUCHS 1968: Unter-Aptium; vgl. WEIDICH 1990: Mittel-Aptium). Diese Mergel könnten die Ammonitenfundstellen von UHLIG (1882) beinhalten. Allerdings wären weitere Geländekampagnen nötig, um entsprechendes Material aufzusammeln. Bereits PLÖCHINGER (1990) vermutete für diese „sandigen“ Mergel ein mögliches oberhauterives Alter. Die in den Mergeln auftretenden Kalkbänke, mit resedimentiertem Karbonatmaterial einer oberhauteriven bis unterbarremen Karbonatrampe oder -plattform bestätigen (siehe Diskussion östliche und zentrale Weitenau) den Einfluss eines karbonatischen Flachwasserareals in den zentralen Nördlichen Kalkalpen zu dieser Zeit.

Die hangend folgende, abwechselnd ruditische bis siltige Grabenwald Subformation des Ober-Barremium bis Unter-Aptium zeigt das abschließende Verflachen und Verfüllen des Beckens, in dem auch bereits vermehrt terrestrische Einflüsse spürbar werden (kohleführende Mergel mit Bernstein, PLÖCHINGER 1968, WINKLER 2003). Die von FUGGER (1905) am Grabenwaldrücken angegebenen Mergel und Sandsteine könnten als siltige Mergel bzw. siliziklastikareiche Arenite angesprochen werden. Die vorhandenen Bioklasten weisen auf ein karbonatisch dominiertes Flachwasserreal mit riffoiden Körpern, Hartgründen und siliziklastischem Einfluss hin. Durch die auftretenden Orbitoli-

nen kann ein oberbarremes bis unteraptes Alter angenommen werden (SCHLAGINTWEIT et al. in Druck). Bei den Lithoklasten kommt es zu einem starken Rückgang der Karbonate der Plassen Karbonat Plattform und der Oberalm Formation. Vermehrt treten gemischt karbonatisch siliziklastische Sedimente des Schelfes z.B. Quarz-Crinoiden Sandsteine und Siltsteine auf.

Karbonate:

- Plassen Karbonat Plattform
- Mergelige Wackestones bis Packstones des Schelfbereiches

Kieselsedimentgesteine:

- Ophiolithsequenz: Radiolarite
- Ophiolithsequenz: verkieselte Tiefseetone

Magmatite:

- Ophiolithsequenz: Vulkanite
- Ophiolithsequenz: Plutonite
- Vulkanisches Glas

Siliziklastika:

- Metasedimente z.B. Quarzite
- Sandsteine, Siltsteine
- Quarz, Schwerminerale, detritäre Körner

Magmatite, Radiolarite und Chromit zeigen die fortschreitende Erosion des ophiolithischen Deckenstapels an. Den quantitativ größten lithoklastischen Anteil nehmen Quarzite und quarzreiche Siliziklastika ein. Diese zeigen eine tiefgreifende Erosion des Hinterlandes an, wobei aus dem neu angeschnittenen Liefergebiet nur die Quarzite bis in das Oberalm/Roßfeld Becken transportiert wurden. Die kohleführenden Mergel mit Bernsteinspuren, die in der Nähe der Grabenwaldbrücke hangend der basalen Rudite und Arenite der Grabenwald Subformation aufgeschlossen waren sind nach FISCHER (1982) bzw. WINKLER (2003) heute im Anstehenden nicht mehr erhalten. Diese jüngsten Ablagerungen der Seewaldsee-Grabenwald Schichtfolge wurden bei einem regressiven Trend (GRADSTEIN et al. 2004) beim Verfüllen des Oberalm/Roßfeld Beckens ab dem höheren Unter-Aptium abgelagert. Es handelt sich nicht um vorstoßende Tiefseefächer (FAUPL & TOLLMANN 1979, PLÖCHINGER 1983), sondern eher um lokale, gröberklastische Fächer (vgl. DARGA & WEIDICH 1986, siehe DECKER et al. 1987). Der schnelle Wechsel der Fazieszonen zeigt eine Änderung der Zufuhrkanäle oder kurzzeitige Meerespiegelschwankungen an. Für eine genauere Aussage wären im Bereich des Grabenwaldrückens eine detaillierte, flächige Kartierung der sedimentologischen Phänomene und lithologischen Unterschiede anzustreben.

## Krautegg Schichtfolge

Die Basis der Krautegg Schichtfolge liegt nach PLÖCHINGER (1987) etwas nördlich des

Anwesens Mahdhiasl. Über den basalen Brekzien des „Oberalm Basiskonglomerates“ liegt die Oberalm Formation. Im Bereich des Putzenbauers ist bereits der berriasische Anteil aufgeschlossen. Um eine Eingliederung in die Seewaldsee-Grabenwald Schichtfolge vornehmen zu können, wäre vor allem eine genaue Mächtigkeitsanalyse der Brekzien und der auflagernden Oberalm Formation durchzuführen. Die weitere Abfolge des Berriasisum bis in das Hauterivium ist mit der Seewaldsee-Grabenwald Einheit in groben Zügen zu vergleichen. Letzte resedimentierte Flachwasserturbidite sind innerhalb des Unter-Berriasisum der Oberalm Formation eingeschaltet und damit etwas jünger als jene des Seewaldsees, die im Ober-Tithonium enden. Die hellen synsedimentär gebankten Kalke gehen im Unter-/Mittel-Berriasisum in eine gebankte Fazies über. In diesem Zeitabschnitt stabilisiert sich der karbonatische Sedimentstapel möglicherweise durch verminderte Karbonatproduktion in der Plattform. Zugleich werden die Kalke mergelig und zeigen den Eintrag von feinkörnigen Siliziklastika an. Die Gutratberg Schichten bilden innerhalb des höheren Mittel-Berriasisum den Abschluss der kalkigen Sedimentation (Diskussion siehe oben und Kapitel 4.2.4.). Diese lithologische Ausbildung ist womöglich der fehlende, zur Zeit nicht aufgeschlossene Teil der Seewaldsee-Grabenwald Schichtfolge. Die Mikrofazies, Lithologie und das biostratigraphische Alter ist ident mit den Gutratberg Schichten der östlichen und zentralen Weitenau. Der Übergang zu den braunen Mergeln kann in diesem Profil biostratigraphisch nicht erfasst werden, dürfte aber im Ober-Berriasisum liegen. Die braunen Mergel können mit jenen der Seewaldsee-Grabenwald Schichtfolge (Valanginium bis Unter-Hauterivium) verglichen werden. Sie sind hier allerdings tektonisch etwas reduziert. Auch in diesem Profil fehlen die basalen, obervalangininen Konglomerate der Roßfeld Formation. Somit werden, analog zum Seewaldsee-Grabenwald Profil das Einsetzen der mergeligen, siliziklastischen, turbiditischen Packstones als Basis der Roßfeld Formation definiert (Unter-Hauterivium bis ?Ober-Hauterivium). Die weitere Abfolge entlang der Straße zum Gehöft Krautegg zeigt den hangenden Teil der siliziklastischen Packstones, die hier stärker verkieselt sind und lithologische Anklänge an die Hochreith Schichten (Hochreith Einheit) zeigen. Der hangende Teil der Krautegg Abfolge ist spärlich aufgeschlossen. Durch aufgesammelte Lesesteine, die mit den anstehenden Mergeln östlich Gehöft Schönleiten und unter der Grabenwaldbrücke vergleichbar sind, kann eine lithologische Vergleichbarkeit erkannt werden. Durch die Ähnlichkeit der kretazischen Schichtglieder ist eine paläogeographische Nähe zur Seewaldsee-Grabenwald Schichtfolge als sehr wahrscheinlich anzunehmen. Somit ist die Krautegg Schichtfolge insofern wichtig, da sie den Übergang von der Oberalm Formation über die Gutratberg Schichten in die Schrambach Formation, innerhalb der Seewaldsee-Grabenwald Abfolge, dokumentiert.

## Kertererschlucht, Osterhorn

Die Neuuntersuchung der Kertererschlucht war von der primären Frage, ob diese Gesteine die Basis der Hochreith Abfolge darstellen, geprägt. Diese Frage kann eindeutig mit „nein“ beantwortet werden. Die sedimentären Schichtfolgen der Kertererschlucht sind dem Seewaldsee-Grabenwald Profil (inklusive Krautegg Schichtfolge) näher verwandt bzw. teilweise gleichartig entwickelt. Allerdings sind in der östlichen Kertererschlucht nur mehr die unterberriasischen Teile der Oberalm Formation anstehend. Weitere Untersuchungen der westlichen Abschnitte, inklusive der Barmstein Kalke (beprobt von G. CsÁSZÁR) und der liegenden Anteile in Richtung Zimmereck müssen in Zukunft zeigen, welche Unterlagerung unter der Oberalm Formation auftritt (Taugl-

boden Formation im eigentlichen Sinne oder Brekzienlagen (ehemals Oberalmmer Basiskonglomerat) über rhätischem Dachsteinkalk (BITTNER 1884, FUGGER 1905: Lithodendronkalk und Kössener Mergel am Zimmereck). Die von PLÖCHINGER (1953) an der Fagerwand kartierten Schichtglieder Rhätkalk, bunter Lias, „Oberalm Basiskonglomerat“ und Oberalm Formation liegen in der östlichen Fortsetzung des Zimmereckes und geben möglicherweise einen Hinweis auf die sedimentäre Unterlagerung der Oberalm Formation der Kartererschlucht. Zusätzlich sind die Mächtigkeiten der ober-tithonen bis berriasischen Oberalm Formation und die Häufigkeit der Barmstein Kalke zu kartieren, um festzustellen, ob die paläogeographische Lage der Seewaldsee-Grabenwald Schichtfolge (Hochzone im Ober-Tithonium) oder einer Position mit erhöhter Subsidenz im Ober-Tithonium (Osterhorn) entspricht. Der sedimentäre Übergang zu den grünen Feinsiliziklastika, die zwischen der alten Mühle und der Oberalm Formation anstehen ist ebenfalls nicht aufgeschlossen. Die turbiditischen Mergel gehören bereits der Schrambach Formation (PLÖCHINGER 1978: plattige, sandige Neokommergel) an. Die Funde von *Neocomites* sp. und *Olcostephanus* (*Olcostephanus*) *asterianus* (D'ORBIGNY 1840) durch PLÖCHINGER (1978) ergeben ein obervalangines bis unterhauterives Alter (IMMEL 1987). Ein im Burgmuseum Golling ausgestellter *Hamites* sp. aus der Kartererschlucht (aufgesammelt von E. BADER), der aus dem Zeitbereich Albium bis Cenomanium bekannt ist (IMMEL 1987) gibt weitere Fragen über die stratigraphische Reichweite der Grabenwald Subformation auf, die nur durch weitere biostratigraphische Untersuchungen geklärt werden können. Anstehend wurden keine altersmäßig gleichartigen Gesteine in der gesamten Weitenau gefunden. L. BUJTOR (persönliche Mitteilung) vermutet ein erodierte und umgelagerte Ammonitenfragment des Albium/Cenomanium (IMMEL 1987) oder eine möglicherweise, bedingt durch eine schlechte Erhaltung der Querschnitte, Rippel und der Suturlinie, Fehlinterpretation der Merkmale. Die sedimentäre Überlagerung der Schrambach Formation besteht aus gebankten, kieselig-mergeligen, siliziklastischen Packstones der Roßfeld Formation, die sich bis zum Höltham und in die zentrale Kartererschlucht ziehen. Sie sind mikrofaziell mit den Gesteinen der Krautegg Schichtfolge südlich Putzenbauer, aber vor allem mit den Kieselkalken südlich Krautegg verwandt und dürften ein vergleichbares Alter aufweisen. Die sedimentär hangenden Mergel des Unter-Barremium fehlen in diesem Profil tektonisch bedingt oder durch eine mögliche Erosion im Unter-Barremium (Meeresspiegeltiefstand, GRADSTEIN et al. 2004). Die orbitolinen-führenden, lithoklastischen Arenite (Abb. 4.1.5.a) der Grabenwald Subformation liegen in sedimentärem Kontakt direkt auf den Mergeln der Schrambach Formation. Das mikrofaziell bestimmte Inventar der Arenite zeigt neben einem oberbarremen bis unterapten, karbonatischen Flachwasserrreal mit kalzitischen Schwämmen und Orbitolinen, analog zum Profil Seewaldsee-Grabenwald und Weitenau, die fortschreitende Erosion der Ober-Jura bis Unter-Kreide Karbonatplattform, des ophiolithischen Deckenstapels und die Erosion eines sedimentären und metasedimentären Hinterlandes (Phyllite, Quarzite). Diese Gesteine werden vermehrt erst im Ober-Barremium bis Unter-Aptium in das Oberalm/Roßfeld Becken transportiert. Ob auch karbonatische Gesteine an dem Aufbau dieses Hinterlandes beteiligt sind, kann nicht festgestellt werden. Die Schichtfolge der Kartererschlucht bzw. des südlichen Osterhorn endet, mit einer Verfüllung der Beckenbereiche im Rahmen einer Verflachungsabfolge, somit ebenfalls im Ober-Barremium bis Unter-Aptium.

## Hochreith Einheit

Die sedimentäre Entwicklung der Hochreith Einheit weicht in den basalen Partien

grundlegend von der Weitenauer Einheit ab. Jedoch zeigen lithologisch unterschiedliche, aber zeitgleiche Sedimentgesteine Merkmale, die nicht nur mit der Weitenau sondern auch mit dem Steinbruch Gutratberg und Bad Ischl übereinstimmen.

Die Basis der Schichtfolge wurde von PETRASCHEK (1947a) aus einer Bohrung beschrieben. Es handelt sich dabei um makroskopisch bestimmte, graue Schrambach Kalke (PETRASCHEK 1947a). Ein Vergleich der älteren Definition (Jura= Oberalmmer Kalk, Kreide= Schrambach Kalk, z.B.: FUGGER 1907, DEL NEGRO 1960) mit neuen, biostratigraphisch unterstützten Daten zeigt, dass diese Gesteine auch der Oberalm Formation (Ober-Tithonium bis Mittel-Berriasium) angehören können. Leider sind aus den Bohrungen keine Calpionellendaten wie z.B. im Steinbruch Gutratberg (PLÖCHINGER 1977b) verfügbar. Es deutet aber alles darauf hin, dass die Alpine Haselgebirge Mélange, analog zu den Vorkommen Steinbruch Gutratberg und Bad Ischl im Ober-Tithonium in den Sedimentationsraum der Oberalm Formation eingliedert. Durch diese vergleichbaren sedimentologischen, mikrofaziellen und lithologischen Charakteristiken mit dem Steinbruch Gutratberg und der Reinfalzalm-Mitterberg Einheit in Bad Ischl können sämtliche andere Diskussionen über die Platznahme der Alpinen Haselgebirge Mélange der Gips- und Anhydritlagerstätte Grubach-Moosegg entkräftet werden (WOLF 1873, BITTNER 1883/1884, FUGGER 1905, PETRASCHEK 1947a, PLÖCHINGER 1968). Es muss im Weiteren klar festgehalten werden, dass die Hallstätter Kalke nicht gemeinsam mit der Alpine Haselgebirge Mélangen eingliedert, sondern schon früher resedimentiert wurden (siehe SUZUKI & GAWLICK 2009). Auch in den Komponenten der überlagernden Tonflatschenbrekzien (mit Haselgebirgstonen: PLÖCHINGER 1979a, 1979b) und der Barmstein Kalke konnten keine Hinweise auf Hallstätter Kalke oder Werfen Formation gefunden werden (vgl. PLÖCHINGER 1974, 1979a, 1979b, 1983, 1984, siehe auch GAWLICK et al. 2005). Bereits PLÖCHINGER (1952) erkannte, dass die Hinterkellau die Basis der Weitenau sei. Durch die Neuaufnahmen ist nun gewiss, dass der Schröckwald, der von PLÖCHINGER (1978, 1979a, 1979b, 1983) bereits faziell untersucht wurde, mit seinen Tonflatschenbrekzien die obertithone Basis der Hochreith Einheit darstellt. Die innerhalb des Gipssteinbruches auftretenden magmatischen und metamorphen Gesteine wurden aktuell untersucht (SCHORN 2010, BERNROIDER et al. 2011, SCHORN & NEUBAUER 2011) bzw. die karbonatischen und siliziklastischen makroskopisch beschrieben (SCHORN & NEUBAUER 2011). Daneben konnten mit Hilfe von Radiolarien noch liassische Gesteine (Dürrnberg/Birkenfeld Formation) datiert werden (eigene, unveröffentlichte Daten). Ebenso wurde gemeinsam mit der Alpinen Haselgebirge Mélange auch deren oberjurassische, sedimentäre Überlagerung (organisch reiche Beckenkarbonate, Beckenmikrite, Agatha Kalk, Saccocoma-Kalk) resedimentiert. Vor allem die berggroßen, umgelagerten untertithonen Saccocoma-Kalk Blöcke spielen in der weiteren Entwicklung der Schichtfolgen im und am Hochreithberg, durch die Ausbildung eines obertithonen Paläoreiefs, eine entscheidende Rolle. Während sich direkt über der Alpinen Haselgebirge Mélange Tonflatschenbrekzien, Barmstein Kalke und hemipelagische Kalke der Oberalm Formation bildeten, waren große Teile der Saccocoma-Kalk Blöcke im Ober-Tithonium bis in die Kreide frei von Sediment bzw. die abgelagerten Gesteine wurden sukzessive wieder erodiert (siehe unten).

Die Abfolge im Schröckwald (Ober-Tithonium bis Mittel-Berriasium) ist nur etwas mehr als 20 m mächtig. Eine obertithone Hochzone oder ein vorbeitemporierender Sedimente (Barmstein Kalke) in andere Beckenbereiche sind die möglichen Ursache dafür. Die Gutratberg Schichten beschließen die karbonatische Sequenz im Mittel-Berriasium (Diskussion siehe oben und Kapitel 4.2.4.). Im Ober-Berriasium und Valanginium entwickelten sich kalkige Mergel der Schrambach Formation, die erst im Verlauf des Valanginium siliziklastischer werden und Schüttungen von feinsandigen,

siliziklastischen Packstones (Roßfeld Formation) aufweisen (Progradation einer Turbiditsequenz). Diese turbiditischen Packstones bilden den gesamten Hang um Rußegg und die Aufschlüsse entlang der Hochreithalmstraße. Hier kommt klar zum Ausdruck, dass die siliziklastischen Packstones über den Kieselkalken abgelagert wurden.

Die an der Basis der Hochreithberg West Schichtfolge abgelagerten turbiditischen Arenite sind mikrofaziell vollkommen identisch mit jenen an der Hochreithalmstraße. Sie werden allerdings von den Kieselkalken (Valanginium) überlagert. Eine mögliche Interpretation wäre, dass es während einer Regression im obersten Berriasium bis in das Unter-Valanginium (GRADSTEIN et al. 2004) zu einer Progradation der Siliziklastika in entferntere Beckenbereiche kam. Mit dem Ansteigen des Meeresspiegels wanderte die turbiditische Ablagerungssequenz wieder mehr Richtung Küste und nur mehr feinkörnige, herantransportierte Siliziklastika vermischten sich im Sediment mit den marinen Kieselorganismen (Radiolarien, Schwammnadeln). Erst im Verlauf des Hauerivium/Unter-Barremium (siehe Seewaldsee-Grabenwald Schichtfolge) überlagerten die turbiditischen Packstones erneut die Kieselkalke des südlichen Hochreithberges und die Kieselkalke nördlich Bachrainer. An diesem Bachaufschluss kann der sukzessive Übergang der valanginen bis haueriven Kieselkalke (Hochreith Schichten) über die turbiditischen Packstones zu den feinkörnigen, turbiditischen Mergeln des Unter-Barremium kartiert werden.

Die den Hochreithberg aufbauenden Hochreith Schichten (PLÖCHINGER 1977a) liegen im Bereich des westlichen Hochreithberges über den untertithonen *Saccocoma*-Kalken bzw. den siliziklastischen Packstones. Am westlichen und nördlichen Hochreithberg erreichen die Kieselkalke und ihre zwischengeschalteten Brekzienlagen die höchsten Mächtigkeiten. Am Südrand des Hochreithberges vom Egger bis südlich Bachrainer sind die Kieselkalke geringermächtig und jünger, was aufgrund des Paläoreliefs der resedimentierten *Saccocoma*-Kalke Blöcke interpretiert werden kann. Biostratigraphisch kann dieses jüngere Einsetzen mit Hilfe von Radiolarien zur Zeit noch nicht erfasst werden. Für diese spezielle Fragestellung bedürfte es einer sehr detaillierten Probennahme und einer Fülle an Radiolarienbestimmungen. Wobei deren Reichweiten (Valanginium/Hauerivium/Barremium) an Vergleichsprofilen mit Hilfe von anderen Organismengruppen (vgl. BUJTOR et al. 2010) geeicht werden müssten.

Das Gesamtausmaß der Hochreith Schichten (PLÖCHINGER 1977a) und die darin vorkommenden Crinoidenturbidite und Brekzien können erstmals biostratigraphisch und mikrofaziell beschrieben werden (siehe auch KRISCHE & GAWLIK 2010b). Es handelt sich nicht um eine transgressive Auflage der Kieselkalke auf der Oberalm Formation (PLÖCHINGER 1977a), sondern die Kieselkalke liegen diskordant über dem untertithonen *Saccocoma*-Kalk. Die „stratigraphischen Fenster“ innerhalb der Hochreith Schichten legen westlich vom Anwesen Egger ebenfalls die *Saccocoma*-Kalke frei und können in diesem Sinne eher als ein onlap der jüngeren Schichten auf die resedimentierten berggroßen Blöcke der *Saccocoma*-Kalke am südlichen Hochreithberg gesehen werden. Die Hochreith Schichten liegen somit mit unterschiedlichen Mächtigkeiten, bedingt durch das Paläorelief der resedimentierten *Saccocoma*-Kalke, auf diesen. Das Alter der Hochreith Schichten kann basierend auf Radiolarienbestimmungen eindeutig mit Valanginium bis Ober-Hauerivium angegeben werden. PLÖCHINGER (1990) näherte das Alter durch lithostratigraphische Vergleiche ziemlich genau an (Ober-Valanginium bis Unter-Hauerivium). Die von KRISCHE et al. (2008) durchgeföhrten Radiolariendatierungen (Ober-Kimmeridgium bis Unter-Tithonium) sind aufgrund der zu geringen Probenzahl nicht aussagekräftig und daher zu revidieren. Die „Sandkalkfazies“ der Hochreith Schichten (Plöchinger 1977a), geht auf den hohen Anteil an Kieselorganismen (Radiolarien, Schwammnadeln) zurück. Detritäre Quarze spielten beim Aufbau

des Sedimentgesteins nur eine untergeordnete Rolle. Die Hochreith Schichten können als lokale Ausbildung der Roßfeld Formation (radiolarien- und schwammnadelreich, wenig detritärer, siliziklastischer Eintrag) beschrieben werden. Bedingt durch das Phänomen der obertithon eingeglittenen *Saccocoma*-Kalke, in Verbindung mit einer distaleren Lage zu den Schüttungskörpern der zeitgleichen und jüngeren siliziklastischen Packstone-Turbidite entstanden diese Kieselkalke am Hochreithberg. Durch die neuen Erkenntnisse ist das Formalisieren der Hochreith Schichten in Form einer Formation unumgänglich geworden. Die Hochreith Schichten sollten nicht als „Mittlere Roßfeldschichten“ bezeichnet oder einem tieferen Niveau der Unterer Roßfeldschichten angegliedert werden (PLÖCHINGER 1977a, RASSER et al. 2003). Ebenso neu vorgestellt werden die Crinoidenturbidite, lithoklastischen Crinoidenturbidite und lithoklastische Brekzien. Diese kommen nur am West- und Nordhang des Hochreithberges vor und sind als kleinräumige, schichtparallele Lagen Zeugen von höherenergetischen Umlagerungen. Das geschüttete karbonatlastische, angulare bis subangulare Material ist von überwiegend lokaler Natur. Selten auftretende karbonatische Extraklasten wie die Obere Werfen bis basale Gutenstein Formation kommen ebenfalls vor.

- *Saccocoma*-Kalk
- Plassen Karbonat Plattform, Oberalm Formation, inklusive der jüngeren Hangfaziestypen (Berriasisum)
- Karbonatisch siliziklastische Schelfsedimente
- Feinkörnige Schelfsiliziklastika
- Pedogene Bildungen

Das karbonatische Material stammt überwiegend aus Hangschutt der älteren Karbonatplattform und wurde gemeinsam mit bioklastischem Material von lokalen karbonatischen Environments durch höherenergetische Strömungen (z.B.: Sturmwellen) in tiefere Beckenbereiche verlagert. Die Bildung des Hangschuttes geht auf die Bewegungen der Alpinen Haselgebirge Mélange im Liegenden der Karbonatplattformen und deren kretazischer Überlagerung zurück (Tektonik/Überlagerungsdruck). Die resedimentierten, verkieselten Tiefseetone und die detritären Körner zeigen die weitergehende Erosion des ophiolithischen Deckenstapels (GAWLICK et al. 2008) an. Das Auftreten der Werfen/Gutenstein Formation zeigt entweder die weitergehende Erosion im Akkretionskeil (Werfener Schuppenzone), die Umlagerung aus den frühoberjurassischen Wildflyschbecken (Lammer Becken, Sillenkopf Becken) oder die Resedimentation aus den unter/obertithonen Brekzien der Trattberg-Schwelle, an.

Einen weiteren Sonderfall zeigt das Profil an der Nordostseite des Hochreithberges (inkl. Profil Bachrainer Abb. 4.1.6.y). Hier liegen die mittelberriasischen Barmstein Kalke, einer sehr proximalen Entwicklung zur Plassen Karbonat Plattform in diesem Zeitraum, direkt auf dem *Saccocoma*-Kalk und zeigen damit klar die vorübergehende Nichtsedimentation auf den umgelagerten *Saccocoma*-Kalk Blöcken an. Die auf dem Hügel südlich Bachrainer abgelagerten Barmstein Kalke des Ober-Tithonium bis Unter-Berriasisum zeigen jedoch, dass Teilbereiche der *Saccocoma*-Kalk Blöcke auch schon früher wieder als Sedimentationsraum dienten. Der abrupte Übergang der mittelberriasischen Barmstein Kalke und das Fehlen der Ertrinkungs Sequenz (siehe Bad Ischl Kalkgrube Schichtfolge) und der Schrambach Mergel zeigen eine erneute Erosion bzw. Nichtsedimentation im Verlauf des Ober-Berriasisum an. Die Lithoklasten der Arenite und Rudite sind überwiegend parautochthoner Herkunft und stammen aus den höhergelegenen Hangbereichen. Wenige Komponenten wie Radiolarite, verkieselten Tiefseetone und detritäre Körner stammen aus beckenexternen Bereichen.

- Plassen Karbonat Plattform: grobe und mittelkörnige Hangfazies
- Filamentkalke (basaler Ober-Jura?)
- Siliziklastisch beeinflusste Hangfazies mit detritären Körnern
- Ophiolithsequenz: rote Radiolarite, verkieselte Tiefseetone
- Feinkörnige Siliziklastika des Schelfs

Diese Gesteine sind aufgrund ihrer Mikrofazies mit den oberberriasischen Kalkturbiditen des Steinbruches Gutratberg und den Crinoidenbrekzien an der Reinfalzalm zu vergleichen. Die auftretenden Bioklasten geben den Hinweis, dass auch im höheren Berriasmium der Einfluss eines karbonatischen Flachwasserareales in der Hochreith Einheit sichtbar ist (vgl. KRISCHE & GAWLICK 2010b). Als Umlagerungsprozess sind neben kurzzeitigen Meeresspiegelschwankungen und dem herantransportieren der Exotika auch lokale Schuttfächer durch das Zerbrechen der älteren Karbonatplattform von Bedeutung. Die Biogene siedelten entweder auf den Hartgründen der ertrunkenen Plattform oder auf Hochzonen der Schelfbereiche. Die darüber folgenden Kieselmergel (Valanginium) gehen im Verlauf des Profiles in Kieselkalke über. In diesen konnten erstmals Ammoniten gefunden werden (BUJTOR et al. 2010). Nur eine dünne Turbiditbank zeigt, im Vergleich zu den altersgleichen, crinidenturbidit- und brekzienreichen Aufschlüssen (Ober-Valanginium bis Ober-Hauterivium) am Hochreithberg West und Nord das Resedimentieren von karbonatischem Material in das Becken an. An der Hochreithberg Nordostseite sind in den Kieselmergeln grobe Brekzien (Blockschnitt) eingelagert. Sie stammen ausschließlich von lokalen karbonatischen Schuttfächern und wurden im (Ober)Valanginium resedimentiert.

- *Saccocoma*-Kalke
- Plassen Karbonat Plattform: Lagunenfazies, proximale Hangfazies, Barmstein Kalke, distale Hangfazies, Ertrinkungs Sequenz der Plassen Karbonat Plattform
- Mergelige Schelfsedimente

Die auftretenden Gerölle mit Barmstein Kalk Schüttungen in sedimentärem Kontakt zum *Saccocoma*-Kalk können in-situ am Hügel südlich Bachbauer beobachtet werden. Eine möglicher Erklärung dieser lokalen Schuttfächer kann neben höherenergetischen Sturmereignissen bzw. Meeresspiegelschwankungen auch von tektonischer Natur sein. Die im Untergrund liegende Alpine Haselgebirge Mélange könnte entweder durch die obertithone bis unterkretazische Auflagerung selbst in Bewegung gekommen sein, wozu für einen Auftrieb nach LEITNER & NEBAUER (2011) in etwa 1500 m Überlagerung plus ein tektonischer Auslöser nötig wären. Die Schichtfolge am Hochreithberg ist in etwa mehrere 100 m mächtig. Somit könnten rein tektonische Hintergründe, mit einem Aufsteigen/Zergleiten des Haselgebirges, einem Zerbrechen der obertithonen bis berriasischen Plattformränder bzw. der Hangbereiche und einem Umlagern dieses Materials als Blockschnitt in Hangschuttfächern, dahinterstehen. In den überlagerten, feinsandigen, kieseligen Areniten treten zahlreiche beckenexterne Komponenten wie Radiolarite, Vulkanite, Serpentinite, verkieselte Tiefseetone und Quarz auf. Diese Siliziklastika belegen den zusätzlichen Einfluss eines erodierenden Hinterlandes (Ophiolithe, ältere Sedimentgesteine).

Überlagert wird die Abfolge des nordöstlichen Hochreithberges ebenso wie der westliche und nördliche Teil von gebankten, hornsteinreichen Kieselkalken. Auch innerhalb dieser Kieselkalke kam es zur Ablagerung von Crinidenturbiditen und crinoidenreichen Brekzien, mit Bioklasten einer karbonatischen Flachwasserentwicklung. Der

Übergang von den Kieselkalken zu feinkörnigen Siliziklastika erfolgt in der Hochreith Einheit analog zu den östlich auftretenden Einheiten im Ober-Hauterivium/Unter-Barremium, sukzessive. Diese turbiditischen Mergel sind jenen der Seewaldsee-Graebenwald Schichtfolge ident und zeigen einen uniformen, stark vereinheitlichten Sedimentationsraum dieser, an der Basis so unterschiedlichen, Schichtfolgen an. Die Hochreith Einheit endet in diesen Mergeln, durch die Vergleichbarkeit der Serien ist aber eine kontinuierliche Sedimentation bis in das Unter-Aptium durchaus zu vermuten.

## Kellau

Der jurassischen Abfolge der Kellau kommt in der Entwicklung der Hochreith Einheit eine Schlüsselposition zu. Die Kellau und die Hinterkellau sind die Fortsetzung der Gollinger Deckschollen (PLÖCHINGER 1974b) bzw. der Gollinger Hallstätter Zone (GAWLICK 2004). PLÖCHINGER (1952) kartierte die Oberalm Formation als Liegendes unter den Hallstätter Kalken, wobei in einigen Aufschlüssen auch Haselgebirgstonflatschen (PLÖCHINGER 1979a) festgestellt wurden. GAWLICK (2004) konnte nachweisen, dass unter den berggroßen Hallstätter Kalk Blöcken schwarze Radiolarite und manganreiche Gesteine der Strubberg Formation liegen. Die auf den Hallstätter Kalken abgelagerten kieseligen Beckenkalke (Filamentkalke) und die Agatha Formation (GAWLICK 2004) zeigen deutlich eine zwischen Ober-Oxfordium bis Kimmeridgium/Unter-Tithonium herrschende kondensierte Abfolge in diesem Beckenbereich. Es wurde keine komplette Verflachungsabfolge mit der Entwicklung von Flachwasser Karbonatplattformen ab dem Ober-Kimmeridgium (SCHLAGINTWEIT et al. 2003, 2005) abgelagert. Es dürfte sich z.B. um ein Paläohoch innerhalb der karbonatklastischen Wildflyschbecken (Sandlinalgalm Becken) gehandelt haben, das nie bis in die photische Zone gehoben wurde. Die basal entwickelte hemipelagische, karbonatische Sequenz endet auf den Gollinger Hallstätter Schollen (z.B.: Rabenstein) im Stadium der kondensierten, hemipelagischen Rotkalke (Kimmeridgium bis Unter-Tithonium). Der sedimentäre Umschwung hin zu plattformbeeinflussten Karbonaten erfolgte erst ab der Grenze Unter-/Ober-Tithonium mit der Ablagerung von crinoidenreichen Packstones und Plattformresedimenten der distalen Hangfazies (Riffflankenfazies: GAWLICK 2004). Ab diesem Zeitpunkt waren die Gollinger Hallstätter Schollen im Einflussbereich einer Karbonatplattform. Diese Veränderung des Sedimentationsraumes kann z.B. mit einer Progradationsänderung der Karbonatplattform erklärt werden (GAWLICK et al. 1999, 2005, SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2007, GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2009). Die Abfolge der Oberalm Formation vergröbert sich zum Hangenden hin (südlicher Kellauer Hügel) mit Barmstein Kalken der Hangfazies, grünen hemipelagischen Kalken und Tonflatschenbrekzien (PLÖCHINGER 1974a). Die Komponenten sind jenen des Steinbruches Gutratberg, des Wulzkopfes und jenen vom Schrökwald vergleichbar. Neben grünen Tonen (vermutlich Haselgebirgstone, eine Sporen- und Pollenanalyse wurde bis dato nicht durchgeführt) überwiegen Organismen des Plattformrandbereiches, der riffnahen Fazies und des oberen Hangs. Oberjurassische Karbonatplattform Lithoklasten sind durch umgelagerte lagunäre und rivoide Faziesbereiche vertreten. Sehr häufig sind Lithoklasten der Hang- und Beckenfazies, wobei durch das zusätzliche Umlagern von Calpionellenkalken, mit typischen obertithonenen Faunen, eine ähnliche Lithoklasten Vergesellschaftung und somit ein ähnliches Resedimentationsalter wie im Steinbruch Gutratberg (höheres bis höchstes Ober-Tithonium) und im Schrökwald vorliegt. Als weitere Komponenten sind die kieseligen Beckenkalke, die den Hallstätter Kalken sedimentär auflagern, in der Tonflatschenbrekzie enthalten, aber keine Hallstätter Kalke (GAWLICK 2004, GAWLICK

et al. 2005). Dies spricht insgesamt für eine gemeinsame Erosion der älteren jurassischen Schichtglieder (kieselige Filamentkalke, distale Hangfazies) der unterlagernden Hallstätter Kalke, eine Umlagerung von Lithoklasten der Plassen Karbonat Plattform (Lagune), einer Umlagerung von Bio- und Lithoklasten eines jüngeren obertithonenen Riffrandes, dessen Hangbereiche und der distaleren Hangfazies durch höherenergetische mass-flows auf einem steileren Hangbereich. Dieses Phänomen der Erosion von Teilen der älteren Lagune und zeitgleichen Riff- und Hangelementen sind typische Faziesbilder in den Barmstein Kalken (GAWLICK et al. 2005). Nach SCHLAGINTWEIT & GAWLICK (2007) und GAWLICK & SCHLAGINTWEIT (2009) sind diese Resedimente auf eine extensionale Phase mit dem Zerbrechen der älteren Plattform, dem Entstehen von steilen Escarpments, der sofortigen Wiederbesiedelung mit karbonatproduzierenden Organismen und der Umlagerung von feinkörnigem, allodapischem Material in die tiefer liegenden Hangbereiche zu erklären. Auffällig ist, dass in der Kellau diese Abfolge mit den Tonflatschenbrekzien und den Barmstein Kalken sehr geringe Mächtigkeiten aufweist. Dieser Umstand zeigt das möglicherweise noch immer existierende frühoberjurassische Paläohoch (vorbeitransportieren der Sedimente) im Ober-Tithonium und basalen Berriasium. Das Profil des Kellauer Hügels entwickelt sich in weiterer Folge mit einem Verfeinerungstrend zum Hangenden hin zu grünen Kalken der distalen Hangfazies, grünen Mikriten und rot-grünen, mergeligen Mikriten (Gutratberg Schichten) einer ebenfalls sehr geringmächtigen Unter- bis Mittel-Berriasium Abfolge. Aufgrund der lithologischen Ähnlichkeit mit dem Schrökwald Profil ist eine genetische Verwandtschaft der Abfolge von den Tonflatschenbrekzien bis zu den Gutratberg Schichten gegeben. Die Unterlagerung (Hallstätter Kalke mit kieseligen Filamentkalken, Agatha Kalk, distale Hangfazies des Unter-/Ober-Tithonium) unterscheidet sich aber ganz klar von der Schrökwald Abfolge, mit der Alpinen Haselgebirge Mélange im Liegenden. Die Überlagerung des Kellauer Profiles ist mit der Überlagerung des Schrökwaldprofiles ident (siehe oben). Die auf den Hallstätter Kalken sedimentierte Schichtfolge des Ober-Oxfordium bis Mittel-Berriasium zeigt eine generell geringmächtig entwickelte Abfolge, der Umschwung zur Oberalm Formation + Barmstein Kalken erfolgt aber in etwa zeitgleich zu anderen Profilen (siehe oben). Die paläogeographische Lage der Gollinger Hallstätter Zone, vor allem im Hinblick auf die Entwicklung der Plassen Karbonat Plattform (Ober-Oxfordium bis Ober-Tithonium und Ober-Tithonium bis Mittel-Berriasium), sollte neu überdacht werden (siehe Kapitel 5.).

#### 4.1.15. Strukturelle Entwicklung Weitenau

An der seit PLÖCHINGER (1953) bestehenden Definition der Weitenauer Synklinale hat sich bis heute nichts grundlegendes verändert und daher wird sie dementsprechend als eine typische Beckenfüllung des Ober-Jura bis in die höhere Unter-Kreide angesehen (SCHORN & NEUBAUER 2011). Die Neuergebnisse zeigen, dass es sich aber um zwei oder mehrere sedimentäre Einheiten handelt, die durch ihre Unterlagerung, ihre lithologische und fazielle Ausbildung klar voneinander getrennt werden können. Die Schichtfolge der östlichen und zentralen Weitenau entspricht mit ihrer generellen Entwicklung der Seewaldsee-Grabenwald Abfolge (inkl. Krautegg Schichtfolge), kann daher mit dieser zusammengefasst und als Weitenau Einheit bezeichnet werden. Abzutrennen wäre zur Zeit die Kertererschlucht (Osterhorn Einheit). Für die Kertererschlucht müssen weitere Untersuchungen unternommen werden um ihre Zugehörigkeit zur Weitenau Einheit zu bestätigen oder um ihre Eigenständigkeit (Abfolge des südlichen Osterhorn mit mächtigen obertithonenen Ablagerungen der Oberalm Formation) zu klären. Die Weitenau Einheit entspricht der proximalen Trattbergschwelle. Synsedimentä-

re tektonische Phasen mit Brekzienbildung können biostratigraphisch vom höheren Unter-Tithonium (GAWLICK et al. 1999) bis in das Ober-Tithonium erfasst werden. Es handelt sich dabei, durch den fining-upward Zyklus der sedimentären, obertithonen bis mittelberasischen karbonatischen Schichtfolge, um eine extensionale Phase, die den Kollaps der Trattberg-Schwelle bewirkte (SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2007, GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2009). Die weitere siliziklastische Schichtfolge ab dem Ober-Berriasium kann durch Meerespiegelschwankungen gut beschrieben werden (Abb. 4.1.14.a, b). Die Resedimente der konglomeratischen Roßfeld Formation (Valanginium bis Unter-Barremium) und der Grabenwald Subformation (Ober-Barremium bis Unter-Aptium) können aufgrund der mikrofaziellen Komponentenanalyse nicht mit einem tektonischen Ereignis (Deckenüberschiebung) gleichgesetzt werden (PLÖCHINGER 1968, SCHWEIGL & NEUBAUER 1997a, SCHORN & NEUBAUER 2011). Durch das Fehlen der typischen Gesteine dieser tiefjuvavischen, mittelkretazischen Decken (PLÖCHINGER 1953: Haselgebirgsdeckscholle von Grubach; PLÖCHINGER 1968, 1990: Hallstätter-Deckscholle von Grubach-Grabenwald, SCHORN 2010, SCHORN & NEUBAUER 2011: Haselgebirge-führende Decke, Haselgebirge Formation) in den Resedimenten der Roßfeld Formation und der Grabenwald Subformation wie Hallstätter Kalk, Dachsteinkalk, Alpines Haselgebirge, usw. muss von einer Überschiebungstektonik im zentralen Tirolikum zwischen Valanginium und Unter-Aptium und der Platznahme der Alpinen Haselgebirge Mélange post-unterapt über der Roßfeld Formation und der Grabenwald Subformation Abstand genommen werden. Es gibt auch keine große Übereinstimmung der Komponenten innerhalb der Mélange und den unterkretazischen Konglomeraten (siehe SCHORN & NEUBAUER 2011). Auch das Auftreten von altersgleichen Hellglimmern in der Roßfeld Formation des Roßfeldes (VON EYNATTEN & GAUPP 1999: oberdevone bis unterkarbone Abkühlalter) und Metamorphiten aus der Lagerstätte Grubach-Moosegg (SCHORN & NEUBAUER 2011: oberdevone bis unterkarbone Abkühlalter) kann anders interpretiert werden. Die Hellglimmer waren bereits in ältere siliziklastische Sedimentgesteine wie z.B. die Werfen Formation umgelagert, diese Gesteine erodierten und die detritären Hellglimmer wurden innerhalb der Roßfeld Formation abgelagert.

Die westliche Weitenau gehört zur Hochreith Einheit. Synsedimentäre tektonische Phasen treten innerhalb der obertithonen Oberalm Formation auf. Sie bildet die Basis der Lagerstätte von Grubach-Moosegg (PETRASCHEK 1947a) und wird von dieser im Bereich des Schrökwaldes (vgl. PLÖCHINGER 1979b, 1983) überlagert. Ein submarines, sedimentäres Eingleiten der Alpinen Haselgebirge Mélange wie PLÖCHINGER (1974, 1976, 1977b) vom Steinbruch Gutratberg beschrieb, kann auch für die Weitenau festgestellt werden. PLÖCHINGER (1974, 1976, 1977b) interpretierte die Mobilisierung der Alpinen Haselgebirge Mélange durch einen Salzdiapir in Verbindung mit steilen Abschiebungen. Aufgrund der heute vorliegenden Daten muss diese Interpretation neu überdacht werden (Kapitel 6.). Innerhalb der Alpinen Haselgebirge Mélange treten resedimentierte Abfolgen von mikritischen Beckenkarbonaten (?Kimmeridgium), Agatha Kalk (Kimmeridgium bis Unter-Tithonium) und untertithone Saccocoma-Kalke auf. Diese Entwicklung entspricht der distalen Entwicklung der Plassen Karbonat Plattform. Diese, sich von Hochzonen, ab dem tieferen Ober-Oxfordium (AUER et al. 2009) entwickelnde Karbonatplattform progradierte bis ins Ober-Tithonium über die karbonatklastischen, radiolaritischen Wildflysch Becken (Lammer, Sandlingalm, Sillenkopf Becken) (GAWLICK et al. 1999, GAWLICK 2000, GAWLICK & FRISCH 2003, MISSONI et al. 2001, MISSONI 2003). Durch tektonische Umstellungen sowie einer Änderung in der Progradationsrichtung der Plasen Karbonat Plattform (SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2007, GAWLICK & SCHLAGITWEIT 2009) im Ober-Tithonium wurde der distale Hang der Plassen Karbonat Plattform inklusive der unterlagernden Alpinen Haselgebirge Mélange abgeschert und als subma-

rine Rutschmasse in den Ablagerungsraum der Oberalm Formation verfrachtet und von Barmstein Kalken, Tonflatschenbrekzien und hemipelagischen Kalken überlagert. Eine weitere tektonische Phase ist erst wieder im Valanginium der Hochreith Einheit nachweisbar. Die innerhalb der Roßfeld Formation abgelagerten Schuttfächer von autochthonem Karbonatmaterial zeigen diese tektonische Phase an. Bei diesem tektonischen Impuls kam die Alpine Haselgebirge Mélange im Liegenden in Bewegung und führte dazu, dass Teile der Plattform zerbrachen und als Schuttfächer umgelagert wurden. Unklar ist, ob es sich um Extension und einem damit verbundenen Aufsteigen der Evaporite durch Druckentlastung oder um Kompression mit einem nach oben quetschen der Evaporite handelt. Das Ergebnis, das Zerbrechen der spröden Karbonate im Hangenden, wäre in beiden Fällen dasselbe. Weitere tektonische Ereignisse in der Hochreith Einheit sind bis zum Ende der Sedimentation im Unter-Barremium nicht mehr nachweisbar.

In der Kellau treten ebenfalls obertithone, syntektonische, sedimentäre Brekzien auf. Diese können mit jenen des Schrökwaldes korreliert werden. In den Brekzien treten keine Hallstätter Gesteine auf, wodurch das Eingleiten von Hallstätter Gesteinen, gemeinsam mit der Alpinen Haselgebirge Mélange im Malm, im Sinne von PLÖCHINGER (1979b, 1983, 1984) unwahrscheinlich ist. Erschwert wird die Interpretation der tektonischen Entwicklung und der paläogeographischen Lage der Kellau durch das Fehlen von biostratigraphischen Altersdaten der oberjurassischen Flachwasser Resedimente vom Rabenstein und St. Anton. Eine mögliche Interpretation wäre, dass die Hallstätter Kalke (Sandlingalm Formation) noch im Mittel- bis Ober-Oxfordium in das Lammerbecken einglitten (GAWLICK 2000, 2004, GAWLICK & FRISCH 2003, GAWLICK et al. 2007a, 2009), wie die hangenden Brekzienkörper des Lammeregg-Schollenkomplexes bereits andeuten (GAWLICK 1996, 2000). Durch die Differenzierung des Beckenbereiches in Hochzonen und abgeschirmte Beckenbereiche (siehe Kapitel 5), waren Teile der Sandlingalm Formation nicht von der Progradation der Plassen Karbonat Plattform *sensu stricto* betroffen und es bildeten sich in der Kellau und am Rabenstein hemipelagische, kondensierte Beckenkalke aus. Die Alpine Haselgebirge Mélange (siehe auch SUZUKI & GAWLICK 2009) resedimentierte an der Oxfordium/Kimmeridgium Grenze (siehe GAWLICK et al. 2007a, 2009) über Teilbereiche der Sandlingalm Formation, noch bevor die hemipelagischen Karbonate (radiolarienführende Filamentkalke, Beckenmikrite, Agatha Kalk, Saccocoma-Kalk) abgelagert wurden (siehe Kapitel 5, 6).

Die beiden primär paläogeographisch weiter voneinander entfernten Einheiten (KRISCHE et al. 2011a, 2011b) der Weitenau und des Hochreithberges sind durch tektonische Bewegungen nach dem Ende der unterkretazischen Sedimentation und vor dem Beginn der Ablagerung der Gosau-Gruppe durch Seitenbewegungen aneinander gefügt worden. Um diese jüngsten Abfolgen bis in das Aptium hinein zu erhalten, sind neben Seitenbewegungen auch Abschiebungen in Betracht zu ziehen, die diese gesamte Abfolge in eine paläogeographisch tiefere Lage gebracht hatten. Eine dieser Abschiebungszonen verläuft vermutlich entlang der Südhänge des Trattberges. Diese staffelförmigen Abbrüche mit mehreren 100 m Sprunghöhe (FUGGER 1905, DEL NEGRO 1949, PLÖCHINGER 1950/1951, Schlager 1953, PLÖCHINGER 1968, 1978) wurden schon von PLÖCHINGER (1968) als mögliche vorcenomane Strukturen erkannt. Durch die weiträumige Verbreitung der untertithonen/obertithonen Brekzien des oberjurassischen tektonischen Ereignisses wurde von PLÖCHINGER (1953) auch ein möglicher „jungkimmerischer“ Abbruch in die Diskussion eingebracht. Durch die hohen Mächtigkeiten der Oberalm Formation am südlichen Trattberg und die geringmächtigen Abfolgen am Seewaldsee und in der Weitenau erscheint aber nicht die Tithonium-Tektonik ausschlaggebend für die Abschiebungen, sondern es muss auf alle Fälle eine mittelkretazische

Extensionstektonik mit seiterverschiebendem Charakter in Betracht gezogen werden. Diese Interpretation der tektonischen Umgestaltung wird durch die, unterschiedliche ältere stratigraphische Niveaus überlagernden Gosausedimente unterstützt. Die weitere tektonische Entwicklung aller Einheiten in der gesamten Weitenau und Kellau erfolgte gemeinsam und entspricht den generellen Deformationsmustern der zentralen Nördlichen Kalkalpen, die von SCHORN & NEUBAUER (2011) überarbeitet wurden. In allen Einheiten können sämtliche Deformationsereignisse D2 (Syngosauisch) bis D8 (Ober-Miozän bis Pliozän) nachgewiesen werden. Die Faltenachsen entstandenen während der tektonischen Phasen D2, D3a (Ober-Eozän bis Oligozän), D5 (Mittel-Miozän) und D7 (Ober-Miozän bis Pannonium). Interessant ist das Auftreten von extensionalen Bewegungen nach Südwest und Nordost, die nicht direkt mit den Phasen D6 (Unter- bis Mittel-Miozän) oder D8 (Ober-Miozän bis Pliozän) korreliert werden können. Generell überprägte das Ereignis D4 (Unter- bis Mittel-Miozän?) die Strukturen D2 und D5. Die Überschiebung des Dachsteinkalkes des Finsterstübenwaldes auf die östliche Weitenau kann mit den Phasen D3b (Oligozän bis Unter-/Mittel-Miozän) oder D5 (Mittel-Miozän) korreliert werden. Die Überschiebung des Gollinger Schwarzen Berges auf die Weitenau erfolgte ebenfalls erst im Paläogen (Paläogene Orogenese: FRISCH & GAWLICK 2003) bzw. innerhalb der Phase D3b (SCHORN & NEUBAUER 2011). Diese Kompression brachte die Alpine Haselgebirge Mélange der Lagerstätte von Grubach-Moosegg in ihre heutige Form (siehe auch KRISCHE et al. in Druck). Die aktuelle Gestalt und die strukturelle Lage der Lagerstätte kann, basierend auf den hier vorgestellten Ergebnissen nicht als Klippe in einer Synklinale (SCHORN & NEUBAUER 2011), sondern als Sattelstruktur innerhalb einer Antiklinale, mit einer Aufwölbung der Alpinen Haselgebirge Mélange in deren Kern interpretiert werden.

## 4.2. Gutratberg

Der Gutratberg liegt etwas südlich von St. Leonhard (Ortsteil Gartenau), zwischen der Salzach und der Berchtesgadener Ache (Abb. 4.2.1.a). Dieser Mittelgebirgsrücken ist, gemeinsam mit den Hügeln nördlich und nordöstlich von St. Leonhard, der nördliche Ausläufer des Gebirgsstreifens, der sich vom Roßfeld über Bad Dürrnberg und Markt Schellenberg bis an den Nordostrand des Untersbergmassives zieht. Durch die lange währende bergmännische Gewinnung von Zementrohstoffen entstanden am Gutratberg sowohl unter- als auch über Tage einzigartige Aufschlüsse, die in einem zusammenhängenden Profil, das vom Ober-Jura bis in die mittlere Unter-Kreide reicht, studiert werden können. Weitere Aufschlüsse dieser Serie bietet die Forststraße am Westhang des Gutratberges und der bewaldete Rücken der Köppelschneid.

### 4.2.1. Geologischer Überblick

Das geologische Studium des Gebietes begann mit den Untersuchungen von FUGGER (1907). Er unterschied bereits Schrambach- und Roßfeldschichten. Weitere obertägige Untersuchungen wurden von WEBER (1942), PLÖCHINGER (1955, 1968) und PICHLER (1963) durchgeführt, die eine Verbesserung der Lithostratigraphie (Kartierung der Oberalm Formation) und eine Anzahl von biostratigraphisch wertvollen Ammonitenfunden ergaben. PLÖCHINGER (1961) beschrieb ein Profil aus dem Untertagebergbau des Gutratberges mit Oberalm, Schrambach und Roßfeld Formation. PLÖCHINGER (in: MATURA & SUMMESBERGER 1980) und IMMEL (1987) konnten weitere Amonitendaten vorlegen.

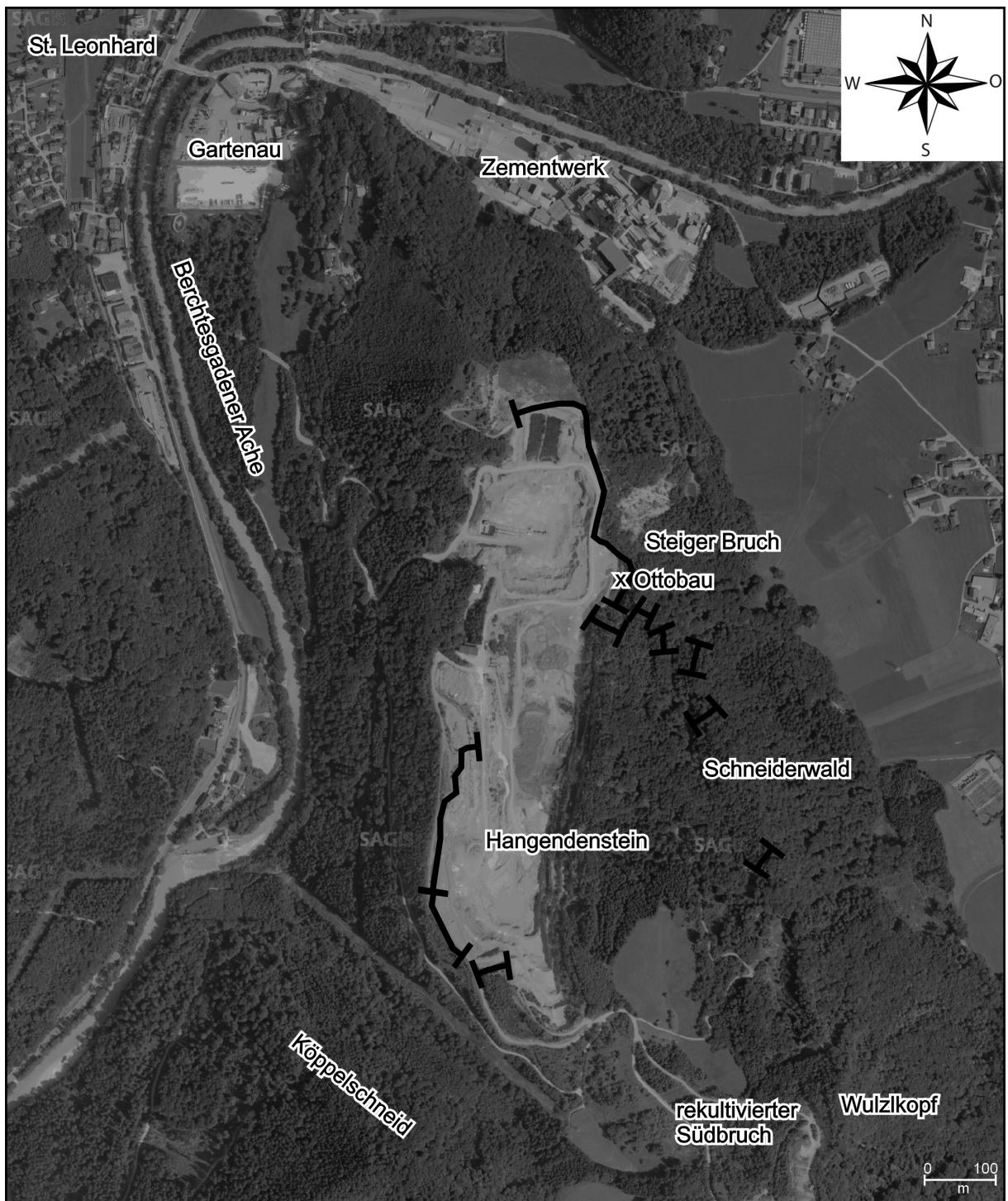
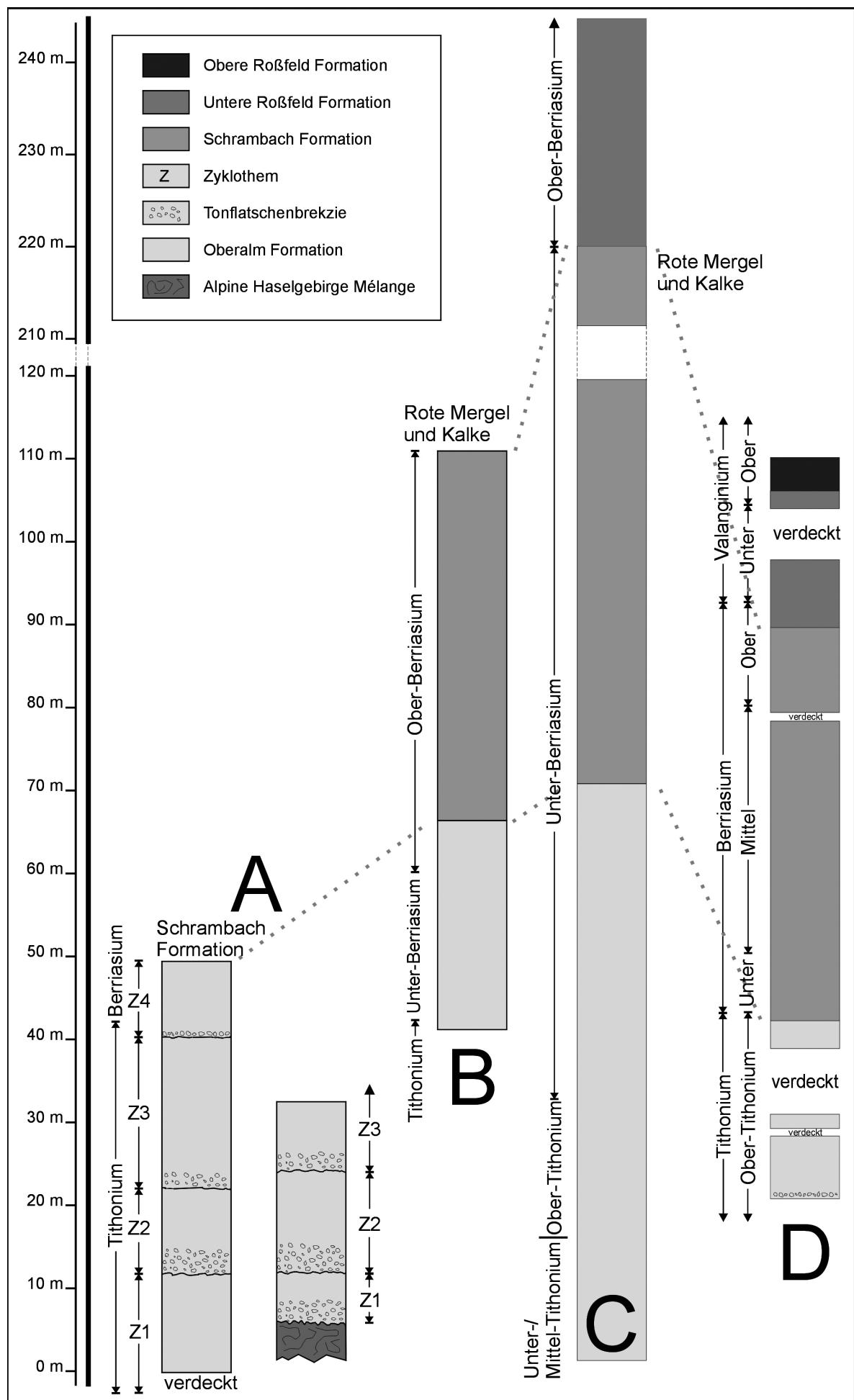


Abbildung 4.2.1.a: Orthophoto des Steinbruches am Gutratberg und der näheren Umgebung. Zusätzlich sind die aufgenommenen Profillinien eingezeichnet. (Geodaten Land Salzburg, Salzburger Geographisches Informationssystem SAGIS, [www.salzburg.gv.at/sagis](http://www.salzburg.gv.at/sagis)).

Die Schwerminerale wurden von WOLETZ (1963) untersucht. In den späten 1990ern und frühen 2000ern wurden verschiedene litho- und biostratigraphische Untersuchungen an Profilen des Tagebaus (Abb. 4.2.1.a) durchgeführt (WEIDICH 1990, STEIGER 1992, BODROGI et al. 1996, REHÁKOVÁ et al. 1996, BOOROVÁ et al. 1999, HRADECKÁ 2003). Die neueste Zusammenfassung über Lithologie, Biostratigraphie und

Abbildung 4.2.1.b, Seite 177: Aus der Literatur bekannte Profile des Steinbruches Gutratberg. A: PLÖCHINGER (1974, 1976). B: STEIGER (1992). C: REHÁKOVÁ et al. (1996). D: BOOROVÁ et al. (1999).



Sedimentationsbedingungen gaben DORNER et al. (2009). Im südlichen Steinbruch am Wulzlkopf (Abb. 4.2.a), der heute bereits renaturiert ist, führten GAWLICK et al. (2005) Untersuchungen der Oberalm Formation und der Barmstein Kalke durch. Aktuelle Untersuchungen beziehen sich auf das Vorkommen von Orbitolinen in den Areniten der Roßfeld Formation (SCHLAGINTWEIT et al. in Druck) und auf paläontologische, taphonomische, paläoökologische und biostratigraphische Auswertungen von Ammonitenfunden (BUJTOR et al. in review). Eine detaillierte Bistratigraphie basierend auf Calpionellen und Ammoniten, sowie eine lithologische, mikrofazielle und sedimentologische Beschreibung geben KRISCHE et al. (in review).

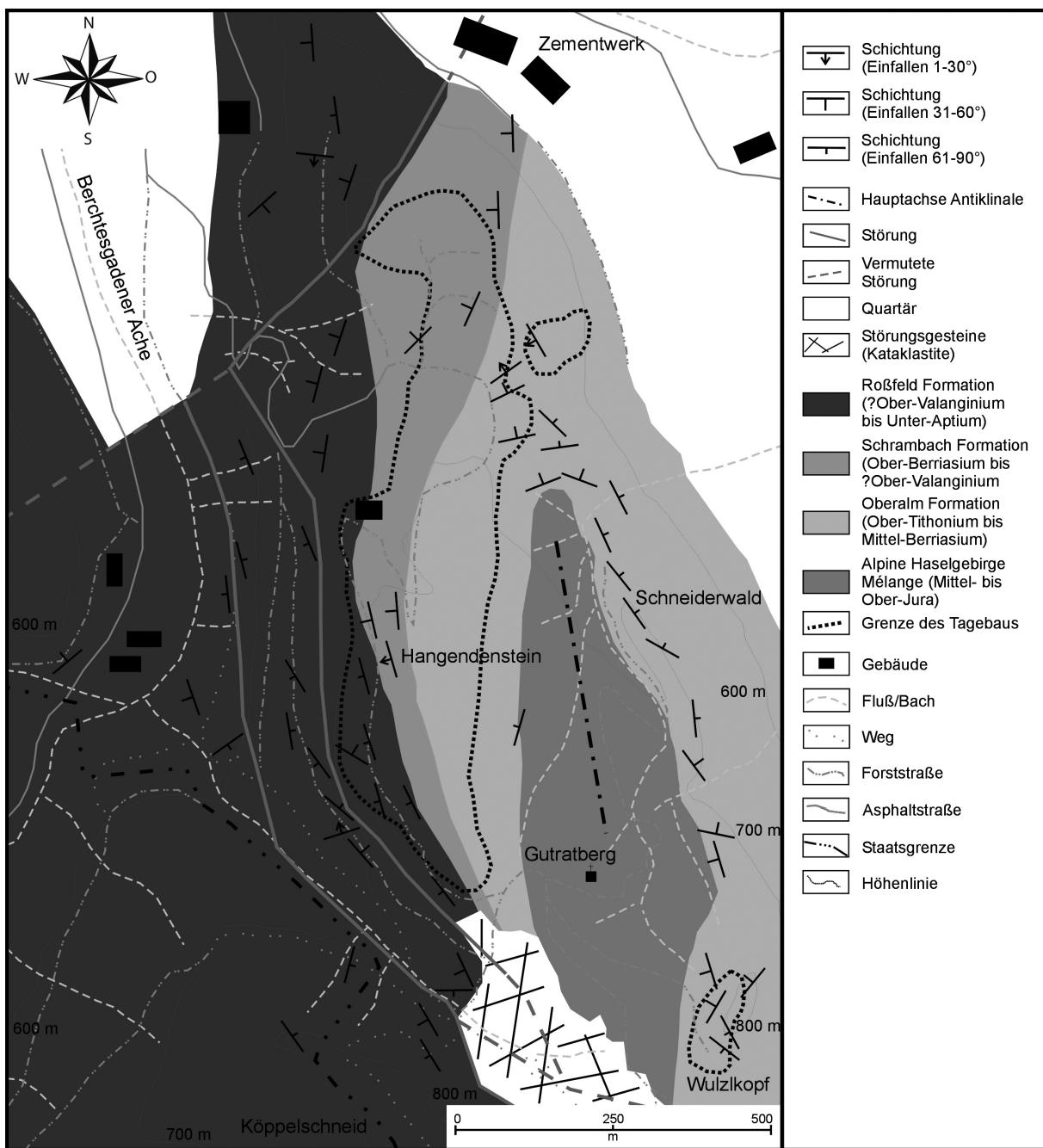
Von großem Interesse für die vorliegende Arbeit ist das Vorhandensein der Alpinen Haselgebirge Mélange und die bisher kontrovers diskutierte Interpretation ihrer Lage im Bezug zur oberjurassischen und unterkretazischen Schichtfolge. Die Alpine Haselgebirge Mélange reicht vom Schneiderwald bis an die Nordosthänge der Köppelschneid (Abb. 4.2.2.a). PLÖCHINGER (1955) beschrieb das Alpine Haselgebirge als Oberreit Deckscholle, die auf die tirolische, oberjurassische bis unterkretazische Schichtfolge zu vorgosauischer Zeit diskordant aufgeschoben wurde (siehe auch: PREY 1969). AMPFERER (1936), PETRASCHEK (1947b) und PLÖCHINGER (1954, 1955) zählten die oberjurassischen bis unterkretazischen Gesteine des Steinbruches Gutratberg zur tirolischen Muldenbasis der darüber liegenden tiefjuvavischen, haselgebirgsführenden Halleiner Berchtesgadener Decke bzw. der Hallstätter Deckscholle (DEL NEGRO 1983). Weitere Untersuchungen, inklusive einer Bohrung südlich des Gutratberges (PLÖCHINGER 1974, 1976, 1977b, 1983, 1984, 1990) ergaben, dass es sich beim Alpinen Haselgebirge um einen submarinen Gleitkörper handelt, der im Ober-Tithonium einglitt. Bestätigt wurde diese Interpretation durch das Vorkommen der Oberalm Formation, sowohl im sedimentären Liegenden, als auch im Hangenden des Alpinen Haselgebirges (PLÖCHINGER 1974, 1977b). Heute wird in der provisorischen Geologischen Karte von Österreich, Blatt 93, Bad Reichenhall (PAVLIK 1998), erneut eine diskordant über den Oberalm, Schrambach und Roßfeld Formationen liegende Decke, bestehend aus dem Alpinen Haselgebirge angenommen (siehe auch: PLÖCHINGER 1968, 1984a).

Der Steinbruch Gutratberg mit seinem eingelagerten Gleitkörper der Alpinen Haselgebirge Mélange gehört nach den Untersuchungen von FRISCH & GAWLICK (2003) der Tief-tirolischen Einheit an. Störungen, die ein post-mittelkretazisches bis miozänes Alter (z.B.: Hellbrunn Störung, FRISCH & GAWLICK 2003, PUEYO et al. 2007) aufweisen, bilden die Grenzen des Kaltenhausen Blockes (MISSONI 2003), in welchem der Steinbruch liegt.

#### 4.2.2. Lithologische, mikrofazielle und biostratigraphische Resultate

Die neuen Ergebnisse aus dem aktiven Tagebau am Gutratberg und seiner Umgebung, die auf Basis moderner lithologischer, mikrofazieller, biostratigraphischer und strukturgeologischer Methoden ermittelt wurden, sind in der nachfolgenden geologischen Karte (Abb. 4.2.2.a) und in einem Übersichtsprofil der gesamten Schichfolge (Abb. 4.2.2.b) zusammengefasst. Die Lage der einzelnen, im Folgenden besprochenen Teilprofile, ist aus den Abbildungen 4.2.2.a und 4.2.2.b ersichtlich. Die Lage des Ottobaues, als einem Teil des untertägigen Stollensystems des Gutratberges, ist in Abbildung 4.2.1.a eingetragen.

-----  
Abbildung 4.2.2.a, Seite 179: Geologische Karte des Steinbruches am Gutratberg und der näheren Umgebung.



## Ottobau

Die Basis des untersuchten Profiles (Abb. 4.2.2.c) ist unterteilt im Ottobau des Dynamitstollenhorizontes aufgeschlossen. Diese Lokalität liegt in etwa unter der Tagebaugrenze westlich des Schneiderwaldes (Abb. 4.2.1.a). Über der aus grauen und grünen Tonen bestehenden, ausgelaugten Alpinen Haselgebirge Mélange folgt eine Brekzienbank mit Kiesgroßen Lithoklasten. Deren komponentengestütztes Gefüge besteht aus hellen, eckigen Kalken und grünen bzw. grauen Tonen, die gemeinsam als kohäsiver bis plastischer Schuttstrom (mass-flow) transportiert wurden. Durch die Ablagerungs- und Diagenesebedingungen wurden die weichen Tone plastisch in den freien Porenraum zwischen die Kalke gepresst und füllen diesen vollständig aus. Die Kalke können mikrofaziell in drei Gruppen eingeteilt werden, wobei in einigen Schliffausschnitten die sedimentären Kontakte der verschiedenen Faziestypen beobachtet werden können. In hemipelagische Wackestones mit Radiolarien, Crinoiden, Schwammnadeln und Schalenresten sind mit

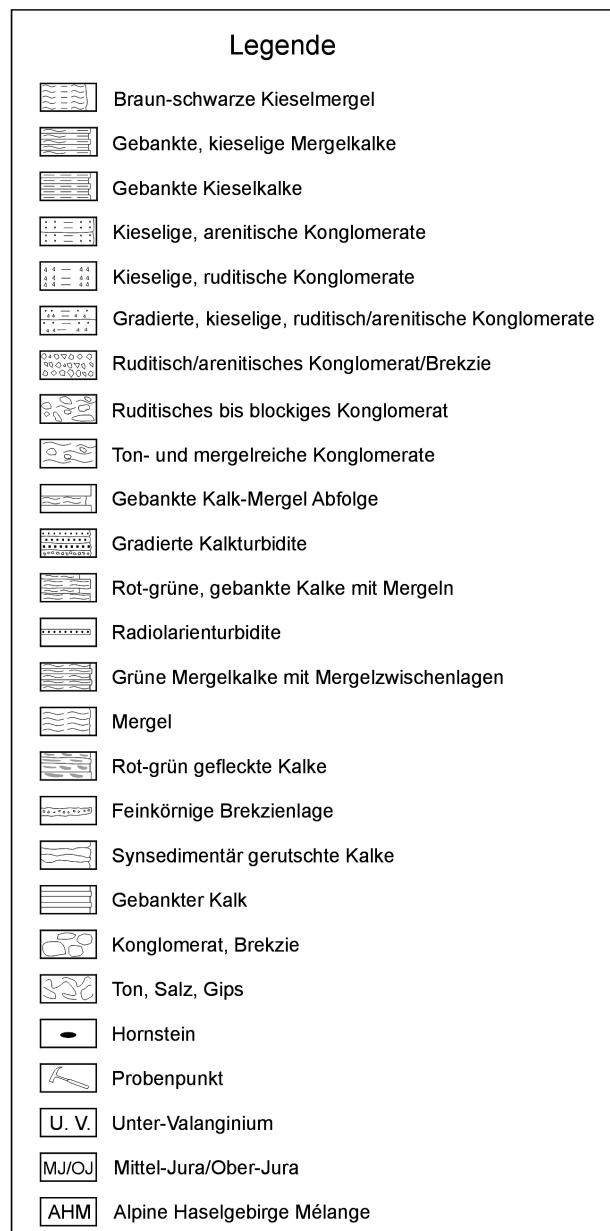
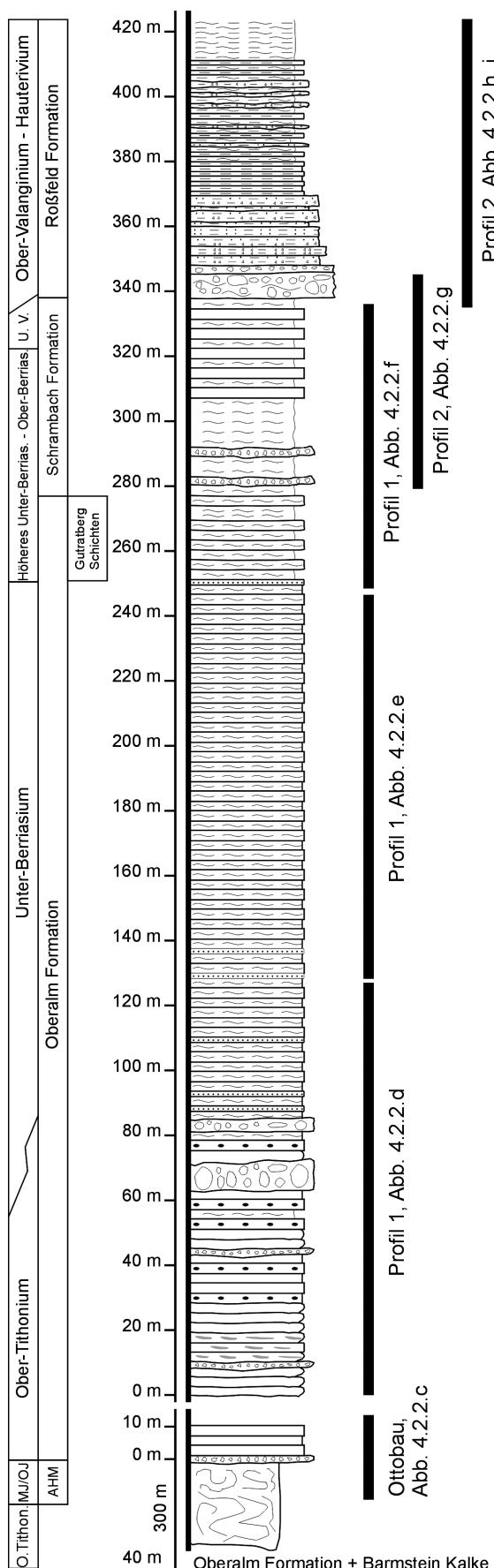


Abbildung 4.2.2.b: Kompiliertes, lithostratigraphisches Übersichtsprofil der Schichtfolge am Gutratberg und im Schneiderwald. Die abgebildete Legende ist auch für die nachfolgenden weiteren Profile dieses Kapitels gültig. Die obertithone Basis des Profiles inklusive der sedimentär eingelagerten Evaporite wurden aus den Untersuchungen von PLÖCHINGER (1977b) übernommen.

leicht erosiver Basis ausgewaschene Packstones mit Mikritklasten (tiefere Hangfazies) eingelagert. Diese werden von größeren Schüttungen der oberen Hangfaziesbereiche (ausgewaschene Packstones), mit verschiedenen Bio- und Lithoklasten überlagert.

#### Bioklasten:

- Pharetronide Schwämme, mikrobiell inkrustierte Korallen, Serpuliden, Tubiphytes
- Textularien, lituolide Foraminiferen (teilweise grob agglutinierend), *Mohlerina* sp., *Nautiloculina oolithica* (MOHLER 1938), *Coscinophragma* sp.
- *Clypeina* sp., *Thaumatoporella* sp.
- Mikrobiell inkrustierte Bryozoen, dicke Schalenreste, Ooide, Onkoide, *Bacinella-Lithocodium* Knollen

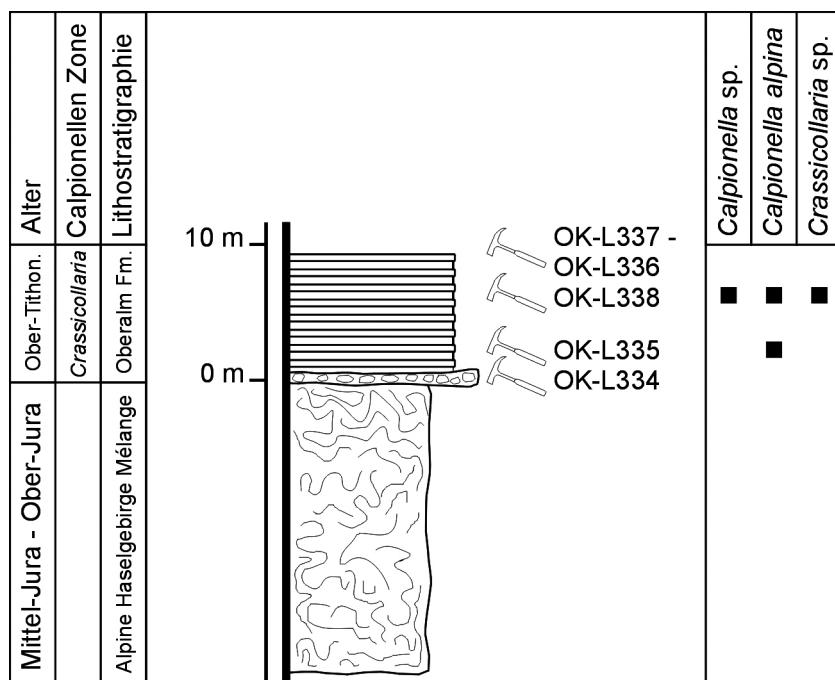


Abbildung 4.2.2.c: Tiefster Teil der aufgenommenen Schichtfolge im Ottbau (Dynamitstollenhorizont des ehemaligen Untertagebergbaus).

#### Lithoklasten:

- Lagune (Ober-Jura Karbonatplattform)
  - Mudstones mit fenestralen Gefügen
  - Mikrite mit feinen Pellets-Schüttungen
  - Wacke- bis Packstones mit Mikritklasten, Foraminiferen, Dasycladaceen
  - Mikritklasten-Packstones mit Dasycladaceen (v.a. Clypeinen), Gastropoden, Foraminiferen
  - Dasycladaceenbruch-Wackestones mit mikritumkrusteten Dasycladaceen, mikritumkrusteter *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967)
  - Mikritumkrustete Rivulariaceen
- Hangfazies (Ober-Jura Karbonatplattform)
  - Graue, mikrosparitische Wackestones mit Mikritklasten

- Wackestones mit Crinoiden, Schalenresten
- Ausgewaschene Packstones mit Tubiphytes, Crinoiden
- Mikritklasten Packstones
- Wackestones und Packstones mit Radiolarien, Crinoiden, Schwammnadeln, Aptychen, kalzitischen Foraminiferen, Schalenresten
- Radiolarien-Wackestones mit Lenticulinen
- Beckenfazies
  - Saccocoma-Wackestones (Kimmeridgium bis Unter-Tithonium)
  - Radiolarien-Packstones
- Braune Feinsiltsteine
- Graue, rekristallisierte Mikrosparite mit tonigen Lagen
- Mikrokristalline Kieselsedimentgesteine
- Orange, verkieselte Tiefseetone
- Blockige Kalzite mit rötlicher Porenraumfüllung (Karst)

Über diesen ersten Brekzien, die mit sedimentärem Kontakt über der Alpinen Haselgebirge Mélange liegen, folgen Dezimeter gebankte, helle Kalke (Wackestones mit Sparitresten, Radiolarien, Crinoiden, Calpionellen, Schalenresten, Textularien). Diese werden nach oben etwas dünnbankiger und es sind Packstone-Lagen mit resedimentierten Bioklasten zwischengeschaltet (Crinoiden, Lenticulinen, Schalenreste, Radiolarien, Ammoniten, Tubiphytes, Textularien, Gastropoden, Dasycladaceenresten, Brachiopoden). Die größeren Lagen erodieren teilweise ihre Unterlagerung, die aus mikrospartischen Wackestones mit wenigen Mikritklasten bestehen. Darüber folgen hemipelagische Wackestones mit Radiolarien und Calpionellen. Mit Hilfe der Calpionellenfauna (Abb. 4.2.2.c) können diese hemipelagischen Kalke dem Ober-Tithonium (*Crassicollaria Zone*) zugeordnet werden.

## Schneiderwald und Tagebau

Im östlichen Schneiderwald und im Tagebau kann die weiterführende sedimentäre Abfolge studiert werden (Abb. 4.2.1.a). Im östlichen Schneiderwald (Abb. 4.2.2.d) sind braune, gebankte Kalkturbidite (Packstones mit Crinoiden, Mikritklasten, Sparitbruch, Tubiphytes, Textularien, rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln) mit schichtparallelen Hornsteinbändern aufgeschlossen. Diese wechseltlagern entlang des östlichen Schneiderwaldrückens mit grauen, hemipelagischen Mikriten und nehmen zum Hangenden hin sukzessive ab. In die grauen Mikrite sind mehrere Lagen mit oligomikten Kalkbrekzien eingeschaltet. Sie bestehen aus karbonatischen Flachwasser-Lithoklasten und grünen Tonen. Darüber liegen erneut grau-grüne, gebankte Mikrite, die von 10 cm bis 1 m gebankten, rot-grünen hemipelagischen Kalken, braunen Flachwasserturbiditen und grau-grünen Mikriten überlagert werden (Abb. 4.2.2.d). Diesen rot-grünen, groben Wackestones mit Packstone-Schüttungen (Crinoiden, Mikritklasten, Sparitbruch, Textularien, Tubiphytes, *Thaumatoporella* sp., Radiolarien, Schwammnadeln, Lenticulinen, Ammoniten, Calpionellen, Karstlithoklasten) folgen erneut grau-grüne, hemipelagische Mikrite. Zum Hangenden gehen sie von ihrem 10 cm plattigen bis flaserigen Habitus über zu Meter gebankten, hellen, hornsteinführenden Kalken. Diese sind als dichte Wackestones mit Radiolarien, Schwammnadeln, Mikritklasten und Sparitbruch

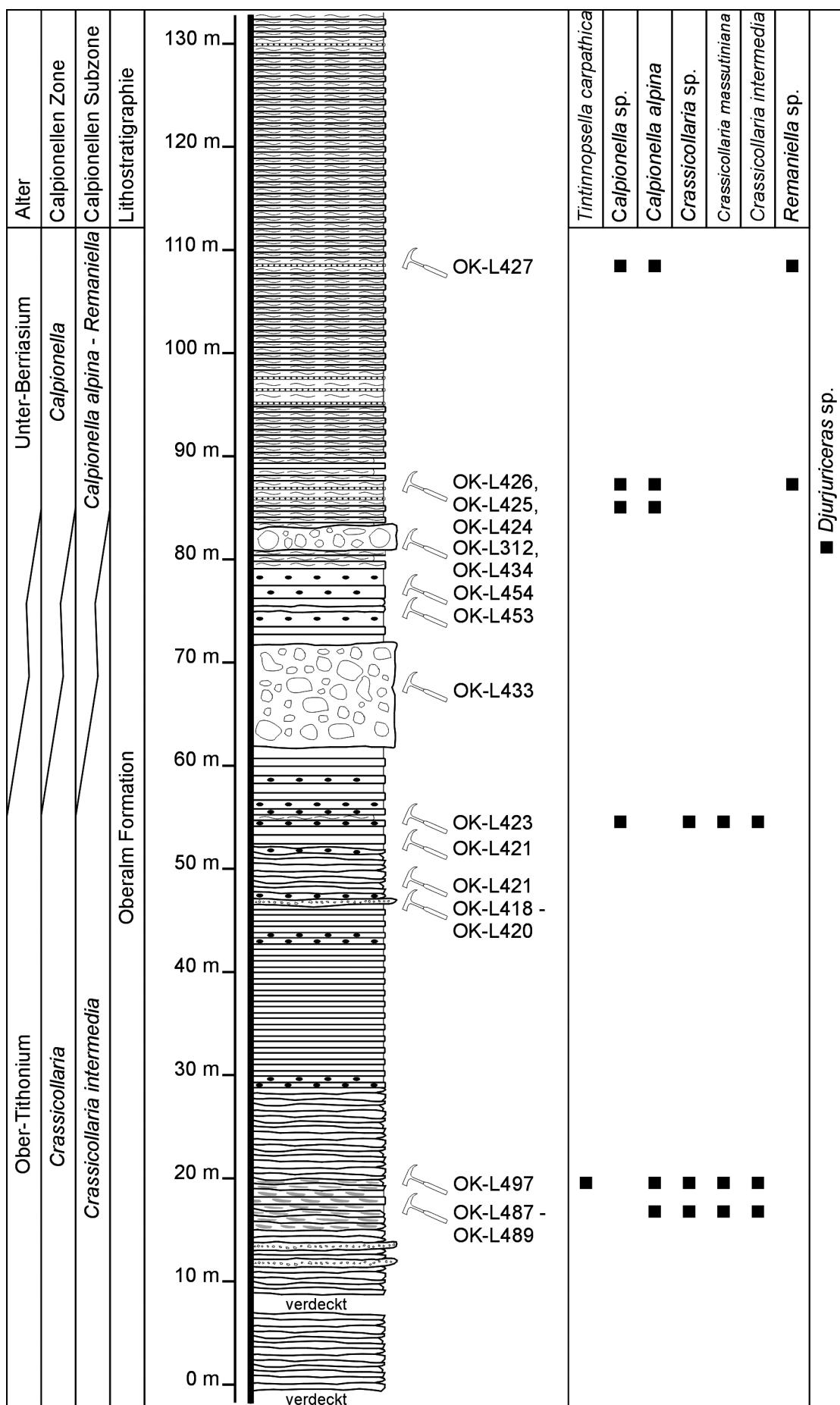


Abbildung 4.2.2.d, Seite 184: Stratigraphisch über dem Ottobau folgende Schichtfolge. Tieferer Teil der aufgeschlossenen Schichtfolge vom Schneiderwald bis in den nordöstlichen Tagebau.

ausgebildet. Bei Profilmeter 47 (Abb. 4.2.2.d) ist eine monomikte Brekzienbank in diese Wackestones eingelagert. Die lithoklastischen Komponenten bestehen aus hemipelagischen, radiolarienreichen Wackestones, mit einer etwas gelblichen bis rötlichen Matrix und Textularien. Darüber folgen erneut 30 cm bis 50 cm, ebenflächig gebankte bis synsedimentär verrutschte, helle Kalke. Sie entwickeln sich nach oben in 10 cm bis 20 cm gebankte Kalke, mit 1 cm bis 2 cm dünnenschichtigen, feinkörnigen, kalkigen Zwischenlagen. In weiterer Folge sind einige grüne, tonige Mergellagen zwischen die hellen, gebankten Kalke eingeschaltet. Die Kalke können mikrofaziell als hemipelagische Wackestones mit Radiolarien, Schwammnadeln, Lenticulinen und Crinoiden angesprochen werden. Darüber liegt eine grobe, komponentengestützte Brekzienbank, die aus Karbonat- und Tonlithoklasten besteht. Die eckigen Lithoklasten sind von braunen Säumen umgeben. Teilweise verfüllt grauer Kalksilt den verbliebenen Porenraum. Die karbonatischen Lithoklasten können in 2 Typen unterteilt werden. Zum einen in hemipelagische Wackestones mit Radiolarien, Foraminiferen, Schalenresten, Schwammnadeln, *Calpionella alpina* (LORENZ 1902), *Crassicollaria intermedia* (DURAND-DELGA 1957), *Crassicollaria massutiniana* (COLOM 1947), Mikritklasten und Sparitbruch. Und zum anderen in verschiedene Faziestypen des proximalen und distalen Hanges (grobe Packstones und ausgewaschene Packstones) mit faziell unterschiedlichen Litho- und Bioklasten.

#### Bioklasten:

- Pharetronide Schwämme, Korallen, mikrobiell umkrustete Gerüstbildner, Crinoiden, Tubiphytes, mit Kalzitzement und grünem Silt verfüllte, mikrobiell inkrustierende Organismen
- Textularien, lituolide Foraminiferen, *Mohlerina* sp., *Redmondoides* sp., *Nautiloculina oolithica* (MOHLER 1938)
- Onkoide, *Bacinella*-Knollen, *Thaumatoporella* sp.

#### Lithoklasten:

- Lagunenfazies (Ober-Jura Karbonatplattform)
  - Ausgewaschene Packstones mit mikritumkrusteten Rivulariaceen
  - Wackestones mit *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967),
  - Dasycladaceenbruch-Wackestones (z.B. mit Clypeinen)
  - Wackestones mit Foraminiferen, *Thaumatoporella* sp.
- Hangfazies (Ober-Jura Karbonatplattform)
  - Mikrosparitische Wackestone mit Tubiphytes
  - Crinoiden-Wackestones
  - Wackestones mit größeren Packstone-Schüttungen (Crinoiden, mikritumkrustete Crinoiden, pharetronide Schwämme, *Coscinophragma* sp., Tubiphytes, Textularien, lituolide Foraminiferen, Dasycladaceenreste, *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967))
  - Ausgewaschene Packstones mit Tubiphytes, Crinoiden, Textularien, *Andersonolina* sp., Mikritklasten, Schalenresten

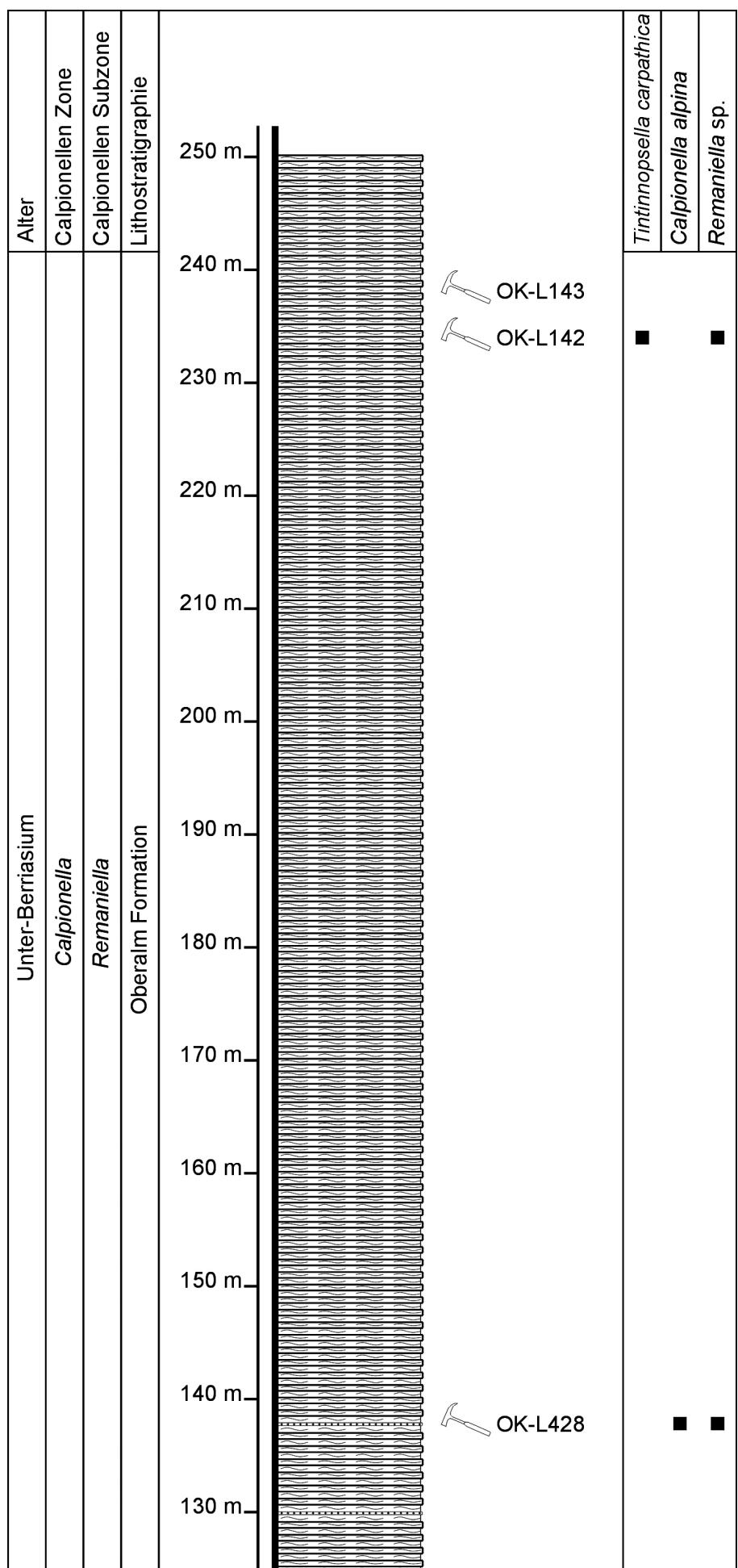


Abbildung 4.2.2.e, Seite 185: Mittlerer Teil der aufgeschlossenen Schichtfolge im nordöstlichen Bereich des Tagebaus.

---

- Blockige Kalzite mit rötlicher Porenraumfüllung (Karst)
- Braune und grüne Feinsiltsteine
- Mikrokristalline Kieselsedimentgesteine

Über der Brekzienlage folgen dick gebankte, helle Kalke mit resedimentiertem Flachwassermaterial und Hornsteinknollen (Barmstein Kalke). Es können auch synsedimentär verrutschte Pakete beobachtet werden. Diese Packstones können einer größeren Hangfazies mit verschiedenen Bioklasten und karbonatischen Lithoklasten zugeordnet werden. Alle Komponenten stammen aus einer oberjurassischen Karbonatplattformentwicklung.

Bioklasten:

- Crinoiden, (pharetronide) Schwämme, Tubiphytes, *Carpathocancer* sp.
- Textularien, lituolide Foraminiferen, *Mohlerina* sp., *Trocholina* sp., *Andersenolina* sp., *Redmondoides* sp., Lenticulinen
- *Thaumatoporella* sp., Schalenreste

Lithoklasten:

- Dasycladaceenbruch-Wackestones (Lagunenfazies)
- Feinkörnige Wackestones mit Crinoiden und Calpionellen (Hangfazies)
- Mikritumkrustete Rivulariaceen
- Mikritumkrustete *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967) (Lagunenfazies)
- Mikritklasten

Über den dicht gepackten Kalkturbiditen folgen dick gebankte Kalke mit resedimentiertem Flachwassermaterial und Hornsteinknollen (Feinkörnige Packstones mit Crinoiden, Sparitbruch und Mikritklasten). Diese werden von dünn gebankten, grün-grauen Mikriten mit Mergelzwischenlagen und größeren Bänken mit resedimentiertem Flachwassermaterial und schlussendlich wieder von einer komponentengestützten Brekzienbank mit kiesgroßen, kantengerundeten, karbonatischen Lithoklasten und grünen Tonen überlagert. Die Zusammensetzung der Karbonate entspricht der bereits beschriebenen, liegenden Brekzienbank mit hemipelagischen Wackestones mit Calpionellen, den Packstones der Hangfazies und mit Bio- und Lithoklasten aus unterschiedlichen Faziesbereichen einer karbonatischen Flachwasserplattform. Über der letzten Brekzienbank liegen mehrere Bänke der hellen, gebankten Flachwasserturbidite mit karbonatischen Lithoklasten, Crinoiden und resedimentierten Flachwasserorganismen. Darüber folgen an die 100 m mächtige, grüne, 5 cm bis 20 cm gebankte, mikritische Kalke mit grünen Mergelzwischenlagen (Abb. 4.2.2.e). Der Übergang von den hellen, von Resedimentationsprozessen beeinflussten Kalken zu den grünen Mergelkalken erfolgt relativ abrupt und kennzeichnet den Übergang vom Ober-Tithonium in das Unter-Berriasium (Abb. 4.2.2.d). Im tieferen Bereich dieser Kalk-Mergel Abfolge sind leicht verkieselte, helle Bänke, die überwiegend aus Radiolarien (Radiolarien-Packstones mit Sparitbruch, Mikritklasten, Schwammmadeln, Textularien, Lenticulinen, Aptychen, Calpionellen, orangen, detritären Körnern) bestehen, eingeschaltet. Die grün-grauen, gut gebankten Kalke (Wackestones mit Radiolarien, Schalenresten, wenigen Calpionellen) mit den grünen Mergelzwischenlagen enthalten im oberen Teil mehrere Pakete von sysedimentär ver-

rutschten Kalken als Anzeichen von Instabilitäten im Sedimentstapel. Mikrofaziell ändert sich in diesem Teil des Profiles (Abb. 4.2.2.e) wenig. Die Mikrofazies schwankt zwischen Radiolarien-Wackestones mit vereinzelten Aptychen, Calpionellen, Schalenresten und detritären Körnern wie Apatit und dichteren radiolarienreichen, Packstone-Lagen (feinkörnige Turbidite), die in die mergeligen Wackestones eingelagert sind.

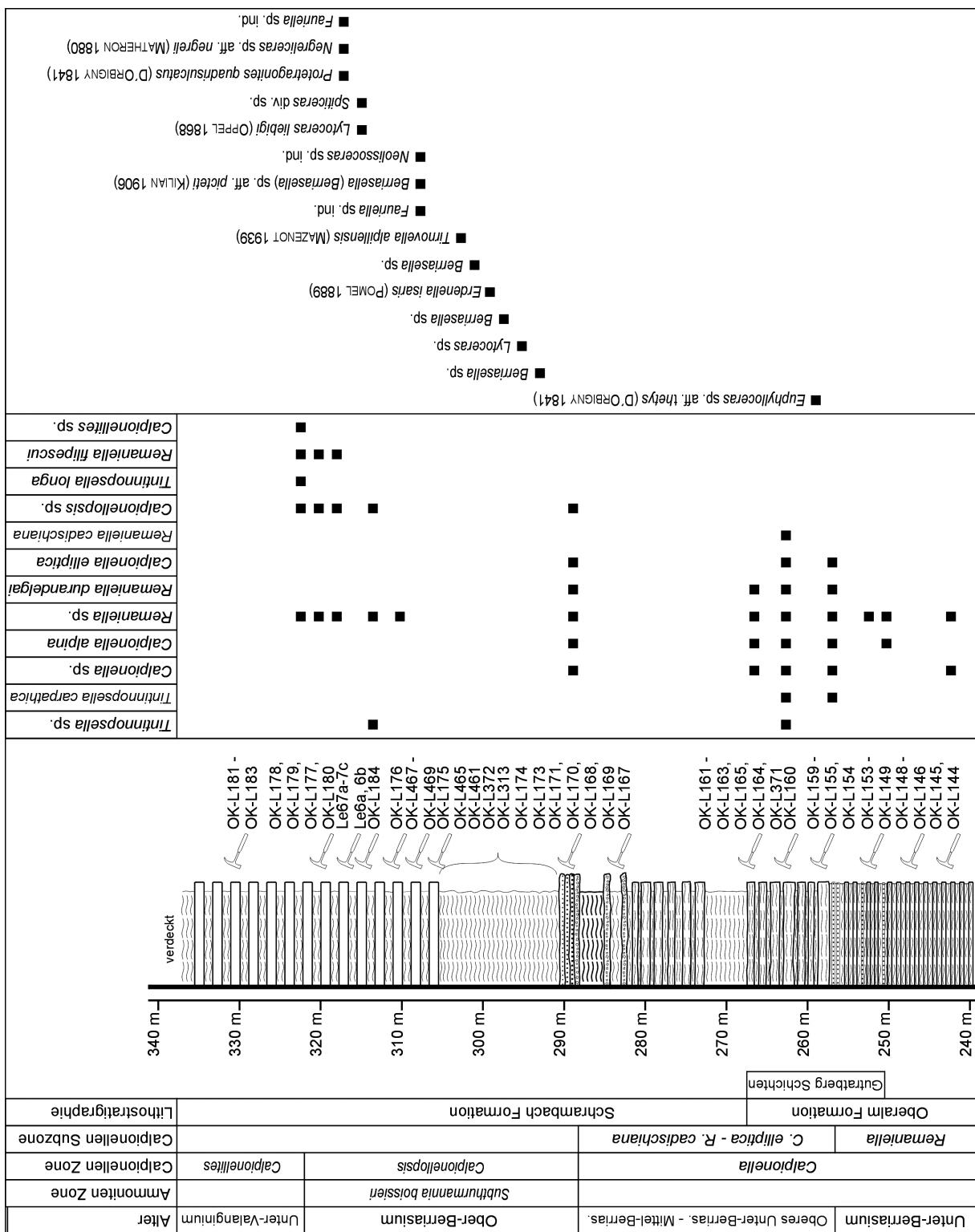


Abbildung 4.2.2.f: Hangender Teil der aufgeschlossenen Kalk-Mergel Schichtfolge im nordwestlichen Bereich des Tagebaus.

Ab Profilmeter 250 ändern sich Lithologie, Mikrofazies und Calpionellenfauna (Gutratberg Schichten, Abb. 4.2.2.f). Es schalten sich am Beginn mehrere, rötliche, verkieselte Bänke (Radiolarien-Packstones) ein. Zusätzlich ändert sich die Farbe der Mergel von grün hin zu einem gefleckten, grünlich-rötlichen Erscheinungsbild. Die Kalkbänke werden mergeliger und deren unregelmäßige Bankung kommt im Aufschluss klar zum Ausdruck. Erste Ammonitenabdrücke sind in den Mergeln erhalten geblieben. Die etwa 1 m dicke Bank bei Profilmeter 258 (Abb. 4.2.2.f) entspricht der Portlandzementlage. Darüber liegen rötlich-grünliche Mergel mit dick gebankten, rot-grünen, sehr feinkörnigen Kalkbänken. Über der letzten rötlichen Kalkbank der Gutratberg Schichten folgen braun-grüne Mergel mit Ammonitenabdrücken und Pflanzenresten (Schrambach Formation). In diese kalkigen Mergel sind zwei dünnere und eine dicke, graduierte Lage aus leicht verkieselten, gröberen turbiditischen Kalken eingeschaltet (KRISCHE & GAWLICK 2010a). Dieses etwa 1,5 m mächtige, resedimentierte Paket besteht aus mehreren 20 cm dicken, verkieselten Packstone-Bänken und beinhaltet neben Mikritklasten, Sparitbruch, Crinoiden, Textularien, Korallenresten, Schwammnadeln, Radiolarien und Calpionellen auch unterschiedliche Lithoklasten. Die Matrix, soweit vorhanden, besteht aus braunem Mergel.

- Mikritumkrustete *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967) (Lagunenfazies)
- Packstones mit *Protopeneroplis* cf. *ultragranulata* (GORBATCHIK 1971) (Plattformrandfazies)
- Bindstones mit mikrobiell induzierten Krusten (Vorrifffazies)
- Tubiphytes-Bindstones mit mikrobiell inkrustierten Riffbildnern (Riff-, Vorrifffazies)
- Mikrite mit Radiolarien, Radiolarien-Packstones
- Wackstones mit Filamenten, Radiolarien
- Wacke- bis Packstones mit Calpionellen (Oberalm Formation)
- Braune, pedogene Klasten, Karst
- Verschiedene bunte, detritäre Körner

Resedimentierte Calpionellen wie *Calpionellopsis* sp. indizieren ein minimales Alter der Kalkturbidite mit Ober-Berriasium (Abb. 4.2.2.f). Darüber folgen erneut grünbraune Mergel mit Ammonitenabdrücken und Resten von *Inoceramus* sp. . Ab Profilmeter 308 (Abb. 4.2.2.f) sind in die kalkigen Mergel 10 cm bis 50 cm gebankte Kalkbänke zwischengeschaltet. Gröbere Lagen dieser Kalkturbidite können auch lagig verkieselst sein. Es können zwei mikrofaziell unterschiedliche Typen der Kalke identifiziert werden. Radiolarienreiche Mikritklasten-Sparitbruch-Packstones wechseltlagern innerhalb der Bänke mit etwas gröberen Mikritklasten-Sparitbruch-Packstones mit Textularien. In den Mergellagen treten immer wieder gut erhaltene Ammonitenabdrücke auf (BUJTOR et al. in review). Die Mergel können als mergelige Wackestones mit Sparitbruch, Mikritklasten, Calpionellen, Pflanzenresten, Quarz und detritären Körnern angesprochen werden. Innerhalb der gebankten Kalk-Mergel Abfolge vollzieht sich der Übergang vom Ober-Berriasium in das Unter-Valanginium (*Calpionellites darderi* Subzone) (Abb. 4.2.2.f, g). Im Nordteil des Steinbruchs endet das Profil westlich dem Altreifenlagerplatz in diesen Gesteinsschichten. Etwas südlich der Brecheranlage (Abb. 4.2.a) kann das dort auftretende Profil (Abb. 4.2.2.g,) mit Hilfe der rot-grünen Kalk- und Mergelbänke der Gutratberg Schichten mit dem nördlichen (Abb. 4.2.2.f) korreliert werden. Die Mächtigkeiten und der Makrofossilinhalt der oberberriasischen bis untervalanginischen Gesteine sind mit den oben beschriebenen ident. Überlagert wird die Kalk-Mergel Wechselfolge im West- (Abb. 4.2.2.h) und Südteil (Abb. 4.2.2.i) des Steinbruches von

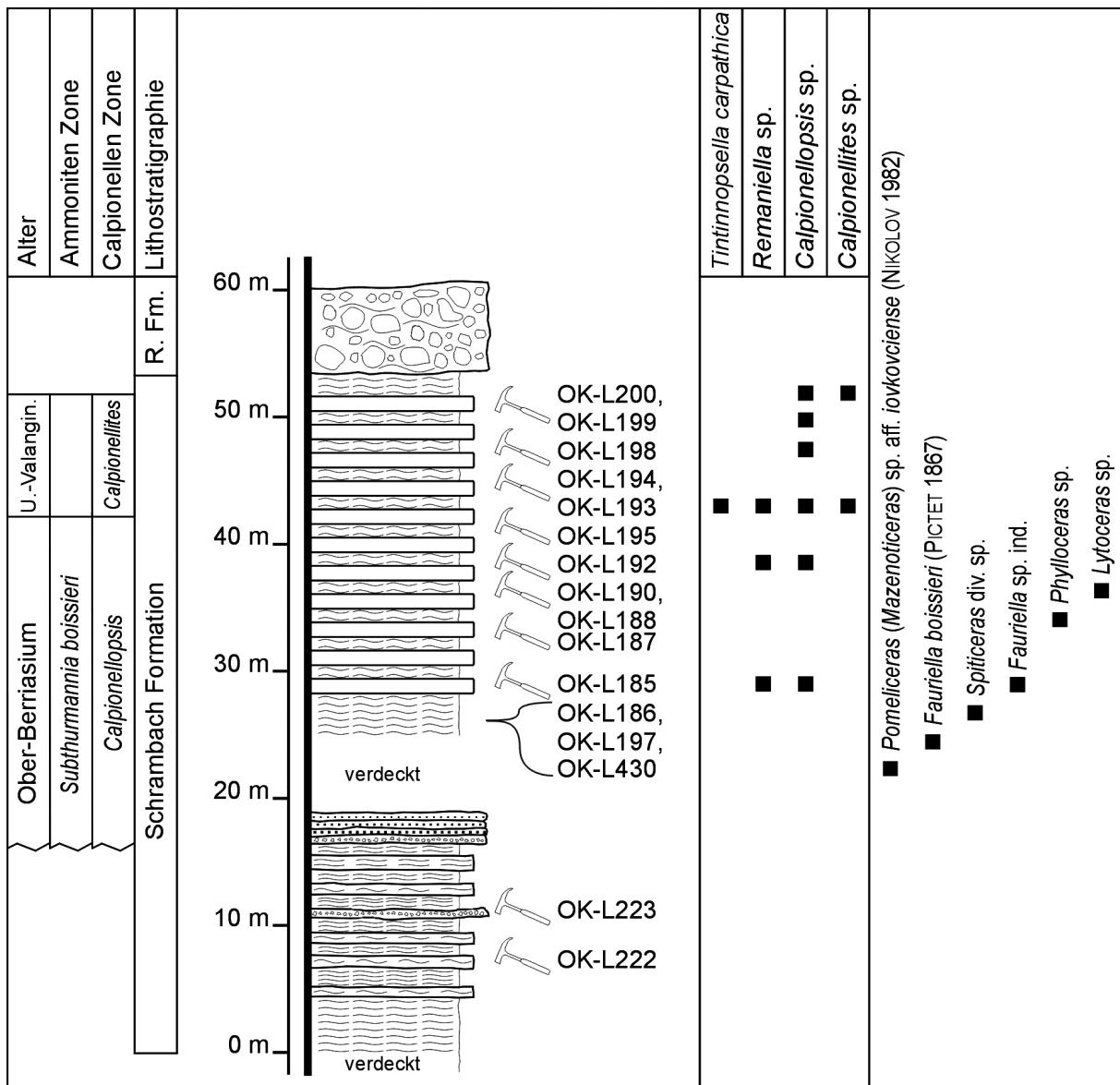


Abbildung 4.2.2.g: Übergang der Kalk-Mergel Schichtfolge der Schrambach Formation zu den überlagernden Konglomeraten (Roßfeld Formation) im Westteil des Tagebaus. R. Fm.: Roßfeld Formation.

gänzlich unterschiedlichen Gesteinen. Über einer Erosionsdiskordanz liegen kiesige bis blockige, gut gerundete Konglomerate, die überwiegend matrixgestützt vorliegen. Makroskopisch erscheinen sie als pelitreiche Schlammströme (mud-flows) mit gerundeten Lithoklasten der Kies- bis Blockgröße. Es können bis zu vier Schlammströme, mit erosiver Basis, im südlichen Profil (Abb.4.2.2.i, vergleiche dazu auch Abb.4.2.2.h) unterschieden werden. Des weiteren liegen zementierte, kohäsionslose Schuttströme (mass-flows, debris-flows) vor. Mikrofaziell können sie als lithoklastische Konglomerate, optional mit mikrosparitisch oder mit feinsandig gefülltem Porenraum angesprochen werden. Diese feinsandige Porenfüllung besteht aus eckigem Quarz, Sparitbruch, Miktiklasten, bunten detritären Körnern, Bioklasten und Lithoklasten. Sehr häufig sind komponentengestützte Konglomerattypen, aber es kommen auch matrixgestützte Konglomerate vor. Speziell im südlichen Aufschluss der Konglomerate sind singuläre Lithoklasten verschiedener Provenanz, die dispers im tonig mergeligen Sedimentstein (mud-flow) verteilt sind, häufig. Zusätzlich treten auch zementierte, abgerundete Konkretionen, die wie die Konglomeratbänke ebenfalls aus unterschiedlichen Lithoklasten zusammengesetzt sind, auf.

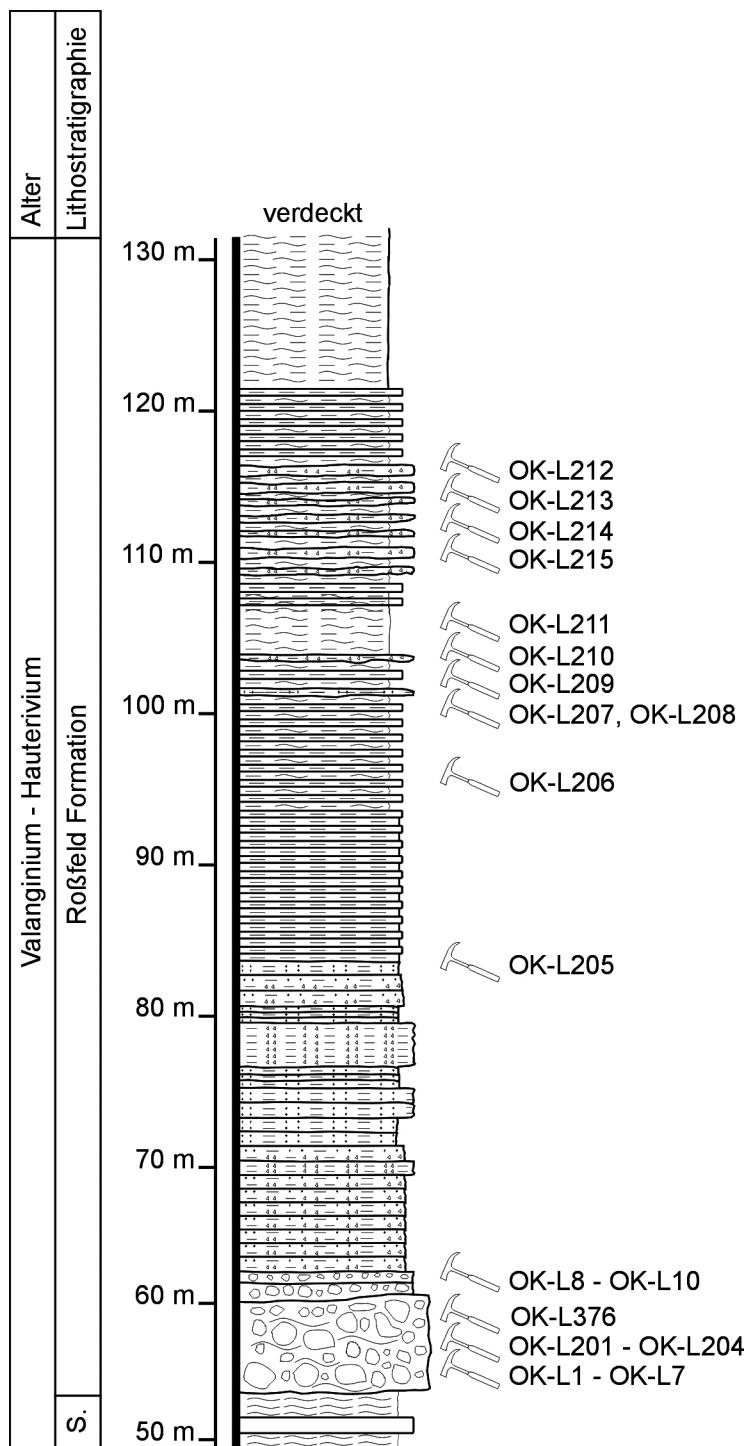


Abbildung 4.2.2.h: Profil durch die konglomeratische, arenitische und kieselige Roßfeld Formation im Westteil des Tagebaus. S.: Schrambach Formation.

Bioklasten:

- Crinoiden, mikrobiell inkrustierte Schwämme, pharetronide Schwämme, rekristallisierte Gerüstbildner, mikrobiell inkrustierte Korallen, Serpuliden, mikrobiell inkrustierende Organismen
- Lenticulinen, *Coscinophragma* sp.
- *Sporolithon rude* (LEMOINE 1925)
- Brachiopoden, Bryozoen, Gastropoden, Onkoide, *Bacinella-Lithocodium* Krusten

## Karbonate (Ober-Jura bis Unter-Kreide):

- Lagunenfazies
  - Wackestones mit Mikritklasten, Sparitbruch, Iituoliden Foraminiferen, *Quinqueloculina* sp., Textularien, *Andersenolina elongata* (LEUPOLD 1935), *Trocholina involuta* (MANTSUROVA 1982), Dasycladaceenbruch, Schalenresten
  - Wackestones mit Dasycladaceenbruch (vor allem Clypeinen), Foraminiferen
  - Mikritumkrustete *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967)
  - Wackestones mit *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967)
  - Wackestones mit „mudcracks“
- Höherenergetischer, interner Plattformrand, Lagune, „Rückriff“
  - Ausgewaschene Packstones mit Foraminiferen, Dasycladaceenresten
  - Packstones mit Mikritklasten, Iituoliden Foraminiferen, *Andersenolina elongata* (LEUPOLD 1935), *Mohlerina basiliensis* (MOHLER 1938), Foraminiferen, Dasycladaceenresten, Onkoiden
- Vorriff, Riff, Riffnah
  - Bindstones mit verschiedenen inkrustierenden Organismen
  - Bindstones mit inkrustierenden Organismen, Schwämmen, Korallen, Iituoliden Foraminiferen
  - Bindstones mit Korallen, Tubiphytes
  - Bindstones mit mikrobiell umkrusteten Schwämmen, *Bacinella-Lithocodium* Aggregaten, mit feinkörnigen Pellets und Foraminiferen in den Zwischenräumen der Gerüstbildner
- Grobkörnige Hangfazies
  - Ausgewaschene Packstones mit Crinoiden, Bryozoen, Mikritklasten, Pellets, Lenticulinen, Iituoliden Foraminiferen, Tubiphytes, *Propopeneroplis* sp.
  - ausgewaschene Packstones mit Mikritklasten, *Mercierella* sp., *Nautiloculina oolithica* (MOHLER 1938), Tubiphytes, mikritumkrusteten Crinoiden, Lithoklasten (Wackestone mit *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967)), Ooiden
  - Packstones mit Iituoliden Foraminiferen, Rivulariaceen, Tubiphytes, inkrustierenden Organismen und verschiedenen mikritumkrusteten Organismen
  - Packstones mit Tubiphytes und anderen mikrobiell inkrustierenden Organismen
  - Grobe Crinoiden-Packstones mit schwärzlich verfärbtem Sparitbruch
  - Ausgewaschene Packstones mit Dehnungsspalten, die mit braun-grauem, mikritischem Material verfüllt sind
  - Grobe Packstones mit unterschiedlichen Litho- und Bioklasten:
    - Schwämmen, Korallen, *Coscinophragma* sp., Tubiphytes, mikrobiell inkrustierenden Organismen, Textularien, Iituoliden Foraminiferen, *Andersenolina elongata* (LEUPOLD 1935), *Mohlerina* sp., *Carpathocancer* sp., umkrusteten Crinoiden, Gastropoden, Rivulariaceen, umkrustete Dasycladaceen

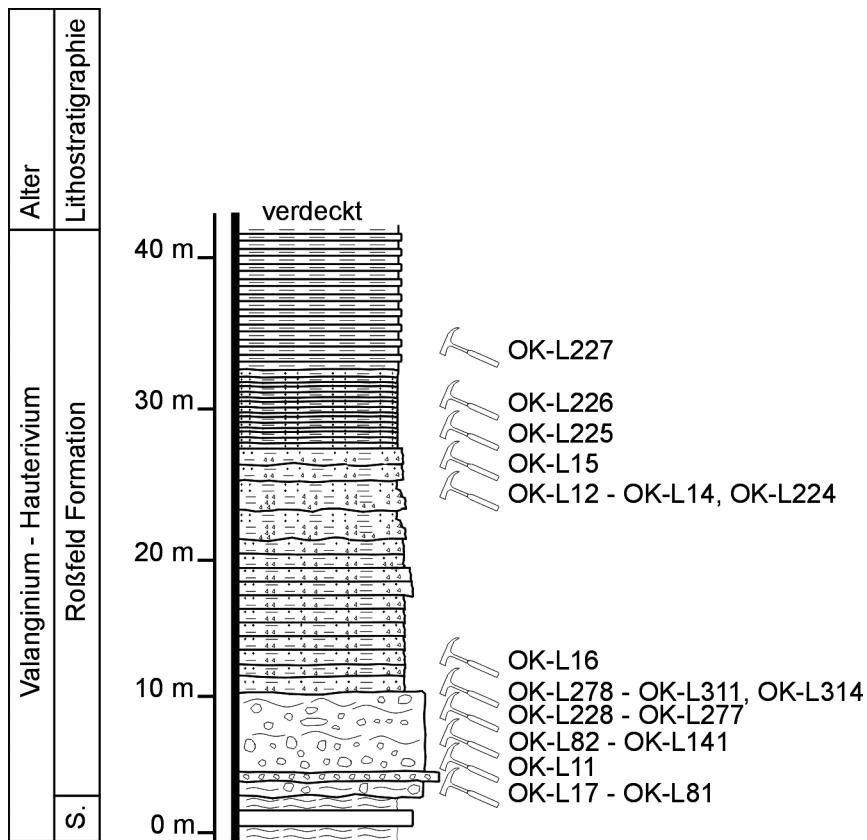


Abbildung 4.2.2.i: Profil durch die konglomeratische, arenitische und kieselige Roßfeld Formation im Südteil des Tagebaus.

- Feinkörnige Hangfazies

- Wacke- bis Packstones mit Crinoiden, Sparitbruch, Schalenresten, Radiolarien, Schwammnadeln
- Packstones mit Schalenresten, Tubiphytes
- ausgewaschene Packstones mit Mikritklasten, Sparitbruch, Textularien, Lenticulinen, Iltuoliden Foraminiferen
- Dichte Packstones mit Mikritklasten, Textularien, Tubiphytes, Sparitbruch, Lenticulinen, Holothurien, Crinoiden
- Wackestones mit Crinoiden, Aptychen, Radiolarien, Sparitbruch, Calpionellen, Lenticulinen, Schalenresten
- Wackestones mit Radiolarien, Schalenresten, Lenticulinen, Sparitbruch
- Packstones mit Schwammnadeln, Schalenresten
- Feinkörnige, schliergele Mikrosparite, eingeschnitten mit erosivem Kontakt sind feinkörnige Pellets-Schüttungen und gröbere Packstones mit Bio- und Lithoklasten
- Graue Mikrite mit feinen Schüttungen aus Sparitbruch, Mikritklasten, Crinoiden, Calpionellen
- Packstones mit Radiolarien, Sparitbruch, Schwammnadeln, Schalenresten, Crinoden
- Schwammnadel-Packstones mit Crinoiden, Radiolarien
- Schwammnadelreiche Packstones mit Radiolarien, Crinoiden, Schalenresten

- Beckenfazies
  - Calpionellen-Wackestones
  - Wackestones mit *Calpionella alpina* (LORENZ 1902), Radiolarien, Sparitbruch
  - Mergelige Wacke- bis Packstones mit Radiolarien, Crinoiden, Filamenten
  - Calpionellen-Wackestones mit *Calpionella alpina* (LORENZ 1902) und Crassicollarien, mit Pellets-Packstone und Mikritklosten-Packstone Lagen
  - Wackestones mit *Crassicollaria massutiniana* (COLOM 1947)
  - Wackestones mit Lagen feinkörniger Kalkturbidite, *Calpionella alpina* (LORENZ 1902) und *Remaniella* sp.
  - Feinkörnige Mikrosparite mit rekristallisierten Radiolarien
  - Verkieselte Mikritklosten-Packstones mit Schalenresten

Karbonate (Kimmeridgium bis Mittel-Tithonium):

- *Saccocoma*-Packstones mit Radiolarien, Ammoniten
- Graue Mikrite mit größeren Schüttungen aus Pellets, Sparitbruch, Schwammnadeln, *Saccocoma* sp.
- Leicht verkieselte Packstones mit Crinoiden, Radiolarien, Schwammnadeln, Mikritklosten, *Saccocoma* sp.
- Packstones mit Lenticulinen, Radiolarien, Schalenresten, (Proto)Globigerinen, Schwammnadeln, Ammoniten, Sparitbruch, Mikritklosten (Agatha Kalk)

Karbonate (Mittel-Jura bis basaler Ober-Jura):

- Verkieselte Filamentkalke mit Radiolarien, Crinoiden, Mikritklosten
- Helle, etwas rekristallisierte Radiolarien-Wackestones mit Filamenten
- Helle Radiolarien-Wackestones mit Filamenten

Karbonate (Trias):

- Mikrosparitische Packstones mit ausgelängten Mikritklosten bzw. Ooiden (Oberer Werfener Kalk bis basale Gutenstein Formation)

Karbonate (unzuordnbar):

- Graue Mikritklosten
- Dunkle, schwarz-grüne Mikrite mit Sparitbruch
- Dunkle Mikrite
- Graue Mikrosparite
- Schwarze, dichte, tonige Mikrite
- Schwarz verfärbte Mikrite mit diagenetischem Pyrit
- Dolomitisierte? Riffschutt

Gemischt karbonatisch siliziklastische Gesteine:

- Gelbliche Mikrite mit Pflanzenresten
- Braun-graue Packstones mit Quarz, rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln, Lenticulinen, Crinoiden, Mikritklosten, Sparitbruch, detritären Körnern
- Braun-graue Wackestones mit Quarz, Crinoiden, Sparitbruch, Calpionellen

- Glaukonitisierte Packstones mit Quarz, Crinoiden, Mikritklasten, Sparitbruch

Kieselsedimentgesteine:

- Helle, mikrokristalline Kieselsedimentgesteine
- Gelblich-weiße, mikrokristalline Kieselsedimentgesteine
- Dunkelrote, verkieselte Tiefseetone
- Gelblich-rötliche, verkieselte Tiefseetone
- Rote, verkieselte Tiefseetone mit wenigen Radiolarien
- Schwarz-rote, verkieselte Tiefseetone
- Radiolarite
  - Schwarze Radiolarien-Wackestones mit großen, runden rekristallisierten Radiolarien (Anisium/Ladinium)
  - Geschichtete, rot-schwarze Radiolarite
  - Schwarz-rote Radiolarite (Anisium/Ladinium)
  - Helle, gelbliche etwas rekristallisierte Radiolarien-Wackestones mit tonigen Lagen (Anisium/Ladinium?)
  - Schwarze Radiolarite (Anisium/Ladinium)
  - Schwarz-gelbe Radiolarien-Wackestones mit großen, runden, rekristallisierten Radiolarien (Anisium/Ladinium)
  - Rötliche Radiolarien-Wackestones mit runden und kegelförmigen, rekristallisierten Radiolarien (Anisium/Ladinium)
  - Rot-braune Radiolarien-Packstones mit runden Radiolarien (Anisium/Ladinium)
  - Rote Radiolarien-Packstones mit kleinen runden, rekristallisierten Radiolarien (Ober-Trias, evtl. Karnium)
  - Rote Radiolarite (Ober-Trias), stark tektonisiert
  - Rote Radiolarite mit großen runden, rekristallisierten Radiolarien (Ober-Trias)
  - Rote Radiolarite mit rekristallisierten, runden kleinen und großen Radiolarien (Ober-Trias, Ober-Jura?)
  - Rötliche, rekristallisierte Radiolarien-Wackestones
  - Rote, geschichtete Radiolarite
  - Grüne Radiolarite
  - Rot-gelbe Radiolarien-Wackestones mit Filamenten
  - Helle, rekristallisierte (leicht metamorphe) Radiolarien-Packstones
  - Tektonisierte, gelbe Radiolarien-Wackestones
  - Braun-schwarze Kieselmergel

Magmatite:

- Vulkanite mit schwarzer, sehr feinkörniger Matrix und Feldspat-Phänokristallen in Tafelform
- Grüne, feinkörnige Vulkanite mit dünnen, leistenförmigen Phänokristallen
- Grüne, helle Vulkanite mit Feldspat-Phänokristallen in Sternform
- Feinkörniges, schwarzes, vulkanisches Glas
- Braune Pyroxenite
- Ophikalzite mit Quarzzement, synsedimentär zerscherten, rötlichen Tonen

Metamorphite:

- Serpentinite

Siliziklastika:

- Grüne Siltsteine
- Braune Feinsiltsteine mit Quarz, Pflanzenresten
- Braune, quarzreiche Siltsteine
- Rötlich-grünliche Siltsteine mit Quarz, „black pebbles“, roten Körnern
- Karbonatisch zementierte Feinsandsteine mit Quarz, Glimmer
- Helle Quarzsandsteine mit Glimmer, Karbonat
- Quarzsandsteine mit schwärzlichen Lithoklasten, Karbonatzement
- Rötlicher Karst/Boden

Diagenetische Bildungen:

- Hornstein

Über den Konglomeraten und den größeren, lithoklastischen Areniten folgen in einer feiner werdenden Abfolge über leicht verkieselten, schwarzen crinoidenreichen Packstones (Bryozoen, Brachiopoden, Schalenreste, Quarz, Mikritklasten, Sparitbruch) mit wenigen Lithoklasten, gebankte, schwarz-graue Kieselkalke (Packstones mit Quarz, Mikritklasten, Sparitbruch, Criniden, Textularien, Lenticulinen, Pflanzenresten, Schwammnadeln, Radiolarien, Schalenresten). Die Matrix (Hintergrundsediment) besteht aus feinkörnigem, braunem, Mergel. Millimeterschichtung kann in den Schliffen beobachtet werden. Zum Hangenden sind zwischen den Kieselkalkbänken schwarz-graue Kieselmergel (Wackestones) eingelagert. Ab etwa Profilmeter 102 (Abb. 4.2.2.h) liegen 10 cm bis 20 cm mächtige, gröbere arenitische Lagen mit erosiver Basalfläche zwischen den Kieselkalken und Kieselmergeln. Diese sind in den unteren Lagen mikrofaziell als grobkörnigere Variationen der Kieselkalke anzusehen. Darüber hinaus nehmen der qualitative und quantitative Anteil an verschiedenen Bio- und Lithoklasten innerhalb der Arenite stark zu. Zwischen Profilmeter 108 und 115 (Abb. 4.2.2.h) treten überwiegend lithoklastische Arenite und schwarz-graue Kieselmergel auf. Die Matrix der Brekzienbänke entspricht jener der Mikrofazies der Kieselkalke.

Bioklasten:

Brachiopoden, Criniden, mikrobiell inkrustierende Organismen, Serpuliden, Bryozoen, Schalenreste

Karbonate (Ober-Jura bis Kreide):

- Lagunenfazies
  - Wackestones mit *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967)
- Hangfazies
  - Criniden-Mikritklasten-Packstones mit Sparitbruch

- Grobe Packstones mit Lenticulinen, Crinoiden, Schalenresten, Radiolarien, Lithoklasten (Mikrosparite)
- Mikritklasten-Packstones mit Schwammnadeln, Sparitbruch
- Graue Wackestones mit Mikritklasten, Schalenresten
- *Saccocoma*-Packstones (Kimmeridgium bis Unter-Tithonium)
- Beckenfazies
  - Calpionellen-Wackestones mit Schalenresten (Oberalm Formation)
  - Braun-graue Wackestones mit Schalenresten

Karbonate (Trias):

- Oberer Werfener Kalk

Karbonate (unzuordenbar):

- Feinkörnige Mikrosparite
- Schwarz-braune Mikrite
- Graue Mikrite mit gelben Mineralkörnern

Gemischt karbonatisch siliziklastische Gesteine:

- Braune, mergelige Wackestones mit Packstone-Schüttungen aus Quarz, Sparitbruch, Mikritklasten, Pflanzenresten, bunten, detritären Körnern

Kieselsedimentgesteine:

- Helle, mikrokristalline Kieselsedimentgesteine
- Orange, verkieselte Tiefseetone

Siliziklastika:

- Quarzführende Siltsteine

Diese höherenergetischen, arenitischen Resedimente enden abrupt. Die hangenden Gesteine erscheinen wieder in feinkörnigem, kieseligem Habitus (schwarze Kieselkalke und Kieselmergel). Bis zum Ende der aufgeschlossenen Schichtfolge im Tagebau sind nur mehr braun-schwarze, dünnplattigen Kieselmergel (lockere Pack- bis Wackestones) vorhanden. Diese enthalten an detritären Körnern z.B. Quarz, Apatit, Chromspinell, Berezowskit, Serpentin, Granat, Glimmer und Feldspat (Albit).

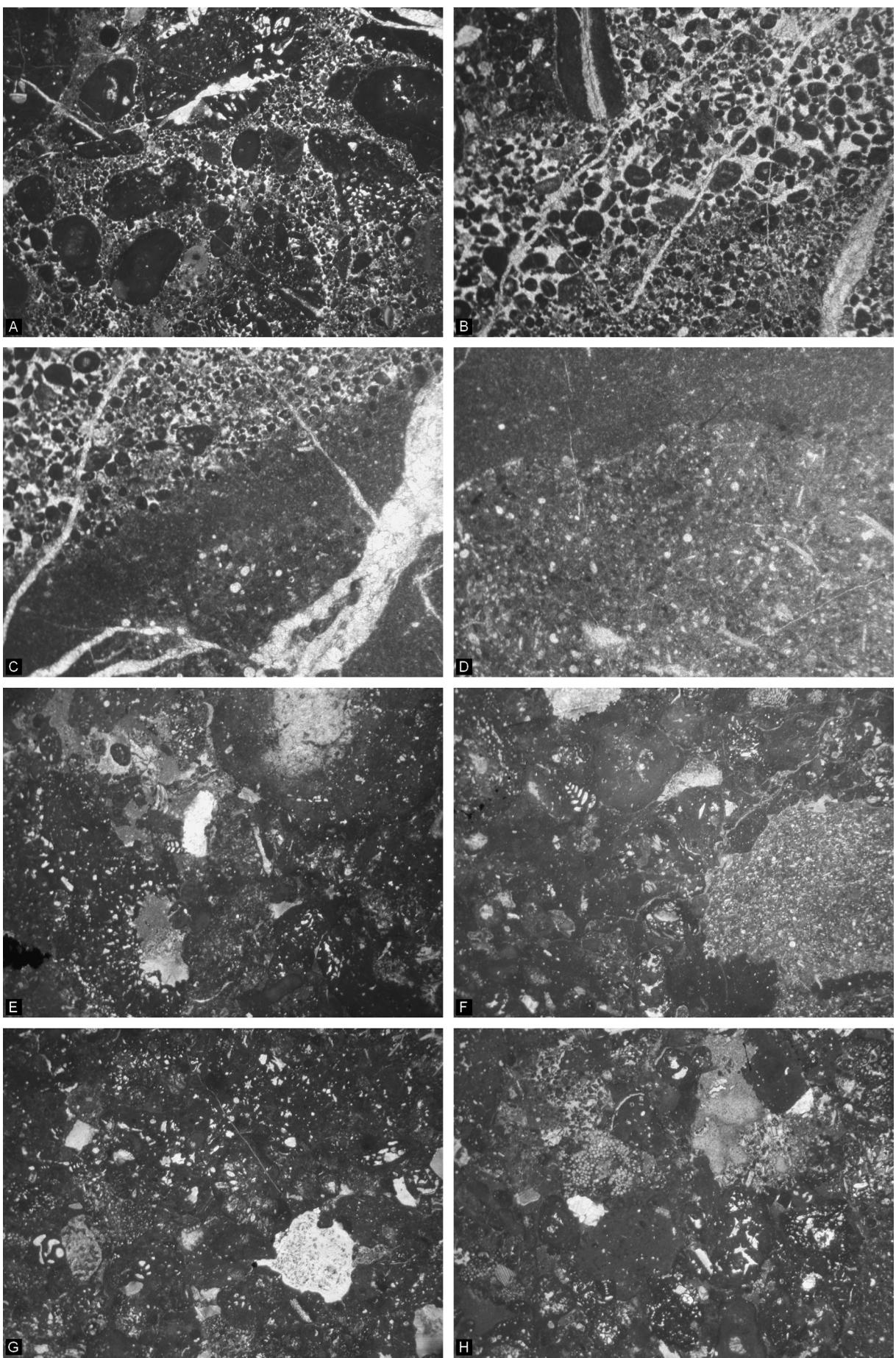
Abbildung 4.2.2.j, Seite 198: Mikrofazies der Tonflatschenbrekzie. A: Ausgewaschener Packstone der Hangfazies mit Mikritklasten, Crinoiden und mit größeren Karbonat- und Tonlithoklasten, OK-L334\_3. B: Übergang von feinkörniger Packstone-Fazies zu gröberen, ausgewaschenen Packstones. Beide mit Tonkomponenten, OK-L334\_7. C: Ausgewaschener Packstone über Wackestone mit rekristallisierten Radiolarien, OK-L334\_7. D: Hemipelagischer Wackestone mit feinkörniger Packstone-Schüttung aus Mikritklasten, rekristallisierten Radiolarien und Schwammnadeln, OK-L334\_7. E: Komponentengestützte Brekzie mit Bioklasten, Karbonat- und Tonlithoklasten, OK-L433\_1. F: Komponentengestützte Brekzie mit verschiedenen Bio- und Lithoklasten (z.B.: kieselige Radiolarien-Schwammnadel-Packstones). Alle Komponenten sind von dünnen Tonhäuten umgeben, OK-L434\_1. G: Bioklastenreichere Brekzie mit Foraminiferen, Gerüstbildnern, Crinoiden und Lithoklasten (Dasycladaceenbruch-Wackestones, mikrokristalline Kieselsedimentgesteine). Die Lithoklasten sind von dünnen Tonhäuten umgeben, OK-L434\_3. H: Bioklastenreichere Brekzie mit lituoliden Foraminiferen, Gerüstbildnern, *Nautiloculina* sp. und Lithoklasten der Lagunenfazies, OK-L433\_7. Bildbreite: A bis G= 1,4 cm; H= 0,5 cm.

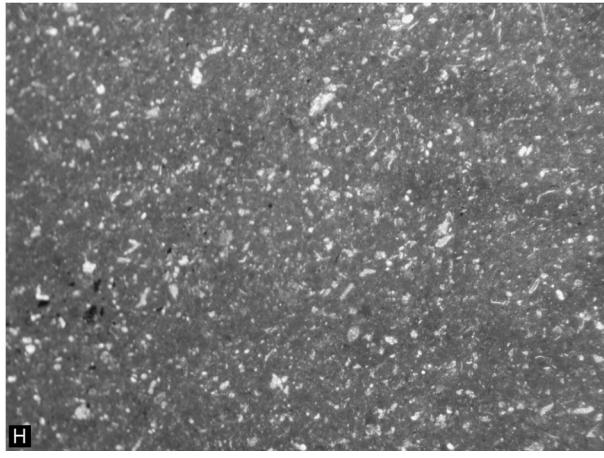
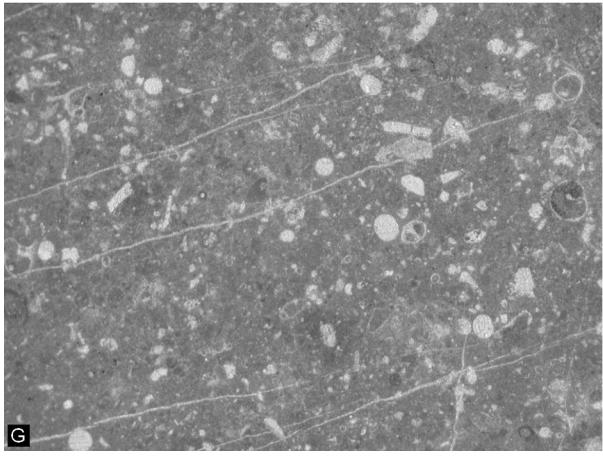
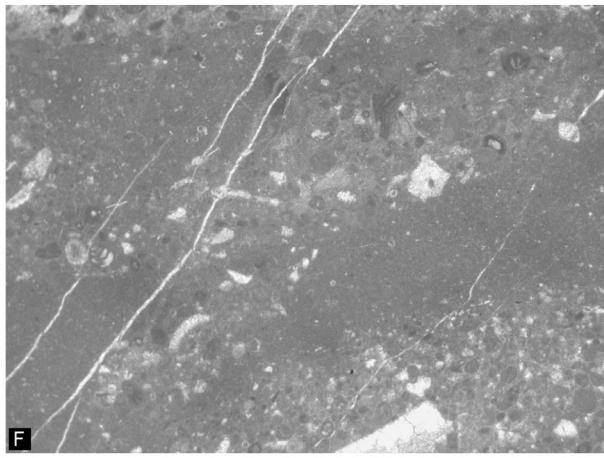
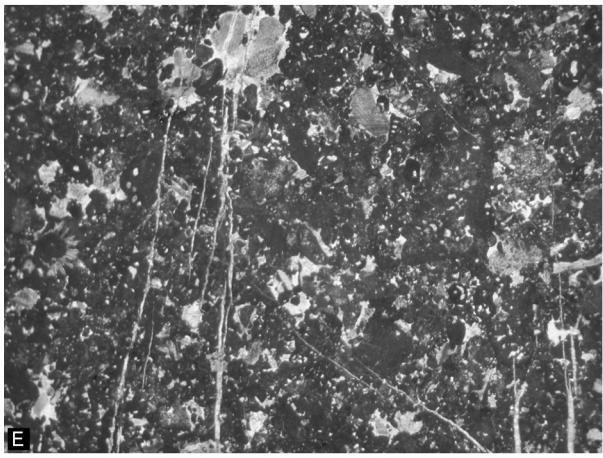
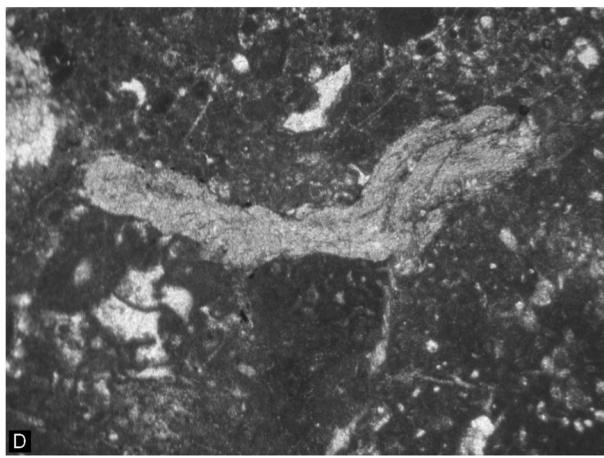
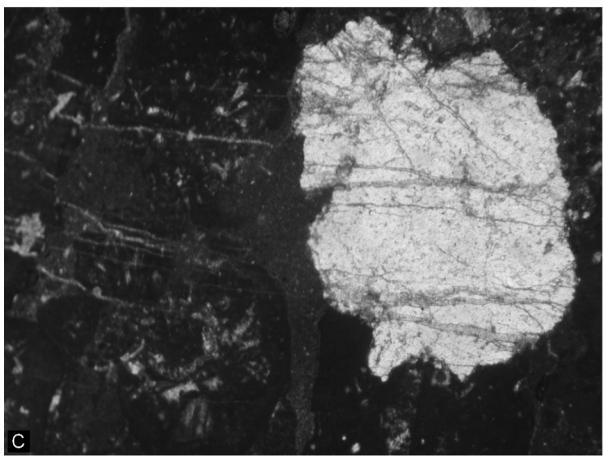
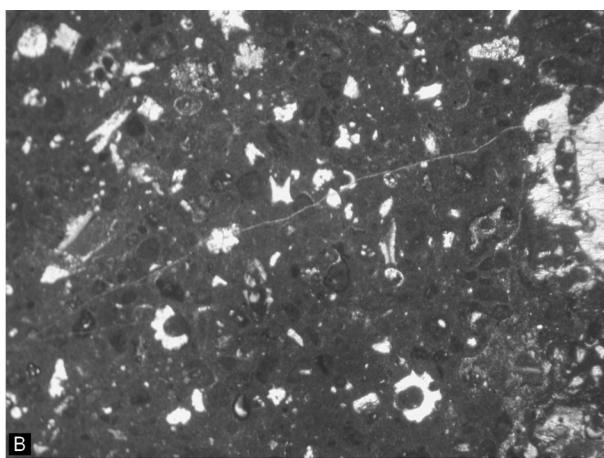
Abbildung 4.2.2.k, Seite 199: Mikrofazies der Tonflatschenbrekzienkomponenten und der hemipelagischen, sedimentären Überlagerung (Oberalm Formation). A: Feinkörniger Radiolarien-Calpionellen-Packstone, Mikritklast mit *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967) und weiteren karbonatischen Lithoklasten. Die Porenfüllung besteht aus feinkörnigem Karbonatsilt, OK-L433\_1. B: Dasycladaceenbruch-Wackestone mit verschiedenen Clypeinen Bruchstücken, OK-L434\_9. C: Mikrokristallines Kieselsedimentgestein als Lithoklast in der Brekzie, OK-L433\_5. D: Tonkomponente neben hemipelagischen Lithoklasten, OK-L433\_7. E: Crinoidenreicher Packstone mit verschiedenen Flachwasserbioklasten und Zement in den Porenzwischenräumen, OK-L453\_1. F: Hemipelagischer, feinkörniger Wackestone mit dünnen, re-sedimentierten Lagen von Radiolarien, Mikritklasten und Sparitbruch bzw. Mikritklasten, Sparitbruch, Foraminiferen, Crinoiden, Tubiphytes und Calpionellen, OK-L487. G: Dichter Wackestone mit Sparitbruch, rekristallisierten Radiolarien, kalzitischen Foraminiferen und Ammoniten, OK-L497. H: Feinkörniger, dichter Wackestone mit Sparitbruch, Schalenresten, Schwammnadeln und rekristallisierten Radiolarien, OK-L422. Bildbreite: E= 1,4 cm; A bis B, F bis H= 0,5 cm; C bis D= 0,25 cm.

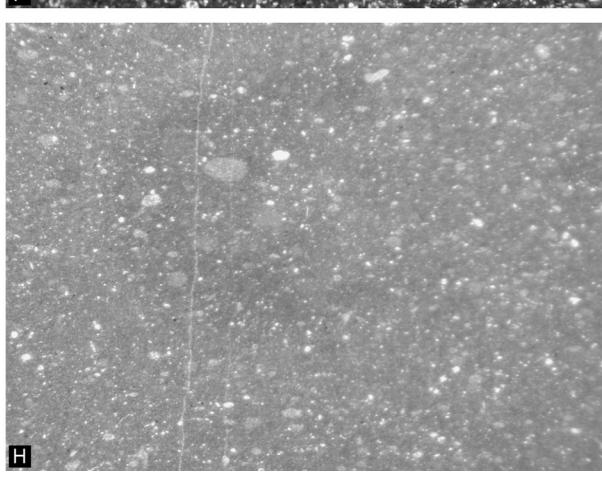
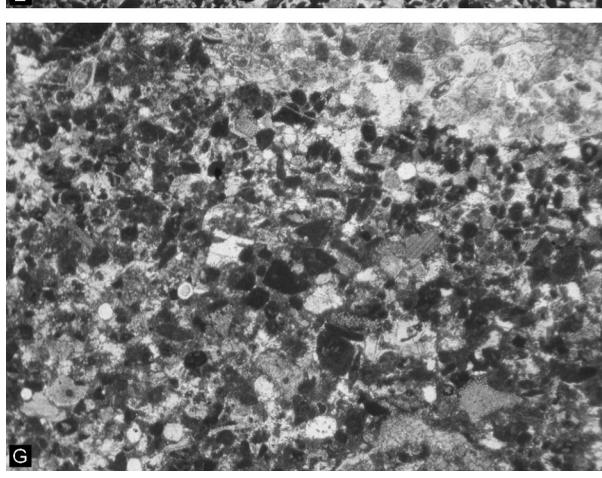
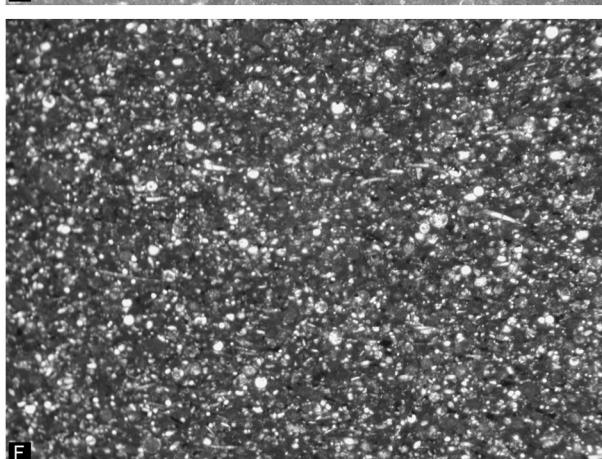
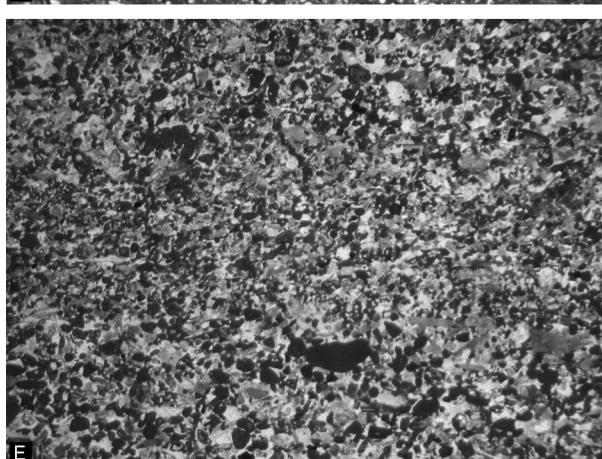
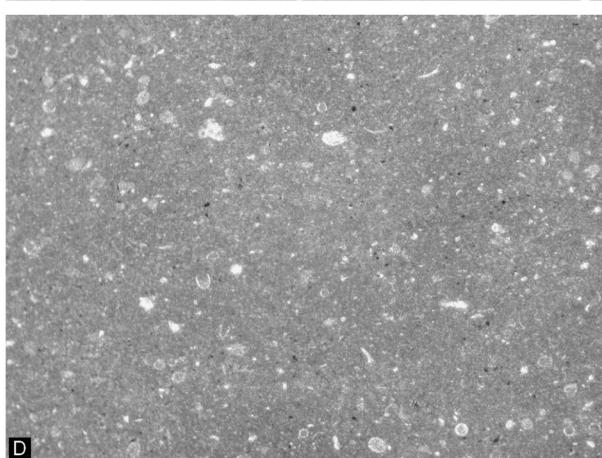
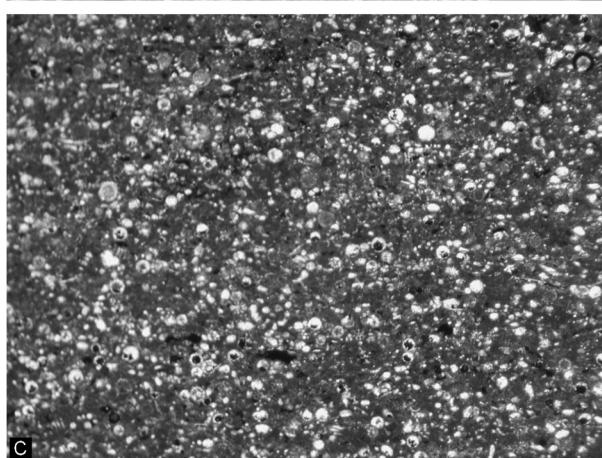
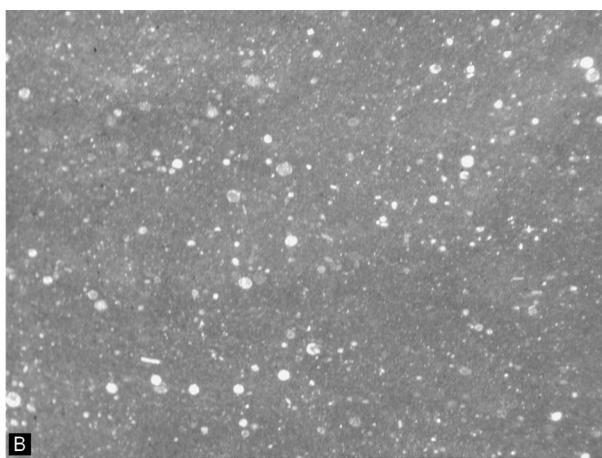
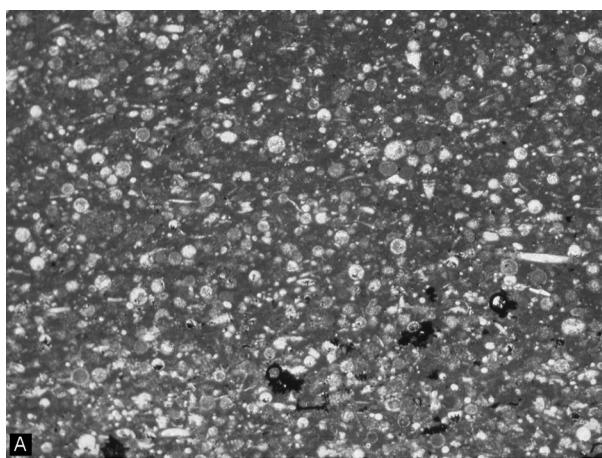
Abbildung 4.2.2.l, Seite 200: Mikrofazies der Oberalm und Schrambach Formation. A: Radiolarien-Packstone mit Schwammnadeln und Schalenresten, OK-L427\_1. B: Dichter Wackestone mit rekristallisierten Radiolarien und Sparitbruch, OK-L142. C: Radiolarien-Packstone mit pyritisierten Radiolarien, OK-L152. D: Mergeliger Wackestone mit rekristallisierten Radiolarien, Sparitbruch, Schalenresten und Calpionellen, OK-L160\_3. E: Verkieselter Karbonatturbidit (Packstone) mit Crinoiden, karbonatischen Lithoklasten, Sparitbruch und Mikritklasten, OK-L168\_7. F: Packstone mit rekristallisierten Radiolarien, Sparitbruch, Mikritklasten und Schalen, OK-L194. G: Verkieselter Packstone mit Crinoiden, Mikritklasten, Sparitbruch und rekristallisierten Radiolarien, OK-L195. H: Mergeliger, dichter Wackestone mit Sparitbruch und rekristallisierten Radiolarien, OK-L199. Bildbreite: A bis C, E bis H= 0,5 cm; D= 0,25 cm.

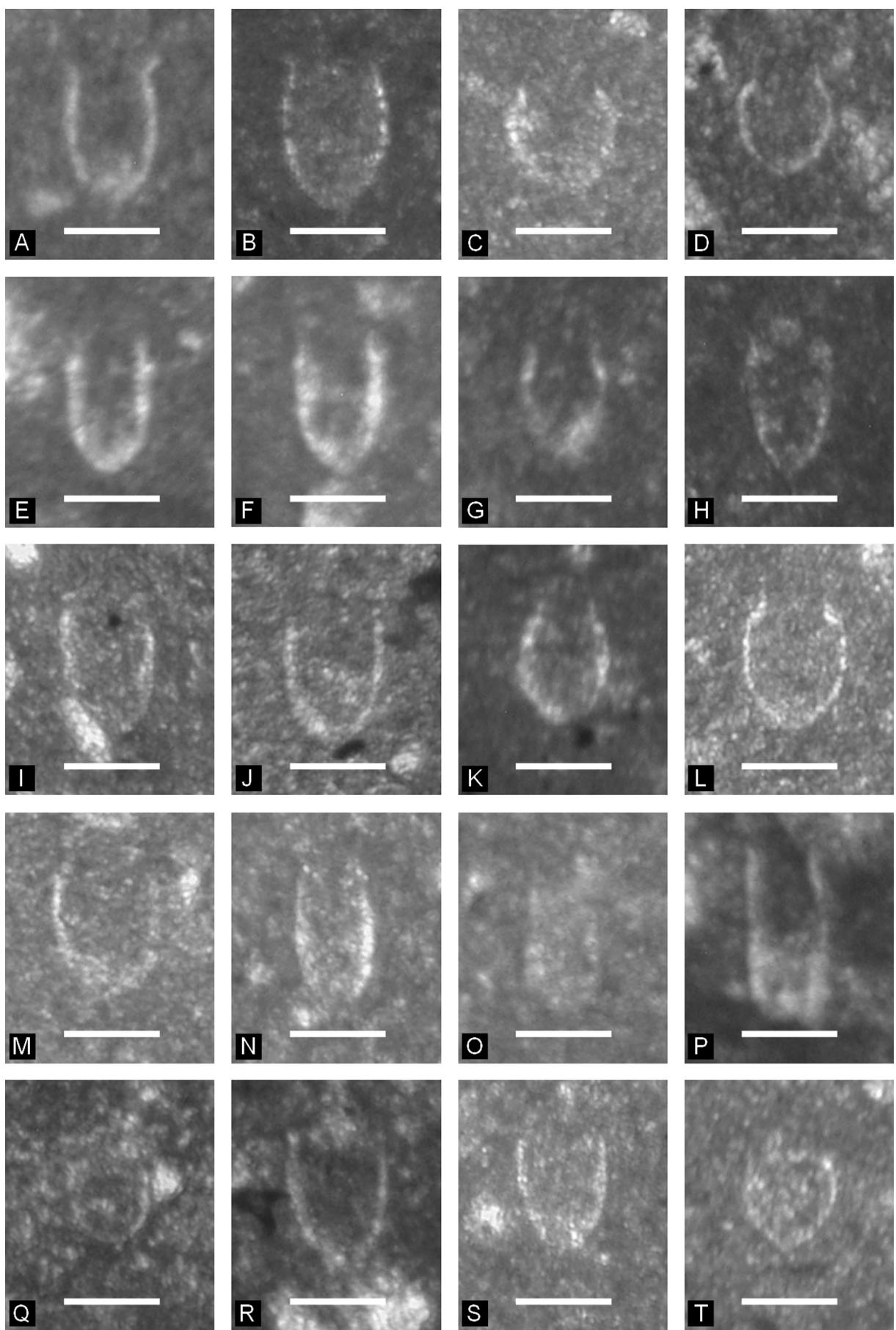
Abbildung 4.2.2.m, Seite 201: Ausgewählte Calpionellen aus dem Profil Gutratberg. A, B: *Tintinnopsis carpathica* (MURGEANU-FILIPESCU 1933), A: OK-L497, B: OK-L155. C, D: *Calpionella alpina* (LORENZ 1902), C: OK-L338, D: OK-L426\_1. E, F: *Crassicollaria massutiniana* (COLOM 1948), E: OK-L487, F: OK-L423. G, H: *Crassicollaria intermedia* (DURAND-DELGA 1957), G: OK-L497, H: OK-L423. I, J: *Remaniella durand-delgai* (POP 1996), I,J: OK-L155. K, L: *Calpionella elliptica* (CADISCH 1932), K: OK-L155, L: OK-L160\_3. M: *Remaniella cadiischiana* (COLOM 1948), OK-L160\_3. N, O: *Calpionellopsis* sp., N: OK-L198, O: OK-L200. P: *Tintinnopsis longa* (COLOM 1939), OK-L179. Q: *Remaniella filipescui* (POP 1994), OK-L177\_3. R-T: *Calpionellites* sp., R: OK-L179, S: OK-L193\_2, T: OK-L199. Maßstabsbalken: A bis T= 50 µm.

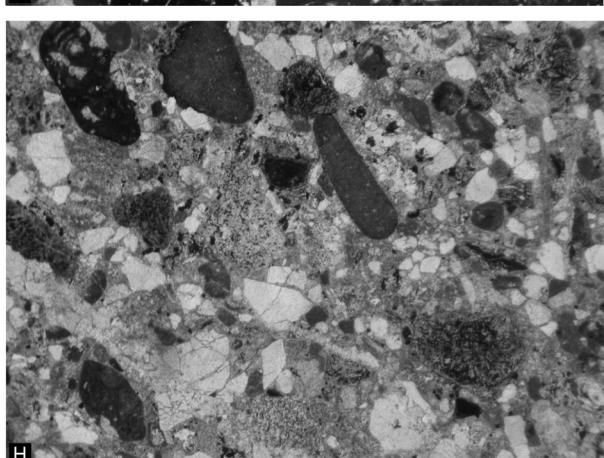
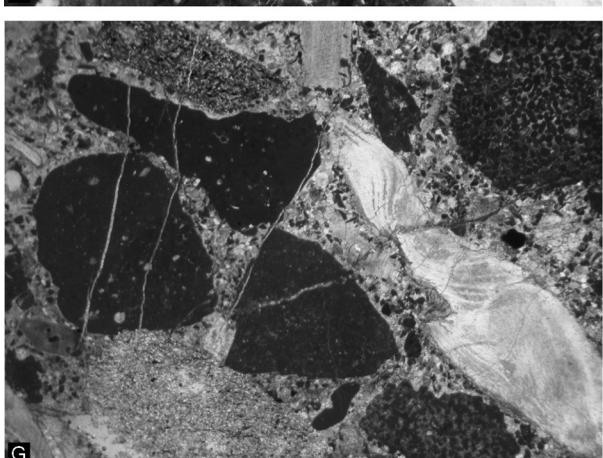
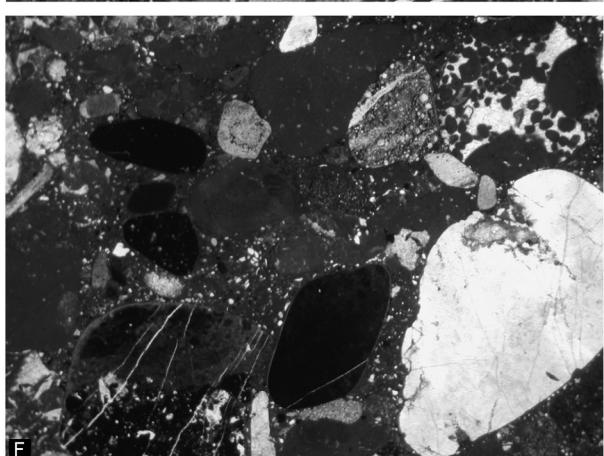
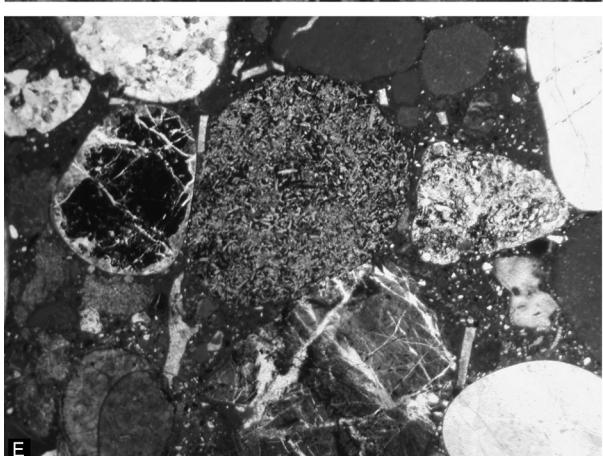
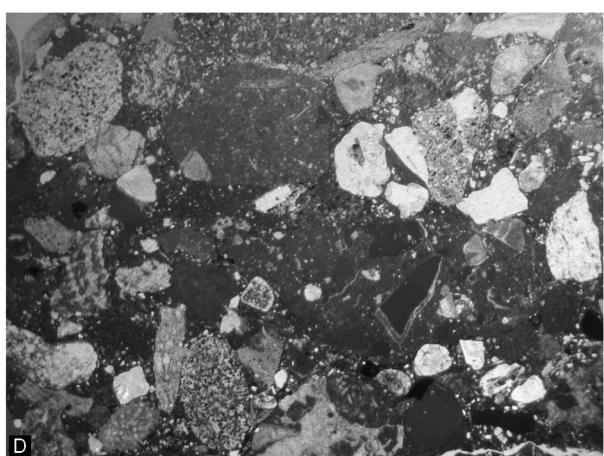
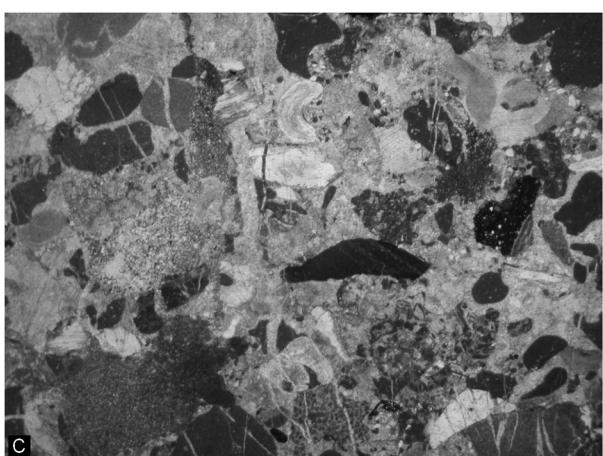
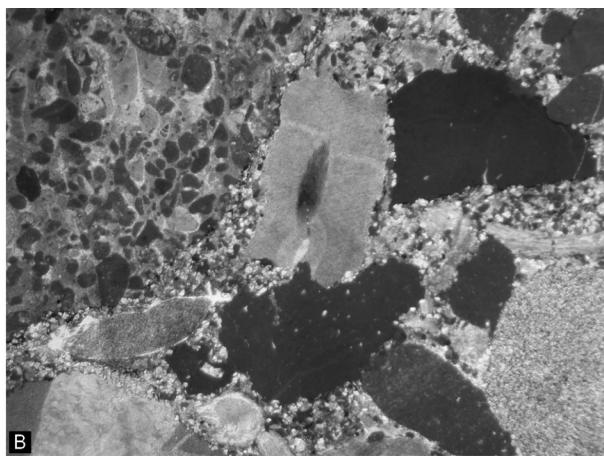
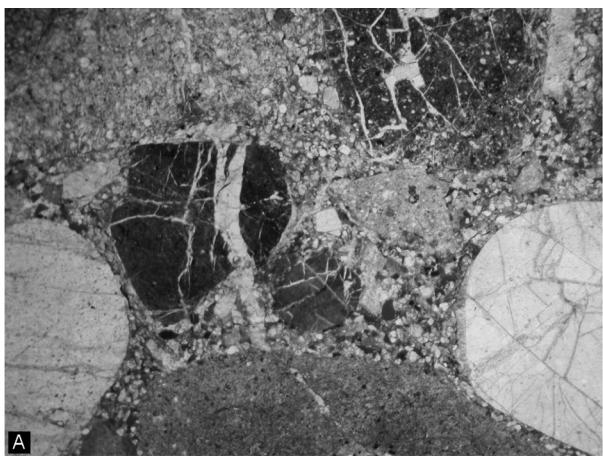
Abbildung 4.2.2.n, Seite 202: Mikrofazies der Roßfeld Konglomerate. A: Lithoklastisches, ruditisches Konglomerat mit überwiegend subangularen bis gerundeten Radiolariten, mikrokristallinen Kieselsedimentgesteinen, verkieselten Tiefseetonen und Karbonat-Lithoklasten. Die feinsandige Matrix besteht aus Quarz, Sparitbruch, Mikritklasten und detritären Körnern, OK-L11\_22. B: Komponentengestütztes Konglomerat mit Crinoiden, Brachiopodenschalen, mikrokristallinen Kieselsedimentgesteinen und Karbonat-Lithoklasten (Mikrite, Crinoiden-Mikritklasten-Packstones), OK-L1\_1. C: Matrixfreies, arenitisches Konglomerat mit überwiegend Karbonat-Lithoklasten und wenigen Bioklasten, OK-L14\_6. D: Arenitisches Konglomerat mit mergeliger Matrix und Lithoklasten (Karbonat, Radiolarit, mikrokristalline Kieselsedimentgesteine), OK-L22\_2. E, F: Ruditisches, lithoklastisches Konglomerat mit Mikriten, Radiolariten, verkieselten Tiefseetonen, mikrokristallinen Kieselsedimentgesteinen und Vulkaniten, E: OK-L19\_2, F: OK-L18\_2. G: Ruditisches Konglomerat mit Pellets-Packstones, verschiedenen Wackestones, feinkörnigen Siliziklastika und Brachiopodenschalen in feinsandiger Matrix, OK-L10\_2. H: Verkieselter Arenit mit Mikritklasten, Sparitbruch, Quarz und Serpentiniten, OK-L11\_12. Maßstabsbalken: A bis G= 1,4 cm; H= 0,5 cm.

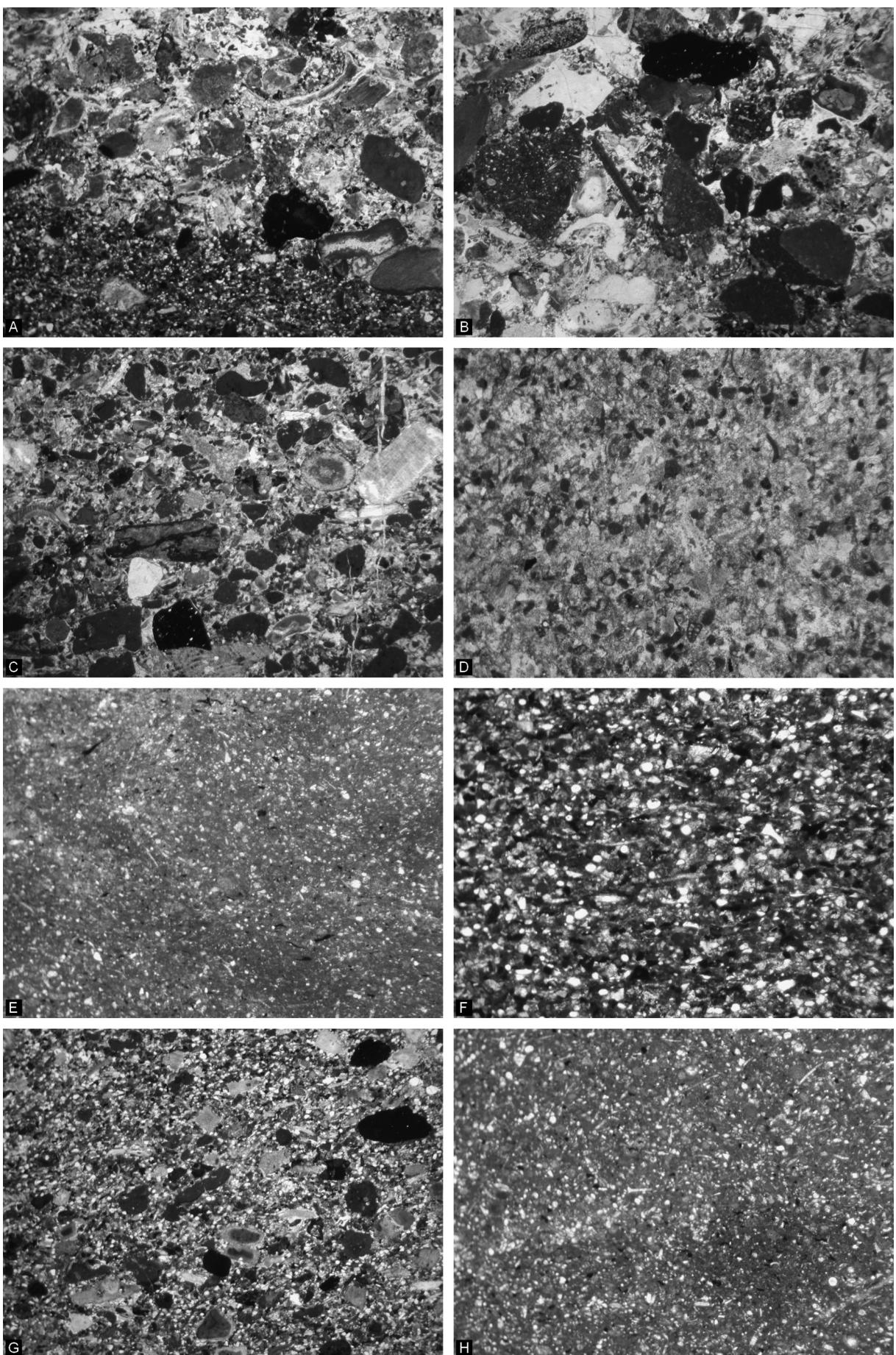












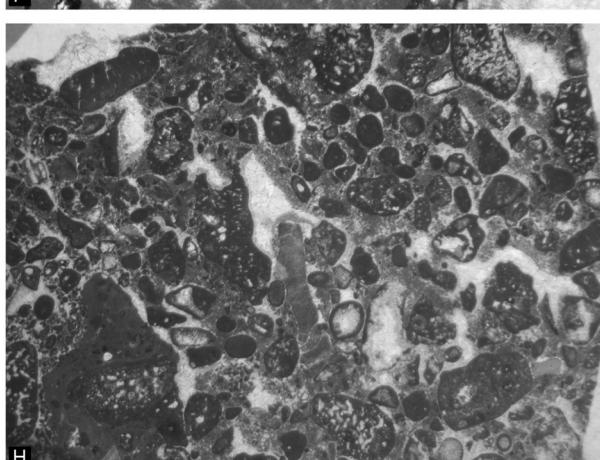
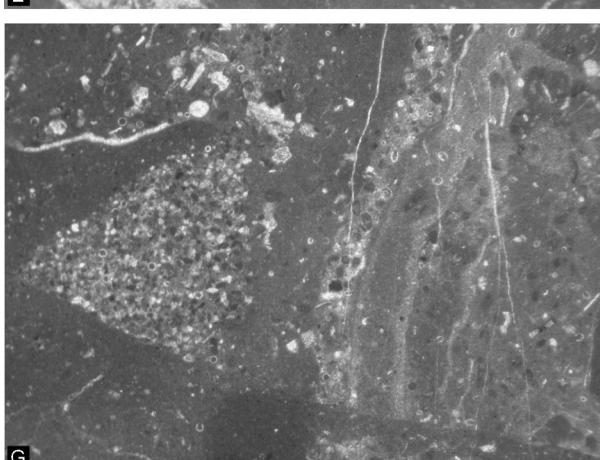
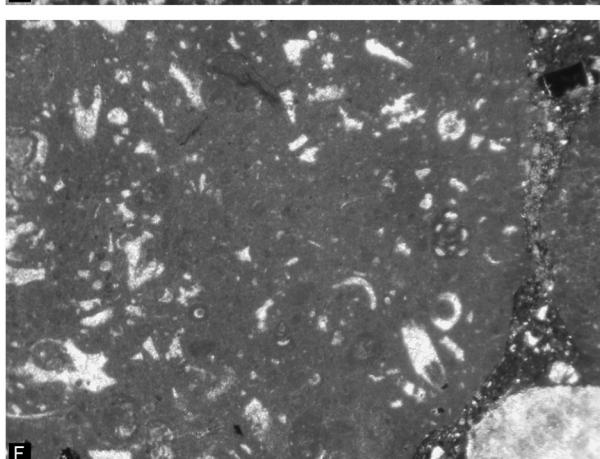
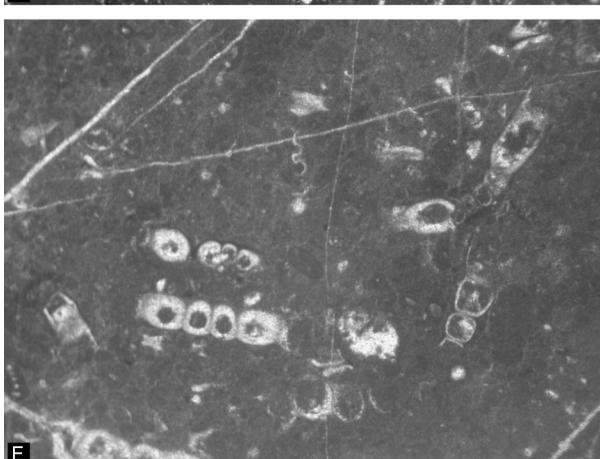
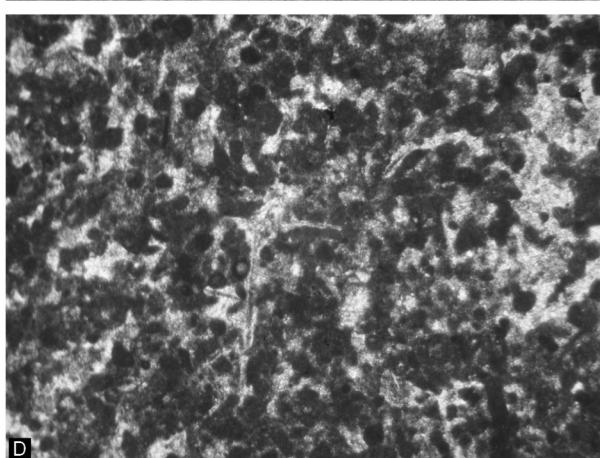
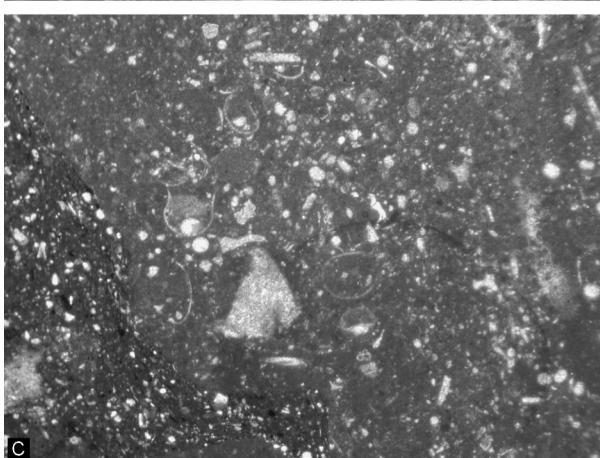
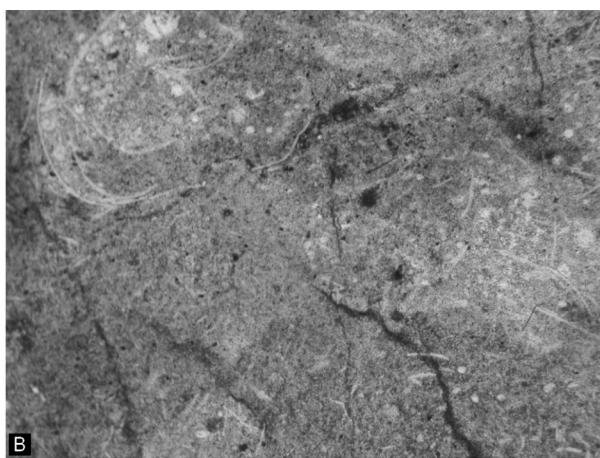
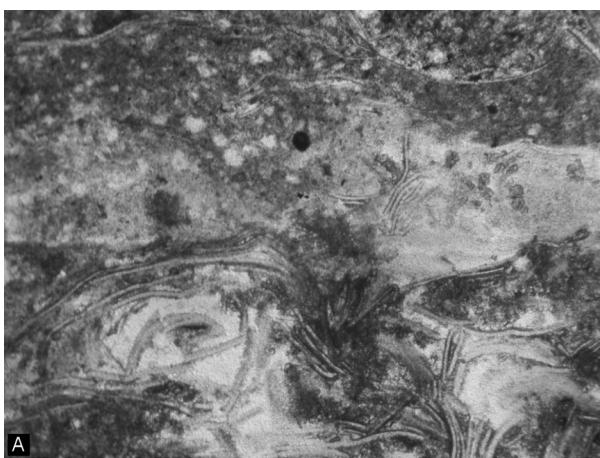


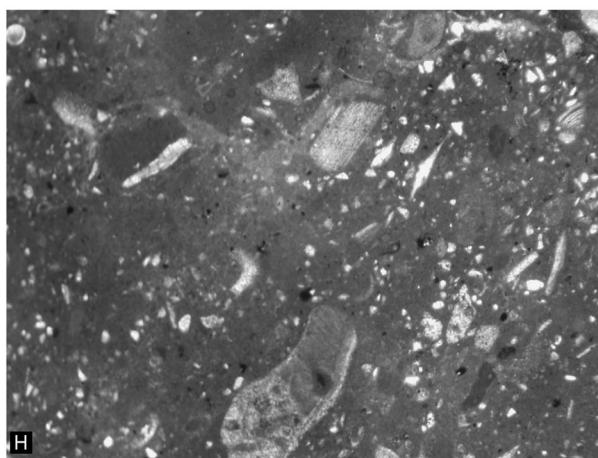
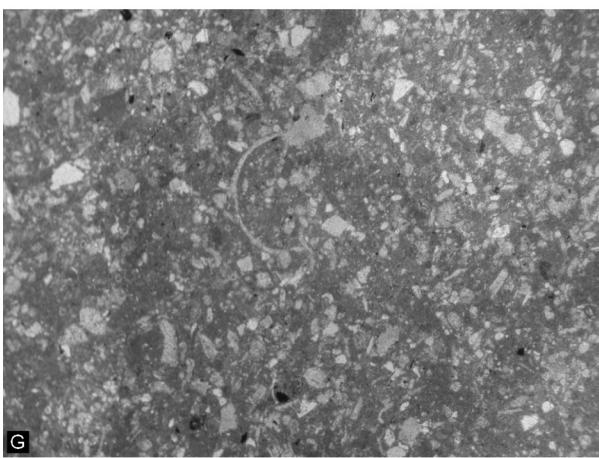
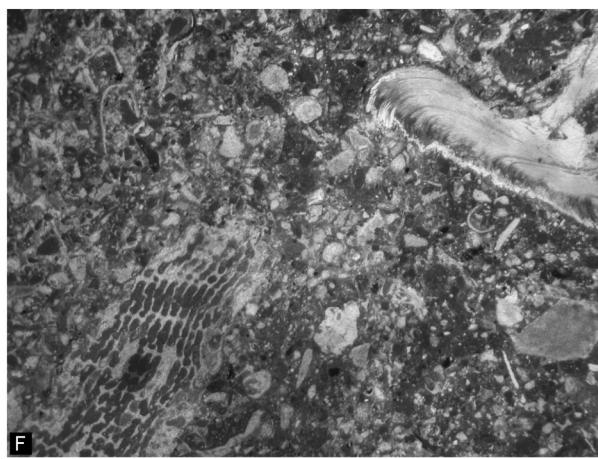
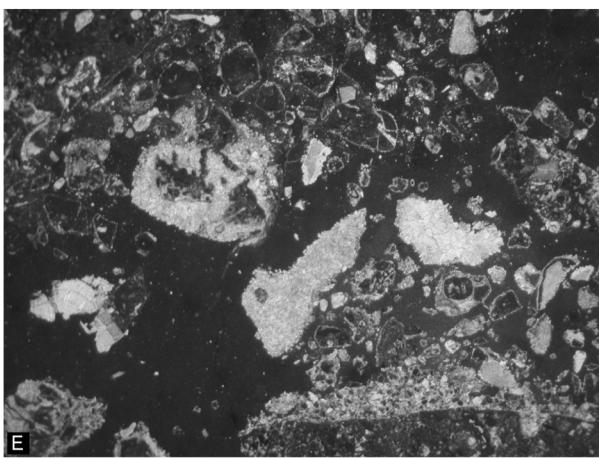
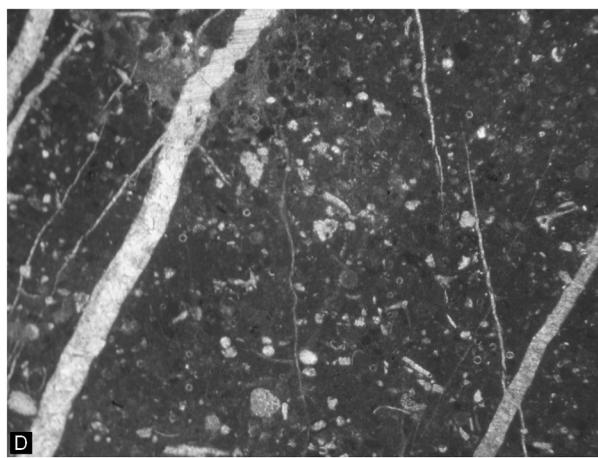
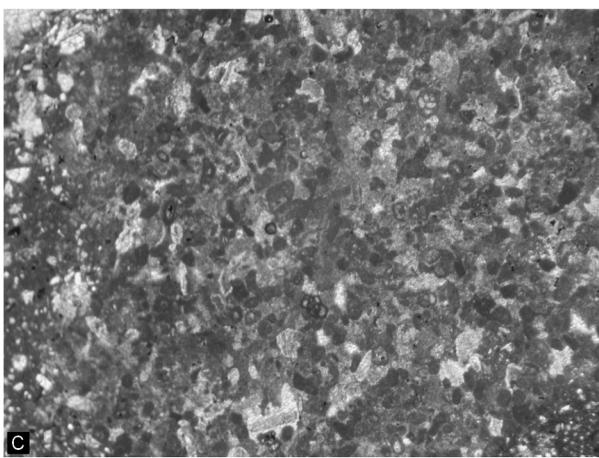
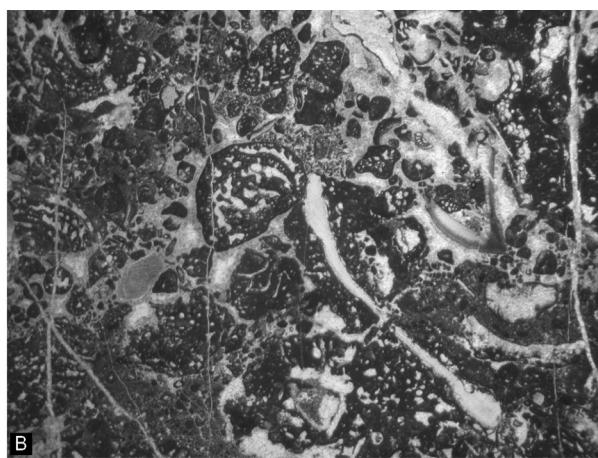
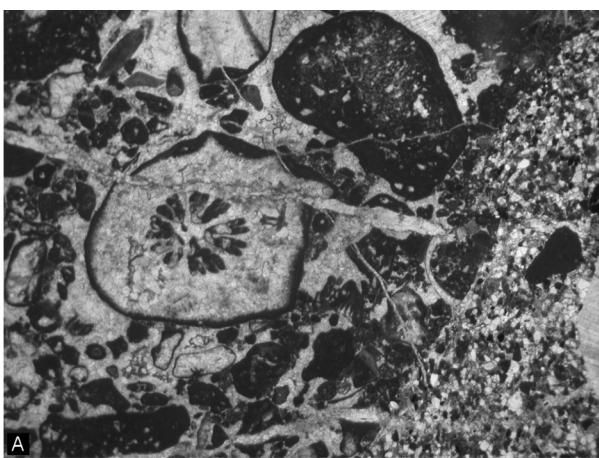
Abbildung 4.2.2.o, Seite 203: Mikrofazies der Roßfeld Konglomerate und deren Überlagerung. A: Verkieselter Arenit (Karbonat-Lithoklasten, feinkörnige Siliziklastika, Crinoiden, Schalenreste) mit erosiver Basis über Kieselkalk (mergeliger Packstone mit rekristallisierten Radiolarien, Mikritklasten, Crinoiden, Sparitbruch), OK-L16\_2. B: Verkieselter Arenit mit dunklen Mikriten, Wackestones, Mikritklasten-Packstones, Radiolarien-Schwammnadel-Packstones, feinkörnigen Siliziklastika und mikrokristallinen Kiesel-sedimentgesteinen, OK-L18\_1. C: Verkieselter, lithoklastischer Packstone mit Crinoiden, Bryozoen und Schalenresten, OK-L205\_1. D: Siliziklastischer Packstone mit Mikritklasten, Sparitbruch, Textularien, Quarz und detritären Körnern, OK-L206. E: Mergeliger, dichter Wackestone mit Sparitbruch, Mikritklasten, rekristallisierten Radiolarien, Schalenresten, Schwammnadeln, Quarz, detritären Körnern und Pflanzenresten, OK-L207. F: Verkieselter Packstone mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln, Sparitbruch, Mikritklasten, Quarz und detritären Körnern, OK-L209\_3. G: Verkieselter Packstone mit Crinoiden und karbonatischen Lithoklasten, OK-L215\_3. H: Mergeliger, feinkörniger Packstone mit Sparitbruch, Mikritklasten, rekristallisierten Radiolarien, Schalenresten, Schwammnadeln, Quarz, detritären Körnern und Pflanzenresten, OK-L219. Bildbreite: A bis C= 1,4 cm; D bis H= 0,5 cm.

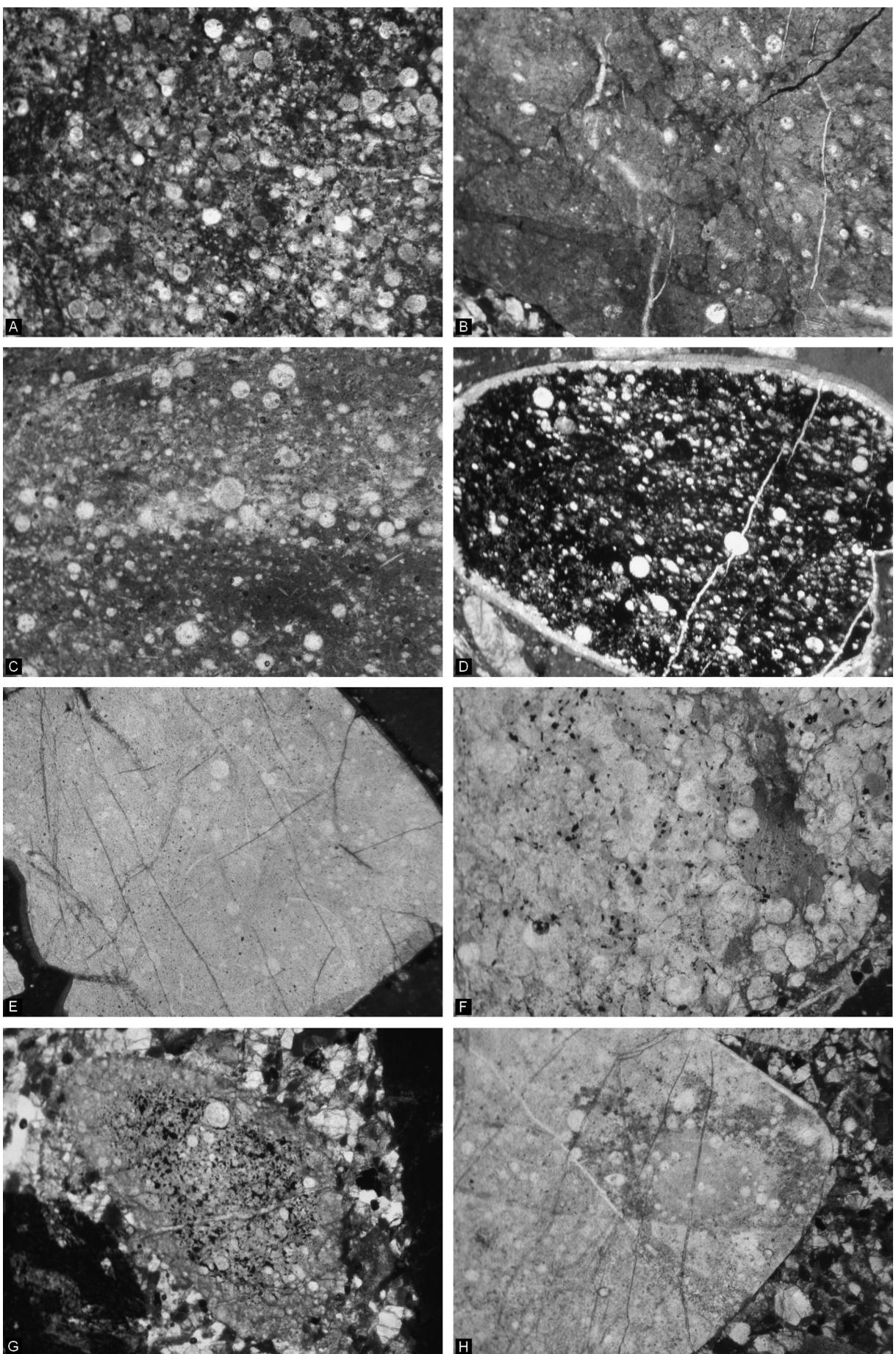
Abbildung 4.2.2.p, Seite 204: Mikrofazielle Details der Roßfeld Konglomerate. A: Verkieselter (grauer) Filamentkalk mit rekristallisierten Radiolarien, OK-L28. B: Verkieselter (roter) Filamentkalk mit rekristallisierten Radiolarien, OK-L103. C: Packstone mit Ammoniten, Crinoiden, Schalenresten und Sparitbruch. Daneben mergelige Matrix der Konglomerate, OK-L18\_4. D: Packstone mit Mikritklasten, Sparitbruch, *Saccocoma* sp. und porenlöslichem Zement, OK-L33. E: Lagunärer Wackestone mit *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967), OK-L11\_6. F: Lagunärer Dasycladaceenbruch-Wackestone, OK-L18\_4. G: Hemipelagische Mikrite mit Packstone-Schüttungen (Sparitbruch, Mikritklasten, Calpionellen, Radiolarien), synsedimentär zerlegt, OK-L123\_1. H: Ausgewaschener grober Pack- bis Floatstone der Hangfazies mit Mikritklasten und Bioklasten (teilweise mikritisiert, Foraminiferen, Kalkschwämme, Tubiphytes), OK-L18\_3. Bildbreite: H= 1,4 cm; A bis C, E bis G= 0,5 cm; D= 0,25 cm.

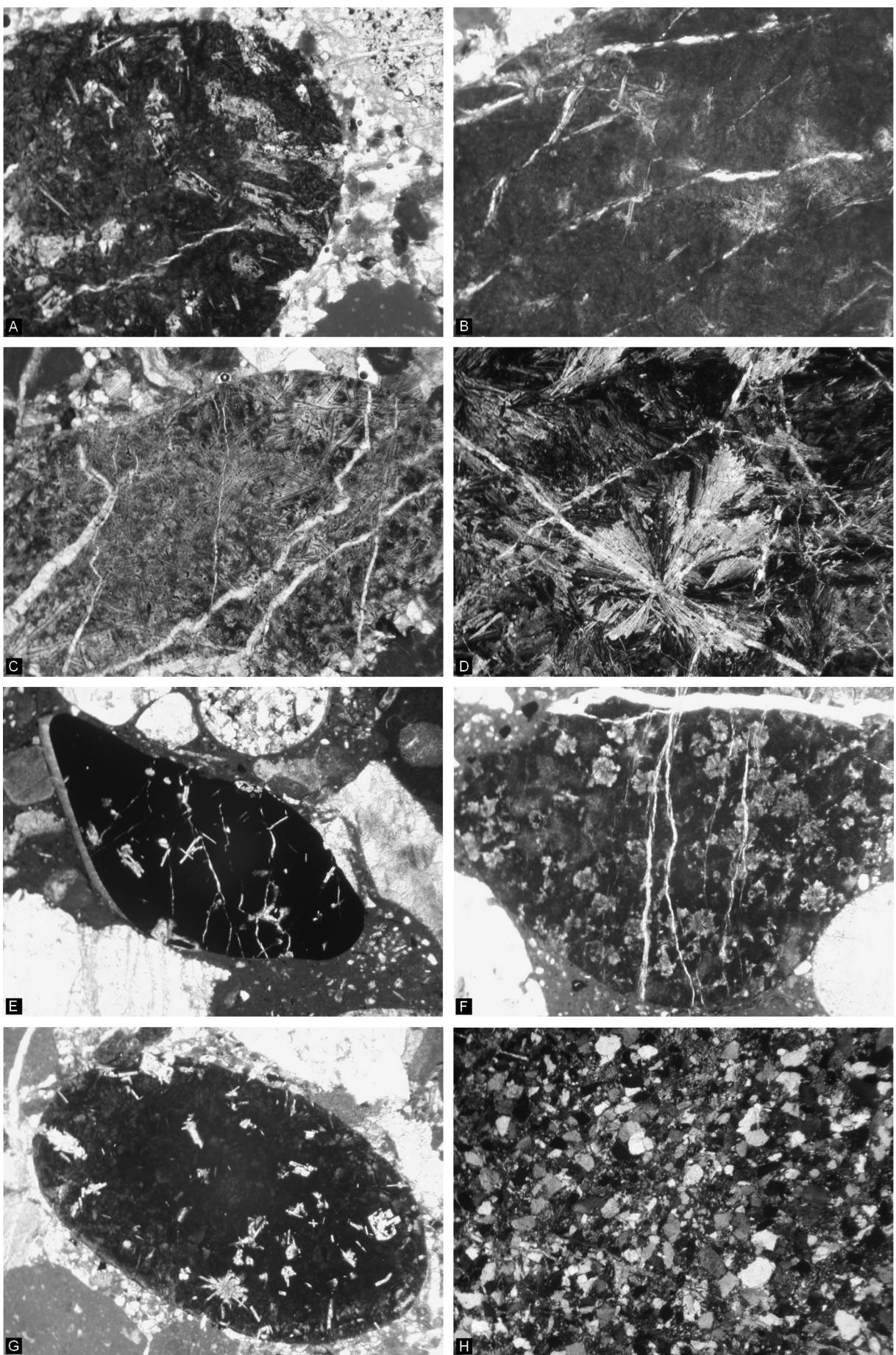
Abbildung 4.2.2.q, Seite 206: Mikrofazielle Details der Roßfeld Konglomerate. A: Proximale Riffschutt-fazies mit Korallen, rekristallisierten und mikritumkrusteten Gerüstbildnern. Daneben feinsandige Matrix, OK-L11\_15. B: Grober Riffschutt mit rekristallisierten Gerüstbildnern, *Coscinophragma* sp., *Carpathocancer* sp. und mikrobiell inkrustierenden Organismen, OK-L245. C: Mikritklasten-Packstone der Hangfazies mit Sparitbruch, Crinoiden und Textularien, OK-L22\_2. D: Wackestone mit Sparitbruch, rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln, Schalenresten und Calpionellen, OK-L11\_2. E: Drowning Sequenz am Plattformhang mit rekristallisierten Gerüstbildnern, verschiedenen karbonatischen Litho- und Bioklasten, alle mit Zementsäumen, in mergeliger Matrix, OK-L87\_3. F: Mergeliger, siliziklastisch beeinflusste unterkretazische Hangfazies mit Sparitbruch, Schalenresten, rekristallisierten Organismen, Crinoiden, Bryozoen und Brachiopoden, OK-L243\_3. G: Siliziklastisch beeinflusster, mergeliger Packstone mit Sparitbruch, Schalenresten, Quarz und feinkörnigen, siliziklastischen (pedogenen) Lithoklasten, OK-L104. H: Dichter, mergeliger Wackestone mit Crinoiden, Schwammnadeln, Sparitbruch, Schalenresten und Quarz, OK-L18\_3. Bildbreite: A bis B, E bis F= 1,4 cm; C bis D, G bis H= 0,5 cm.

Abbildung 4.2.2.r, Seite 207: Mikrofazielle Details der Roßfeld Konglomerate. A: Etwas toniger Radiolarien Packstone (roter Radiolarit), OK-L11\_1. B: Radiolarien-Wackestone mit wenigen Filamenten (rot-gelber Radiolarit), OK-L11\_3. C: Etwas toniger, geschichteter Radiolarit mit Filamenten (roter Radiolarit), OK-L11\_7. D: Toniger, locker gepackter Radiolarien-Packstone (schwarz-roter Radiolarit), OK-L19\_3. E: Heller Radiolarien-Wackestone mit Filamenten (metamorpher Radiolarit), OK-L19\_2. F: Dicht gepackter Radiolarien-Packstone (metamorpher Radiolarit), OK-L11\_25. G: Radiolarien-Wackestone (gelber Radiolarit, mit feindissemierten Erzpartikeln), OK-L11\_1. H: Dichter, heller Radiolarien-Wackestone (metamorpher Radiolarit) in feinsandiger Matrix, OK-L11\_2. Bildbreite: A bis B, D bis E, G bis H= 0,5 cm; C, F= 0,25 cm.

Abbildung 4.2.2.s, Seite 208: Mikrofazielle Details der Roßfeld Konglomerate. A: Vergrünter (serpentinisierter) Vulkanit mit Feldspatleisten, OK-L11\_1. B: Vergrünter (serpentinisierter) Vulkanit mit wenigen Feldspatkristallrelikten, OK-L11\_1. C: Durch diagenetische Verkieselung alterierter Vulkanit, OK-L11\_3. D: Metamorpher?, alterierter Vulkanit mit sternförmigen Kristallen mit niedriger Doppelbrechung, gekreuzte Nichols, OK-L11\_12. E: Schwarzes, vulkanisches Glas mit wenigen Phänokristallen, OK-L18\_3. F: Pyroxenit, OK-L19\_3. G: Plagioklasführender Pyroxenit, Norit oder Gabbro, OK-L19\_3. H: Quarzsandstein mit Glimmer, siliziklastischen Lithoklasten und Karbonatzement, gekreuzte Nichols, OK-L22\_3. Bildbreite: A bis H= 0,5 cm.







#### 4.2.3. Strukturelle Resultate

##### Aktiver Steinbruch Gutratberg

Die gemessenen, synsedimentären Faltenachsen fallen mittelsteil bis flach nach Nordwest ein. Schieferungsfächen fallen steil nach Nordnordost. Flache Aufschiebungen in Richtung Nordost konnten durch den Versatz der arenitischen Bänke in den Kieselmergeln dokumentiert werden. Die Harnischflächen und die dazugehörigen Lineare zeigen folgendes Bild:

- Steile Aufschiebungen nach Südwest: Kompression von Nordost
- Steile dextrale Nordnordwest-Südsüdost bzw. Nord-Süd streichende, dextrale Seitenbewegungen: Kompression aus Nordnordost bzw. Südsüdwest und Extension nach Südost
- Steile Nordwest-Südost streichende Seitenbewegungen mit aufschiebendem Charakter nach Westnordwest: Kompression aus Südost
- Steile Ostsüdost-Westsüdwest streichende, dextrale Seitenbewegungen mit aufschiebendem Charakter nach Südwest: Kompression aus Nordost
- Steile Nord-Süd bzw. Nordnordwest-Südsüdost streichende, dextrale Seitenbewegungen
- Steile Ost-West streichende, dextrale Seitenbewegungen
- Mittelsteile bis steile Nordnordost-Südsüdwest streichende, dextrale Seitenbewegungen mit aufschiebendem Charakter nach Nordost: Kompression aus Südwest und Extension nach Südost
- Mittelsteile Abschiebungen nach Südwest: Extension nach Südwest

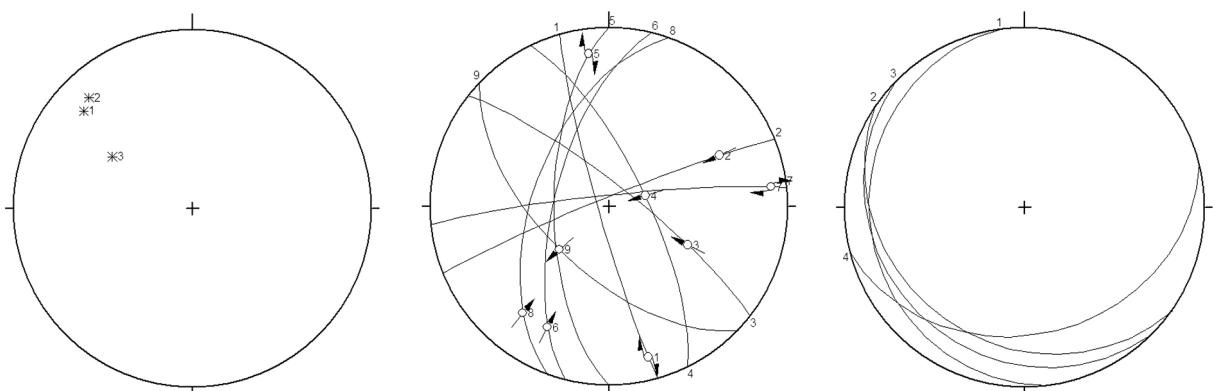


Abbildung 4.2.3.a: Synsedimentäre Faltenachsen (links), Harnischflächen (Mitte) und flache, nordostgerichtete Aufschiebungen (rechts) innerhalb der Roßfeld Formation.

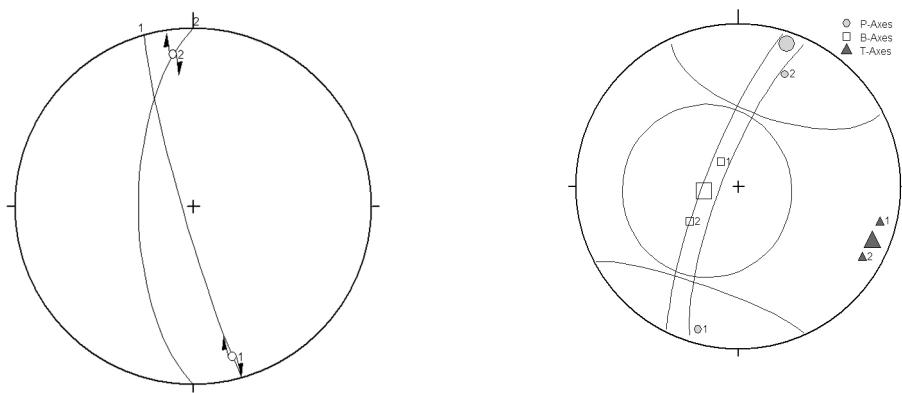


Abbildung 4.2.3.b: Nordnordwest-Südsüdost bzw. Nord-Süd streichende, dextrale Seitenbewegungen (links) und berechnetes Streßfeld (rechts).

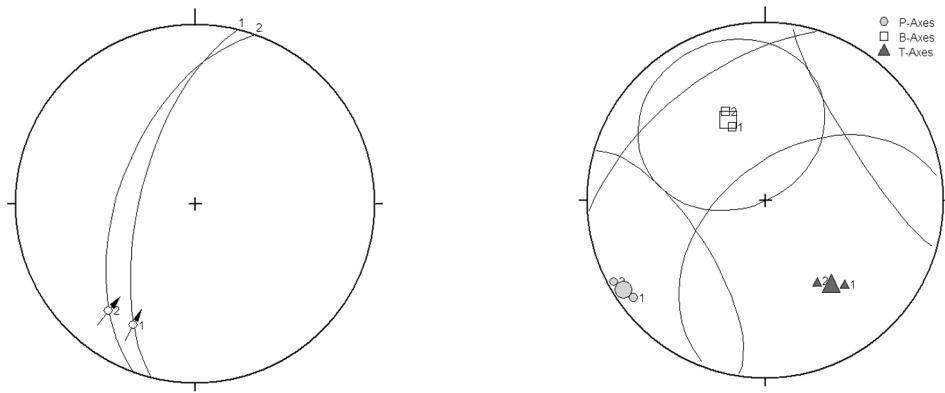


Abbildung 4.2.3.c: Nordnordost-Südsüdwest streichende Seitenbewegungen mit aufschiebendem Charakter nach Nordost (links) und berechnetes Streßfeld (rechts).

### Rekultivierter Südbruch, Wulzlkopf

Flache, synsedimentäre Faltenachsen fallen nach Ostnordost, Ostsüdost, Südwest und Westnordwest. Tektonisch bedingte Faltenachsen stehen steil und fallen Richtung Nordwest. Störungen fallen steil nach Südwest. Die Harnischflächen und die dazugehörigen Lineare zeigen folgendes Bild:

- Steilstehende Südost-Nordwest streichende, sinistrale Seitenbewegung
- Mittelsteile Seitenbewegungen mit aufschiebendem Charakter nach Nord: Kompression aus Süd

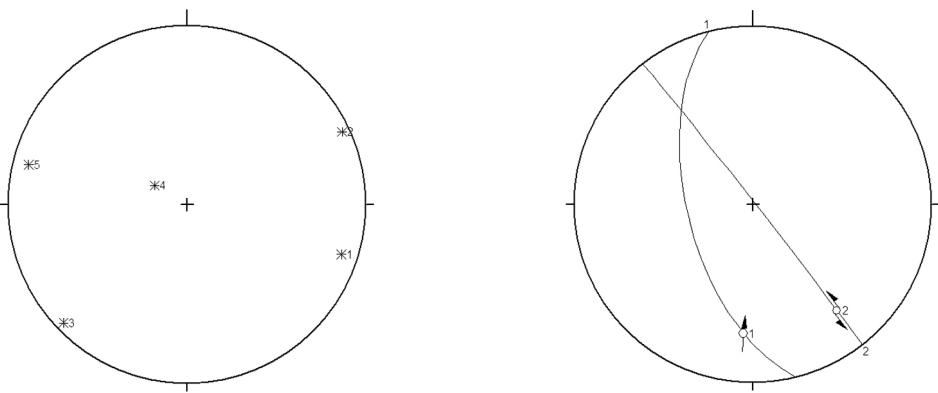


Abbildung 4.2.3.d: Faltenachsen (links) und Harnischflächen (rechts) im Steinbruch am Wulzkopf.

### Steiger Bruch

Die Schieferungsfläche fällt steil nach Nordost ein und kann einer Kompression von Nordost bzw. Südwest zugeordnet werden.

#### 4.2.4. Biostratigraphische, fazielle und lithologische Diskussion

Die Neuuntersuchungen der Schichtfolge untertage im Ottobau, im Schneiderwald und im Steinbruch Gutratberg erlauben eine verbesserte lithologische, sedimentologische und mikrofazielle Beschreibung der aufgeschlossenen Gesteine und eine Neudeinition der vorkommenden Formationen (Krische et al. in review). Durch die verbesserte, kombinierte Calpionellen- und Ammonitenbiostratigraphie ist eine exakte zeitliche Einstufung der Oberalm und der Schrambach Formationen möglich. Die Resultate zeigen klar, dass sich die geodynamische Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen im höchsten Ober-Jura und in der Unter-Kreide klar in der untersuchten, lokalen hemipelagischen Schichtfolge widerspiegelt, aber nur durch die Kombination mit altersgleichen Sedimentgesteinsserien aus ähnlichen Beckenbereichen ist eine regionale Aussagekraft möglich.

Für die Interpretation der Schichtfolge ist die von PLÖCHINGER (1977b) beschriebene Bohrung von essentiell Wert. Diese, südlich der Gutratbergkapelle, von 740 m Seehöhe, abgeteuft Bohrung (Abb. 4.2.2.a) endet auf etwa 290 m Seehöhe in der Oberalm Formation. Darüber liegen durchbohrte 96 m Oberalm Formation, Barmstein Kalke und Tonflatschenbrekzien mit generell steilem Einfalten. Eine Abschätzung der Mächtigkeit ergibt in etwa 30 m bis 40 m erbohrte Oberalm Formation. Die Interpretation der Gesamtmächtigkeit der Oberalm Formation in der Bohrung am Gutratberg sowie deren Unterlagerung (Taуглoden Formation?, südliche, distale Trattberg-Schwelle?) ist durch die nicht vorhandenen Daten rein spekulativ. Der mikrofazielle und mikropaläontologische Inhalt der Barmstein-Kalke und der allodapischen Resedimente entsprechen in ihrem Inventar den neu untersuchten Lokalitäten (z.B.: Barmsteine, Steinbruch am Wulzkopf: GAWLICK et al. 2005).

Das Alter der erbohrten Oberalm Formation beschrieb PLÖCHINGER (1977b) mit Hilfe von Calpionellen als Tithonium bis Berriasiun. Von Interesse ist das Auftreten von *Calpionella elliptica* (CADISCH 1932), gemeinsam mit Crassicollarien, im hangenden Teil der Oberalm Formation (Bohrmeter 372). Dieses gemeinsame Vorkommen muss durch das letzte Auftreten von Crassicollarien im basal Unter-Berriasiun (BLAU & GRÜN 1997) oder im höchsten Ober-Tithonium (ANDREINI et al. 2007) und dem Erstauftreten von *Calpionella elliptica* (CADISCH 1932) ab dem höheren Unter-Berriasiun (siehe z.B.:

BLAU & GRÜN 1997, ANDREINI et al. 2007) hinterfragt werden. Die Unterscheidung von Einzelfunden von *Calpionella alpina* (LORENZ 1902) und *Calpionella elliptica* (CADISCH 1932) ist nach REMANE (1964) nicht ohne eine intensive paläontologische Untersuchung durchzuführen. Vor allem aber sind die von CADISCH (1932) gezeichneten Abbildungen von *Calpionella elliptica* (CADISCH 1932) bereits von DURAND-DELGA (1957) der Art *Crasicollaria intermedia* bzw. von REMANE (1962) *Crassicollaria brevis* zugeordnet worden. *Calpionella elliptica* beschrieb REMANE (1964) daher mikropaläontologisch neu. Zusätzlich zu *Calpionella alpina* (LORENZ 1902) und *Calpionella elliptica* (CADISCH 1932) sollten für eine genauere biostratigratische Alterseinstufung in der Calpionellen-Vergesellschaftung des Berriasiums Remaniellen auftreten. Für eine genauere Aussage über das tatsächliche Alter der erbohrten Oberalm Formation wäre eine erneute Durchsicht des Schliffmaterials von PLÖCHINGER (1977b) anzustreben, um ein berriasisches Alter ausschließen oder bestätigen zu können.

Über der Oberalm Formation folgt in der Bohrung bis an die Oberfläche die Alpine Haselgebirge Mélange, bestehend aus Evaporiten, verschiedenen Tonen und unterschiedlichen, inkorporierten Gesteinsblöcken (PLÖCHINGER 1977b).

- Bellerophondolomit (PLÖCHINGER 1977b)
- Reingraben Formation (PLÖCHINGER 1977b) oder Leckkogel Formation (Zlambachfaziesraum)
- Kieselige Dolomite der ?Ober-Trias: ?Pötschendolomit (Zlambachfaziesraum)
- Liasmergel, Liasfleckenmergel (SCHMID 1976a: tieferer Lias durch Foraminiferen datiert, siehe PLÖCHINGER 1977b): Dürrnberg oder Birkenfeld Formation (Zlambachfaziesraum bis Meliatafaziesraum)
- Dunkle Dolomite unbekannten Alters

Diese resedimentierten, olistolithischen Blöcke stammen aus unterschiedlichen, frühoberjurassischen Radiolaritbecken (Strubberg Formation: Reingraben/Leckkogel Formation, Pötschen Formation; Sandlingalm Formation: Dürrnberg/Birkenfeld Formation). Gemeinsam mit der Alpinen Haselgebirge Mélange bezeugen sie hier den polyphasen Mélangecharakter dieses Schichtpaketes innerhalb der Oberalm Formation. Die geodynamischen und tektonischen Prozesse, die zum Eingleiten oder Überschieben dieser haselgebirgsreichen Mélange in den Sedimentationsraum der Oberalm Formation führten, werden im Kapitel 6 diskutiert.

Die sedimentäre Überlagerung über der Alpinen Haselgebirge Mélange ist im Ottobau aufgeschlossen. Hier folgen über den Tonen und Evaporiten Tonflatschenbrekzien mit grünen und schwarzen Tonen (Alter: Ober-Perm bis Skythium, DRAXLER in PLÖCHINGER 1974) und oberjurassischen Kalkkomponenten, die ausschließlich aus der Hangfazies (distal bis proximal) und der Lagune einer Karbonatplattform Entwicklung stammen. Ebenso treten Bioklasten aus dem Vorriff bis Plattformrandbereich auf. Diese Bio- und Lithoklasten Kombination kann, ausgehend von tektonisch angeschnittenen, lagunären Bereichen einer Karbonatplattform Entwicklung (SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2007, Gawlick & Schlagintweit 2009), als ein Progradieren der Hangfaziesbereiche einer Karbonatplattform über die hochgeschuppten Tone und Evaporite der Alpinen Haselgebirge Mélange interpretiert werden. Instabilitäten durch die Auflast der Karbonate auf die weichen, tonigen, evaporitischen Sedimente führten zu einem Abrutschen der Schichtfolge als mass-flows. Zusätzlich wurde die ältere, sedimentäre Überlagerung des Haselgebirges wie *Saccocoma*-Kalke und radiolarienreiche Kieselkalke in die Tonflatschenbrekzien mit eingebaut. Diese Fremdkomponenten könnten nach GAWLICK et al. (2005) aber auch, durch tiefgreifende, in die Karbonatplattform eingeschnittene

Erosionskanäle, aus deren Unterlagerung erodiert worden sein. Braune, feinkörnige Siliziklastika und Karst können im Sinne von SCHLAGINTWEIT et al. (2006) als Trockenfallhorizonte und Bodenbildung auf der Karbonatplattform interpretiert werden. Das Auftreten von verkieselten Tiefseetonen zeigt eine beginnende oder erneute Erosion und Umlagerung aus dem ophiolithischen Deckenstapel an.

Das Alter der Oberalm Formation über der Alpinen Haselgebirge Mélange ist durch die vorhandenen Crassicollarien-Calpionellen Vergesellschaftung eindeutig mit Ober-Tithonium zu definieren. Die am Steinbruch Wulzlkopf definierte Basis der hangenden Oberalm Formation mit tieferem Berriassium und das Auftreten von *Calpionella elliptica* (CADISCH 1932), 13 m über dem Haselgebirge (GAWLICK et al. 2005), kann durch die Untersuchungen im Ottobau und durch eigene Daten vom Steinbruch Wulzlkopf nicht bestätigt werden. Das Auftreten von *Calpionella elliptica* (CADISCH 1932) konnte nach dem Durchsehen der Schliffphotos von GAWLICK et al. (2005) nicht bestätigt werden (*Calpionella elliptica* Diskussion siehe oben).

Durch das steile Einfallen der Schichtfolge (Abb. 4.2.2.a), einem, durch Faltung hervorgerufenen, Drehen der Bänke und dem Vorhandensein von steilen, den Wulzlkopf begrenzenden Störungen ist gerade der südliche Teil des Wulzlkopfes vermutlich nicht mit der basalen Abfolge im Ottobau gleichzusetzen. Durch das steile Einfallen nach West im Mittelteil und dem mittelsteilen Einfallen im nördlichen Teil nach Nordwest, ist es durchaus anzunehmen, dass der Steinbruch Wulzlkopf die oberflächliche Fortsetzung, der von PLÖCHINGER (1977b) beschriebenen, erbohrten Schichtfolge ist. Ebenso wäre aber durch weitere Untersuchungen zu klären, ob der Wulzlkopf und die Abfolge bis zur Ruine Gutrat, mit der Schichtfolge des östlichen Schneiderwaldes (im Sinne von PLÖCHINGER 1977b), und damit sedimentär über der Alpinen Haselgebirge Mélange liegend, gleichgesetzt werden können.

Jede dieser Sequenzen mit der Tonflatschenbrekzie an der Basis zeigt einen Verfeinerungstrend (Gradierung der Zyklotheme: PLÖCHINGER 1974) nach oben, bis darüber die nächste Brekzienbank folgt. Die über den Brekzien folgenden Schüttungen beinhalten noch resedimentierte Flachwasserorganismen, gehen aber rasch in distalere, crindoidenreiche Hangfaziestypen und schlussendlich in hemipelagische Beckenkarbonate über. Dieser Trend kann einem Progradieren der Beckenfazies in Richtung Hang bzw. einem retrogradieren der Plattform (SCHLAGINTWEIT et al. 2003) und somit einem Vertiefungstrend gleichgesetzt werden. Das wiederholte Auftreten dieses Phänomens kann besser mit abrupter, tektonischer Subsidenz als mit einem kontinuierlichen Meeresspiegelanstieg im Ober-Tithonium (vgl. GRADSTEIN et al. 2004) beschrieben werden. Die von PLÖCHINGER (1974, 1976) beschriebene Anzahl von 4 Zyklothemata muss auf alle Fälle nach oben revidiert werden. Durch die mangelhaften Aufschlüsse im östlichen Schneiderwald kann eine genaue Anzahl (5 bis 7 oder mehr) aber nicht angegeben werden. Die auftretenden rot-grünen, gefleckten Kalke, bei Profilmeter 15 bis 20 (Abb. 4.2.2.d) der obertithonen Ablagerungen, beinhalten neben wenigen Flachwasserorganismen wie *Tubiphytes* und *Thaumatoporella* sp. auch verkarstete Lithoklasten. Dieser Hinweis zeigt, dass die Karbonatplattform zeitweise subaerischen Bedingungen ausgesetzt war. Ob es sich um Tektonik (kurzzeitige Hebung) oder einen leichten Meeresspiegelabfall gehandelt hat, kann mit den vorhandenen Daten nicht interpretiert werden. Die darüber liegenden Beckenkarbonate werden zum Hangenden immer kieseliger, was auf das vermehrte Vorhandensein von Radiolarien und Kieselschwämme zurückzuführen ist. In den hangenden Tonflatschenbrekzien (Zyklotheme 1 bis 3 nach PLÖCHINGER 1974, 1976) kommen neben den bereits in der basalen Tonflatschenbrekzie auftretenden Lithoklasten auch erstmals obertithone Calpionellenkalke vor. Auch die Bioklasten sind ident mit jenen der basalen Brekzie und bestehen überwiegend

aus Organismen des Plattformrandes, Riffes und Vorriffes. Selten sind umgelagerte Bioklasten aus interneren Plattformbereichen wie z.B. Clypeinen. Die Sporenführung der Zyklotheme 2 und 3 sowie Proben von der, auf der 590 m Etage aufgeschlossenen Tonflatschenbrekzie, beinhalten neben gehäuft Auftretenden oberpermischer Sporen auch solche des *Skythium* (DRAXLER, in PLÖCHINGER 1974) Die von PLÖCHINGER (1974, 1976) beschriebenen quarzitischen Sandsteine, Werfener Sandsteine und roten Triaskalke konnten weder in den Dünnschliffen vom Gutratberg noch am Wulzlkopf nachgewiesen werden (siehe auch GAWLICK et al. 2005).

Zwischen synsedimentär gerutschten, hemipelagischen Kalken tritt die erste Mergel-lage auf. Diese grünen Tone können als Erosionsprodukt der Alpinen Haselgebirge Mélange und deren weitergehende Umlagerung innerhalb der Oberalm Formation interpretiert werden (GAWLICK et al. 2012). Sie bestehen nur aus Tonmineralen und beinhalten keinen detritären Quarz, Schwerminerale oder ähnlichen siliziklastischen Eintrag. Mehrere Barmstein Kalk Bänke, am Top des von Resedimenten dominierten Teiles der Oberalm Formation, leiten zu hemipelagischen Kalken mit Mergelzwischen-lagen über. In diese sind noch mehrere verkieselte, radiolarienreiche Bänke (Zyklo-them 4 nach PLÖCHINGER 1974, 1976) eingelagert. Der lithologische Umschwung von hellen zu grünen Kalken mit Mergelzwischenlagen geschieht innerhalb der Oberalm Formation im Unter-Berriasium (*Calpionella* Zone). Dieser lithologische Wechsel zeigt nicht den Übergang der Oberalm in die Schrambach Formation an, wie von BOOROVÁ et al. (1999) definiert (slabby limestones: BOOROVÁ et al. 1999). Die Jura/Kreide Grenze kann mit dem vorhandenen Datenmaterial nicht exakt bestimmt werden. Die letzten Crassicollarien treten bei 55 m im Profil auf und die ersten Remanielliden bei 85 m (Abb. 4.2.2.d). PLÖCHINGER (1976) definierte die Jura/Kreide Grenze etwas oberhalb des letzten Tonflatschenbrekzien Horizontes. Diese Annahme ist konform mit den vor-liegenden Daten und bedeutet, dass die Jura/Kreide Grenze im Profil bei etwa 80 m (Abb. 4.2.2.d) liegen sollte.

In weiterer Folge ändert sich in der Mikrofazies und in der Lithologie wenig, auffallend sind die hohen Mächtigkeiten des Unter-Berriasiums ohne jeglichen Eintrag von Flach-wasserbioklasten. Synsedimentäre Rutschungen deuten auf ein teilweises Übersteilen des Reliefs hin. Der lithologische, mikrofazielle und mikrofaunistische Wechsel beginnt im obersten Teil der Oberalm Formation im oberen Unter-Berriasium (*Calpionella elliptica* bis *Remaniella cadischiana* Subzonen). Hier repräsentieren die Gutratberg Schich-tten (inklusive der Portlandzement Bank) den kondensierten oberen Teil der Oberalm Formation und leitet durch den abnehmenden Karbonateintrag der Flachwasserplatt-form sowie den ersten detritären, siliziklastischen Körnern wie Granat, Apatit und Quarz über zur Schrambach Formation. Das Ertrinken der Plassen Karbonat Plattform, die paläogeographisch weiter im Süden anzusiedeln war, erfolgte im Ober-Berriasium innerhalb der *Calpionellopsis* Zone (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2006). Hier, in einer mehr beckenwärtigeren Position, zeigt die Änderung der abgelagerten Schichtfolge den ge-samten Vorgang des Ertrinkens, beginnend mit dem oberen Unter-Berriasium bis in das Mittel-Berriasium an. Das bedeutet für die Plattform entweder ein kontinuierliches, aber eingeschränktes Weiterwachsen durch das Mittel-Berriasium hindurch und da-nach die Überlagerung der Abtiefungssequenz im Ober-Berriasium oder aber ein Ende der Karbonatproduktion auf der Plattform im höheren Unter-Berriasium und nach einer Schichtlücke die Ablagerung der oberberriasischen Gesteine am Top der Plattform. Durch die neuen Daten werden die Gutratberg Schichten nun als Ertrinkungs Sequenz der Plassen Karbonat Plattform an die Oberalm Formation angegliedert. Es kann, ba-sierend auf den obigen Resultaten, nicht mehr von Anzenbach Member im Sinne von GEYER (1909), TRAUTH (1954) und TOLLMANN (1976) gesprochen werden (siehe Diskus-

sion in: KRISCHE et al. in review). Daher wird der Bergiff Gutratberg Schichten neu eingeführt. Es soll ein Zukunft eine Formalisierung der Gutratberg Schichten (siehe auch KRISCHE et al. in review) durchgeführt werden. Tektonische Wiederholungen sind in diesem Profilteil (BOOROVÁ et al. 1999) ebenfalls nicht zu erwarten, sondern es handelt sich um mehrere, in einer normalen sedimentären Abfolge übereinander folgende, rote Kalkbänke. vorgenommen werden. Das Ertrinken der Plassen Karbonat Plattform öffnete ab dem oberen Unter-Berriasium den Weg für Schwerminerale, detritäre Körner und feinkörnige Siliziklastika zu den Ablagerungsräumen des Oberalm/Roßfeld Beckens (GAWLICK et al. 2008) nördlich davon. Es handelt sich bei den, die Gutratberg Schichten überlagernden Ammoniten und Pflanzenreste führenden Mergel nicht um die Untere Roßfeld Formation (PLÖCHINGER 1976, BOOROVÁ et al. 1999) sondern um die Schrambach Formation. Diese Feinsiliziklastika sind lithologisch, mikrofaziell und altersmäßig mit jenen aus dem Schrambachgraben (Kapitel 4.3.2) zu vergleichen. In den siltigen Mergeln treten resedimentierte, detritäre Kalkbänke im höchsten Mittel-Berriasium bis zum basalen Ober-Berriasium (*Calpionellopsis* Zone) auf, die erstmals von BOOROVÁ et al. (1999) als „arenaceous limestones“ beschrieben wurden. Während die auftretenden, resedimentierten Bioklasten auf ein bestehendes, karbonatisches Flachwasserareal im Ober-Berriasium (KRISCHE & GAWLICK 2010a) hinweisen, zeigen die resedimentierten Lithoklasten eine weitere Erosion der bereits ertrunkenen Ober-Jura bis Unter-Kreide Plattform an. Die von BOOROVÁ et al. (1999) bestimmten kristallinen Schiefer konnten mit der vorliegenden Dünnschliffserie nicht nachgewiesen werden. Um diese Resedimente einer tektonischen Phase oder einer kurzzeitigen Meeresspiegelschwankung (Meerespiegelhochstand und Progradation der Faziesbereiche Richtung Becken, vgl. GRADSTEIN et al. (2004)) zuzuordnen, bedarf es weiterer Untersuchungen.

Über diesen Turbiditen liegen siltige Mergelbänke und anschließend folgt eine gebankte Kalk-Mergel Abfolge des Ober-Berriasium (*Calpionellopsis* Zone; *Subthurmannia boissieri* Zone). Innerhalb dieser Sequenz liegt die Grenze zum Unter-Valanginium (*Calpionellites darderi* Subzone). Diese gebankten Kalke innerhalb der Schrambach Formation zeigen erneut den Einfluss eines karbonatischen Flachwasserareals in den Nördlichen Kalkalpen. Die Lithofazies der Gesteine bezeugt den resedimentierten Charakter der Gesteine. Die globale Meeresspiegelkurve von GRADSTEIN et al. (2004) zeigt eine Transgression bis ins höchste Ober-Berriasium (siltige Mergel), die in einer Regression bis ins höhere Unter-Valanginium übergeht (Kalk-Mergel Abfolge). Die Kalkturbidite könnten demnach kurzzeitige Meeresspiegelhochstände innerhalb dieses generell regressiven Regimes anzeigen. Der geringe Gehalt an siliziklastischen Körnern (weniger als 5%) zeigt deutlich, dass es sich hierbei nicht um Sandsteine handeln kann (z.B.: TOLLMANN 1980, BOOROVÁ et al., 1999). Das Aufschlussbild in DORNER et al. (2009: S. 342, Abb. 15) zeigt exakt diese oberberriasische Kalk-Mergel Abfolge der Schrambach Formation und nicht die Oberalm Formation.

Die letzten Calpionellen konnten im Profil, etwa 3 m (Abb. 4.2.2.f) unter den Konglomeraten der Roßfeld Formation dokumentiert werden. Der restliche Teil kann aufgrund fehlender Mikrofossilien in den Dünnschliffen biostratigraphisch nicht eingeordnet werden. Wie viele Meter der Kalk-Mergel Abfolge durch die erosive Tätigkeit der überlagernden Konglomerate fehlen, kann auch nicht abgeschätzt werden. BOOROVÁ et al. (1999) bestimmten mit Hilfe von nicht kalkigen Dinoflagellaten die Grenze zwischen Unter- und Ober-Valanginium etwa 2 m unter den Konglomeraten und das Alter der Konglomerate mit Ober-Valanginium. PICHLER (1963) nahm ein obervalangines Alter der Konglomerate an. PLÖCHINGER (1968) definierte ein maximal hauerives und TOLLMANN (1985) vermutete ein oberhauerives Alter. WEIDICH (1990) und HRADECKÁ (2003) unter-

suchten Foraminiferen in der Matrix der Konglomerate und bestimmten ein valangines bis hauterives Alter. Sie konnten aber auch Barremium nicht ausschließen. Somit kann hier im Steinbruch Gutratberg das Alter der unterlagernden Sedimentgesteine nur bis knapp unter die Konglomerate bestimmt werden. Durch das Nichtvorhandensein von biostratigraphischen Daten (schlechte Erhaltung der Radiolarien) aus dem Hangenden der Konglomerate, kann neben den bisher veröffentlichten vagen Altersschätzungen von Valanginium bis Hauterivum, fraglichem Barremium, nur über den Vergleich mit ähnlichen Profilen eine Antwort auf das mögliche Ablagerungsalter gegeben werden. Durch die in Bad Ischl (Kapitel 4.4.2), Profil Radgraben, bestimmten Ammoniten im Liegenden und Hangenden (Kolowratshöhe: LUKENEDER 2005), kann das Alter der basalen Konglomerate der Roßfeld Formation im Steinbruch Gutratberg mit Ober-Valanginium (*Saynoceras verrucosum* bis *Criosarasinella furcillata* Zone) angenommen werden. Somit beginnt die Ablagerung etwas zeitversetzt zum Meeresspiegeltiefstand im höchsten Unter-Valanginium (*Busnardoites campylotoxus* Zone, siehe auch RASSER et al. 2003) (GRADSTEIN et al. 2004).

Die Abfolge der Roßfeld Konglomerate, die laut PLÖCHINGER (1974) als rhythmische Folgen von Schlamm- und Trübeströmen bezeichnet werden, wobei vier verschiedene Ereignisse auch makroskopisch durch synsedimentäre Rutschungen mit erosiven Basisflächen unterschieden werden können, und der überlagernden arenitischen Bänke besticht vor allem durch ihr buntes Komponentenspektrum. Die von PLÖCHINGER (1968, 1974) durchgeführte, makroskopische Untersuchung ergab folgende Lithoklasten.

- Haselgebirgstone, Glanzschiefer
- Werfener Schiefer
- Hallstätter Kalke
- Dolomite
- Dachsteinkalke
- Jura Kalke
- Diabase

Dem gegenübergestellt sind die Resultate der mikrofaziellen Komponentenanalyse (vgl. auch KRISCHE & GAWLICK 2010c, 2011).

Karbonate:

- Trias: Oberer Werfener Kalk bis basale Gutenstein Formation
- Kieselkalke Mittel-Jura bis basaler Ober-Jura
- Kimmeridgium bis Mittel-Tithonium: *Saccocoma*-Kalk, Agatha Formation
- Plassen Karbonat Plattform (Ober-Jura bis Unter-Kreide) inklusive Oberalm Formation und Barmstein Kalke

Gemischt karbonatisch siliziklastische Gesteine:

- Schelfsedimente der Unter-Kreide, mit Quarz
- Mergelige Beckenkarbonate mit Calpionellen

Kieselsedimentgesteine:

- Ophiolithsequenz: Verkieselte Tiefseetone
- Ophiolithsequenz: Radiolarite (Trias bis Jura)

### Magmatite:

- Ophiolithsequenz: vergrünte Basalte, Pyroxenite
- Vulkanisches Glas

### Metamorphite:

- Ophiolithsequenz: Serpentinite

### Siliziklastika:

- Verschiedene Siltsteine, Sandsteine
- Quarz, Schwerminerale, detritäre Körner

Durch den Vergleich des Komponentenspektrums wird klar, dass sich ein Großteil der makroskopisch bestimmbarer Lithologien und Formationen mikrofaziell als gänzlich unterschiedlich erweisen. Durch die Analyse der Komponenten kann eine verbesserte Interpretation der Liefergebiete vorgenommen werden. Die überwiegend eckigen Lithoklasten entstammen den ehemaligen Karbonatplattformen, ihrer zeitgleichen Beckensequenzen und der überlagernden Sedimente. Sie entstanden durch subaerische Exposition in Verbindung mit physikalischer Verwitterung bzw. durch Bewegungen, die sich im Liegenden der Plattform befindlichen Alpinen Haselgebirge Mélange und dem daraus resultierenden Zerbrechen der spröderen Karbonate. Es entwickelten sich lokale Schuttfächer. Das restliche, gut gerundete bis subangulare Material wurde aus einem ophiolithischen Deckenstapel (GAWLICK et al. 2008) bezogen und über Flüsse in Küstennähe transportiert. Beim Meerespiegelrückgang beförderten die Flüsse das grobklastische Material in das tieferliegende, marine Ablagerungsgebiet und erodierten zusätzlich den teilweise trocken gefallenen Schelf (Tone, Mergel, Feinsiliziklastika). Die lokalen karbonatischen Schuttfächer wurden von den Flüssen mit angeschnittenen und das durchgemischte Material bis zum Resedimentationsort transportiert. Die Ablagerungen der Roßfeld Konglomerate entsprechen somit einem Lowstand fan oder einem Lowstand wedge (Ablagerung bei bereits wieder leicht steigendem Meerespiegel: Lowstand System Tract, COE 2003). Die in der Matrix der Konglomerate und Arenite auftretenden Bioklasten geben Zeugnis über ein im Nahbereich vorhandenes karbonatisches Flachwasserareal (Karbonatrampe?) im Valanginium.

Die an der Basis groben Roßfeld Konglomerate gehen nach oben in arenitische Bänke, Kieselkalke und Kieselmergel (keine Sandsteine, z.B.: PLÖCHINGER 1955, 1968) über und kennzeichnen somit einen Verfeinerungstrend innerhalb dieses ersten Zyklus, der mit einem Meerespiegelanstieg korreliert werden kann (GRADSTEIN et al. 2004). Der Komponentenbestand ändert sich nur geringfügig. Die Radiolarite, Vulkanite und Plutonite sind aber überwiegend auf den grob konglomeratischen Teil beschränkt. In den Areniten dominieren Bioklasten und lokaler Karbonatschutt. Verkieselte Tiefseetone und grobe Siliziklastika sind ebenfalls selten. Im oberen Teil des Profiles zeigen die in die Kieselmergel und Kieselkalke eingelagerten arenitischen Bänke dieselben Komponenten wie die darunter liegenden. Es handelt sich bei diesen Bänken (vgl. Brekzienbänke am westlichen und nördlichen Hochreithberg) um kurzzeitige Erhöhungen der Strömungsenergie und dem Transport von gröberem, karbonatischen Material in das mergelige, überwiegend von Kieselorganismen dominierte Sediment. Die Schichtfolge endet hier im Steinbruch ohne jegliche Kontrollmöglichkeit des biostratigraphischen Alters.

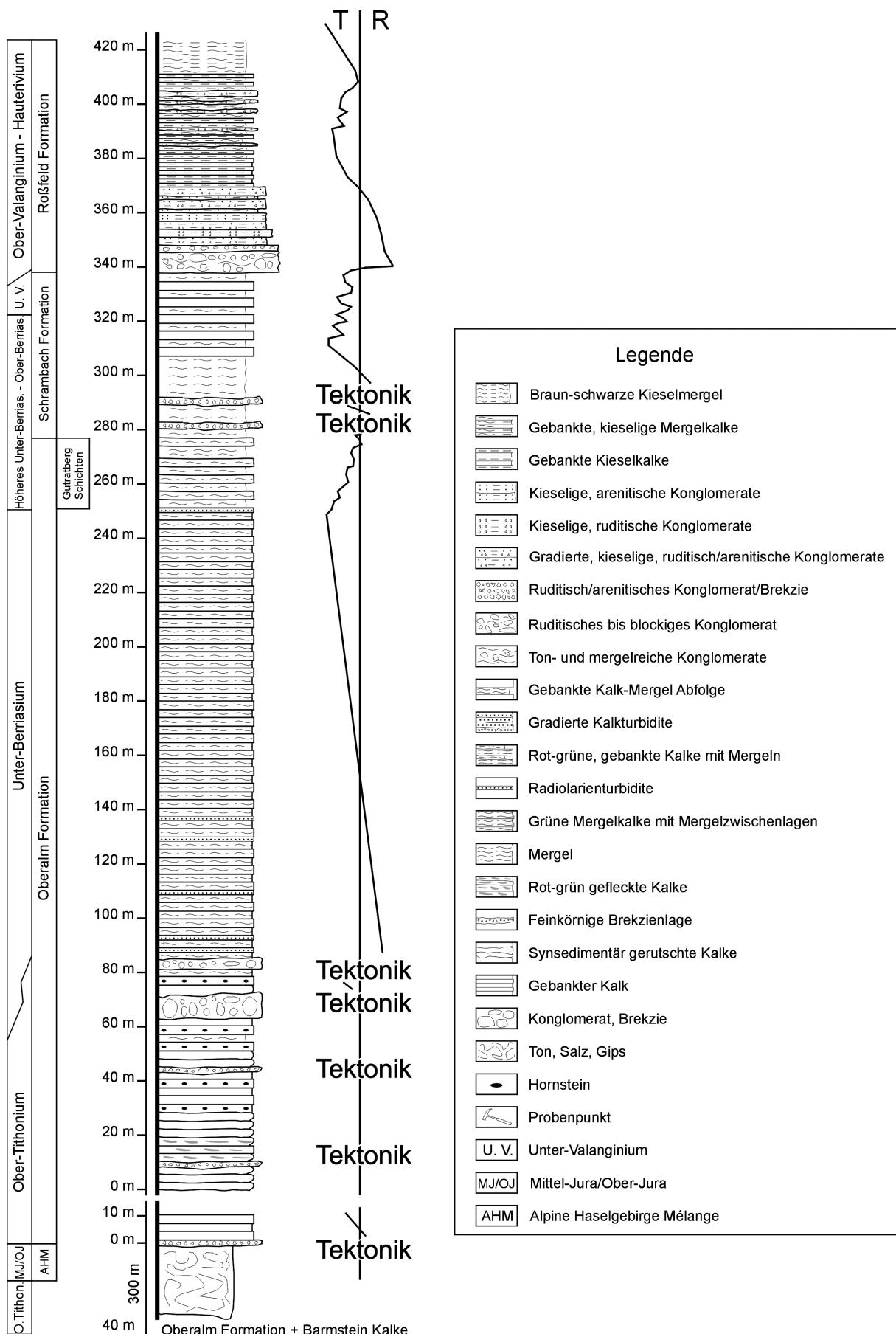


Abbildung 4.2.4.a: Zusammengesetztes Übersichtsprofil des Steinbruch Gutratberg und eine sequenzstratigraphische Interpretation der abgelagerten Sedimentgesteine. T: Transgression, R: Regression.

Ein Vergleichsprofil ist von der Berchtesgadener Ache, über den westlichen Gutratberg und die Köppelschneid aufgeschlossen. An der Köppelschneid (Abb. 4.2.2.a) konnte IMMEL (1987) das Alter der Kieselmergel und der zwischengelagerten kieseligen, siliziklastischen Packstones der Roßfeld Formation (keine Sandsteine der Schrambach Formation: PLÖCHINGER 1954) mit Ober-Hauterivium bestimmen. Somit kann für den, lithologisch ähnlichen Kieselkalk und Kieselmergel Abschnitt, hangend der letzten Arenite im Steinbruch Gartenau, ein valangines bis hauerives Alter angenommen werden. In den Kieselmergeln und Kieselkalken der Köppelschneid liegen quarzreiche Arenite und lithoklastische Rudite. Diese beinhalten subangulare Quarze, Quarzite, Vulkanite, verkiezte Tiefseetone und Orbitolinen (SCHLAGINTWEIT et al. in Druck). Somit kann hier am Gutratberg eine vollständige Schichtfolge der Roßfeld Formation bis ins Ober-Barremium/Unter-Aptium rekonstruiert werden (vgl. Grabenwald: PLÖCHINGER 1968).

#### 4.2.5. Strukturelle Entwicklung

Die durchgehende, sedimentäre Schichtfolge am Gutratberg und dem Vergleichsprofil Berchtesgadener Ache-Köppelschneid, ist vom Ober-Tithonium (PLÖCHINGER 1977b) bis in das Ober-Barremium/Unter-Aptium (SCHLAGINTWEIT et al. in Druck) aufgeschlossen. Ältere, unterlagernde Serien konnten bis jetzt weder in Oberflächenaufschlüssen, noch durch Bohrungen (PLÖCHINGER 1977b) identifiziert werden. Während einer synsedimentären tektonischen Phase im Ober-Tithonium kam es zur Mobilisierung der Alpinen Haselgebirge Mélange (siehe Kapitel 5 und 6). Die propagierte syntektonische Entstehung der Roßfeld Konglomerate durch Deckenüberschiebungen in der höheren Unter-Kreide bis in die Mittel-Kreide (z.B.: Pichler 1963, PLÖCHINGER 1968, FAUPL & TOLLMANN 1979, DECKER et al. 1987, SCHWEIGL & NEUBAUER 1997a, 1997b) kann durch die im Roßfeld Konglomerat nicht vorhandenen, deckentektonisch aber besonders aussagekräftigen Komponenten wie z.B. Alpine Haselgebirge Mélange, Hallstätter Kalk, Dachsteinkalk,... ausgeschlossen werden (Kapitel 4.2.2.). Bewegungen der Alpinen Haselgebirge Mélange durch Kompression/Extension/Überlagerungsdruck im Untergrund der oberjurassischen bis unterkretazischen Karbonatplattform und deren Überlagerung, die zur Bildung der Hangschuttsedimente und Schuttfächer führte, können im Steinbruch Gutratberg für das Ober-Valanginium interpretiert werden (siehe Kapitel 5, 6). Mittelkretazische, prägosauische Störungen, durch fazielle Unterschiede altersgleicher Sedimentgesteinsserien nachweisbar, konnten am Gutratberg nicht festgestellt werden. Es handelt sich um einen in sich kohärenten Block. Die Grenzen zu benachbarten Blöcken könnten in Zukunft durch eine weitere Kartierung der Umgebung des Gutratberges festgestellt werden. Die weitere tektonische Entwicklung folgt den von SCHORN & NEUBAUER (2011) neu überarbeiteten Deformationsphasen (SCHWEIGL & NEUBAUER 1997b) der zentralen Nördlichen Kalkalpen. Im Tagebau am Gutratberg sind die Ereignisse D2 (Syngosauisch, Bildung der Goaubecken) bzw. D5 (Mittel-Miozän, ostgerichtete Extrusion) dominierend. Die Nordost-gerichteten Aufschiebungen der Phase D5 können durch den Versatz der arenitischen Bänke, innerhalb der steilstehenden Roßfeld Formation, auch im Aufschluss beobachtet werden. Das bedeutet, dass die gesamte Schichtfolge des Gutratberges postgosauisch bis prämittelmiozän steilgestellt wurde und die Antiklinale des Schneiderwaldes mit der Alpinen Haselgebirge Mélange im Kern gebildet wurde (Abb. 4.2.2.a). Untergeordnet treten die Phasen D3a (Ober-Eozän bis Oligozän, reaktivieren der bereits gebildeten Störungen) und D3b (Oligozän bis Unter-/Mittel-Miozän, überschieben nach Nord) auf. Eine nach Südwest gerichtete extensionale Phase kann den Ereignissen D6 (Unter-/Mittel-Miozän, Extension) oder D8 (Ober-Miozän bis Pliozän, orogener, gravitativer Kollaps) zugewiesen werden.

## 4.3. Roßfeld

### 4.3.1. Geologischer Überblick

Die bewaldete Mittelgebirgslandschaft des Roßfeldes zieht sich entlang der österreichischen Staatsgrenze vom Nordfuß des Höhen Göll bis südlich von Bad Dürrnberg. Im Osten begrenzt dieses Gebiet die Salzach mit den Orten Kuchl und Hallein, im Westen reicht der Gebirgsstock bis Berchtesgaden. Das Gebiet ist die Typlokalität der Roßfeld Formation und gehört daher zu einem der am besten untersuchten unterkreatazischen Lokalitäten in den zentralen Nördlichen Kalkalpen. Erste dokumentierte Arbeiten führten VON LILIENBACH (1830), VON LIPOLD (1854), VON GÜMBEL (1861) und FUGGER (1907) durch. Einen geschichtlichen Überblick über sämtliche geologische Arbeiten gaben UHLIG (1882), PLÖCHINGER (1955), PICHLER (1963), TOLLMANN (1976) und RASSER et al. (2003). Das Roßfeld gehört zum Tirolikum im Sinne von HAHN (1913) bzw. zur Tief-tirolischen Einheit im Sinne von FRISCH & GAWLICK (2003). Über der Oberalm Formation (Tithonium) und der Schrambach Formation (Berriasium bis Unter-Valanginium) liegt die siliziklastisch beeinflusste Roßfeld Formation (Ober-Valanginium bis Ober-Hauterivium/Unter-Barremium), die sich durch den zunehmenden Sandgehalt aus der Schrambach Formation heraus entwickelte (WEBER 1942, PLÖCHINGER 1955, PICHLER 1963). Von Bedeutung für die Biostratigraphie sind die Ammonitendatierungen von VON HAUER (1847, 1848, 1868), VON GÜMBEL (1861), UHLIG (1882), WEBER (1942), PLÖCHINGER (1955), PICHLER (1963) und IMMEL (1987, mit einer Revision des älteren Materials und eigenen Funden). FAUPL & TOLLMANN (1979) ergänzten diese biostratigraphischen Untersuchungen mit Foraminiferen. WEBER (1942) und PICHLER (1963) teilten die Roßfeld Formation in eine Untere und eine Obere Roßfeld Formation. Die Untere Roßfeld Formation (Ober-Valanginium bis Unter-Hauterivium) wurde in die basale Mergel- und in die hangende Sandsteingruppe (dickbankige Sandsteine: FAUPL & TOLLMANN (1979)) zweigeteilt. Die Obere Roßfeld Formation (Unter-Hauterivium bis Ober-Hauterivium/Unter-Barremium (IMMEL 1987)) wurde als Kieselkalkgruppe mit Konglomeratlagen bezeichnet. Makroskopische Komponentenuntersuchungen führten KÜHNEL (1929), WEBER (1942), DEL NEGRO (1949, 1983), PICHLER (1963) und SCHWEIGL & NEUBAUER (1997a) durch. Erste mikrofazielle Untersuchungen der Konglomeratkörper stammten von MISSONI & GAWLICK (2011b). Eine chemische Analyse von Areniten der Roßfeld Formation stellten SCHWEIGL & NEUBAUER (1997a) und VON EYNATTEN & GAUPP (1999) vor. FAUPL & TOLLMANN (1979) und DECKER et al. (1987) beschrieben die Sedimentationsbedingungen der Roßfeld Formation als Vergrößerungstrend in einem Tiefseerinnenenvironment mit rinnenparallelen Fazieszonen. Korngrößenwechsel wurden durch die progradierende Tiefseerinne bzw. durch kleinräumige Sedimentfächer bestimmt. Die groben Konglomerate und Olistolithe der Oberen Roßfeld Formation wurden von WEBER (1942) als Konglomerate und Flyschbrekzien angesehen und bilden den Abschluss der Sedimentationssequenz. Neue sedimentologische Untersuchungen der Konglomerate am Hahnenkamm stammen von HENRICH et al. (2012). Durch lithologische Untersuchungen, in Verbindung mit Schwermineraluntersuchungen (WOLETZ 1970, FAUPL & MILLER 1977, FAUPL & TOLLMANN 1979, DECKER et al. 1987, POBER & FAUPL 1988, FAUPL & POBER 1991, SCHWEIGL & NEUBAUER 1997a, VON EYNATTEN & GAUPP 1999) wurde die Roßfeld Formation als synorogener Sedimentationzyklus im Zuge von Überschiebungen und krustaler Verkürzung in der höheren Unterkreide (FAUPL 1978, FAUPL & TOLLMANN 1979, DECKER et al. 1987, SCHWEIGL & NEUBAUER 1997a, 1997b, VON EYNATTEN & GAUPP 1999) interpretiert. Die Roßfeld Formation, mit ihren erodierten und umgelagerten Lithoklasten und Olistolithen, sollte die sedimentären Bedingungen

bei der Überschiebung der Hallstätter Decke auf das Tirolikum im Sinne von TOLLMANN (1963) dokumentieren. Über der Oberen und Unteren Roßfeld Formation liegen in diskordanter Lage die tiefjuvavischen Hallstätter Deckschollen des Roßfeldes (z.B.: FAUPL & TOLLMANN 1979, DEL NEGRO 1983), die nach PICHLER (1963) vorgosauisch über die prä-cenoman verfaltete Roßfeldmulde geschoben wurden. Zusätzlich zu den juvavischen Geröllen und Olistolithen wurden Ultrabasite und basische bis intermediäre Alkaligesteine und deren Metamorphite (FAUPL & TOLLMANN 1979, DECKER et al. 1987), metamorphe Gesteine und Metasedimentgesteine einer kontinentalen Kruste (VON EYNATTEN & GAUPP 1999) erodiert. Für diese Exotika schlagen z.B. ROEDER (1976) und FAUPL & POBER (1991) die Ophiolithe der Dinariden als Herkunftsgebiet vor. Im Gegenteil dazu beschrieb LEISS (1990, 1992) die tektonische Entstehung der Roßfeld Formation analog zu jener in Intraplatten-Trögen in einem kompressiven Unterschiebungsregime. Die abgelagerten Sedimentgesteine sollen eine synorogene Molasseentwicklung auf dem jeweiligen nächsthöheren Deckenstockwerk, mit einem finalen Flysch (JACOBSEN 1986), der aus den juvavischen Olistolithen besteht, repräsentieren.

Ein Vergleichsprofil für die Basis der Entwicklung der Roßfeld Formation (Oberalm und Schrambach Formationen) untersuchten RASSER et al. (2003) im Schrambachgraben westlich von Kuchl. Über eine lithostratigraphische Kartierung und unter Zuhilfenahme von biostratigraphischen Literaturdaten konnte ein Profil erstellt werden. Die Oberalm Formation reicht demnach bis in das Mittel-Berriasium. Darüber liegt die Schrambach Formation (Ober-Berriasium bis Unter-Valanginium). Durch biostratigraphische Auswertungen von kalkigem Nanoplankton aus dem Schrambachgraben konnten MISSONI & GAWLICK (2011b) den Beginn der Zunahme des siliziklastischen Anteiles in den Gesteinen mit Ober-Berriasium datieren. Nach einer Schichtlücke zwischen Schrambach und Roßfeld Formationen im Niveau der *Busnardoites campylotoxus* Ammonitenzone (Höheres Unter-Valanginium) folgen die Sandsteine der Roßfeld Formation ab dem basalen Ober-Valanginium (RASSER et al. 2003).

Mit der Roßfeld Formation vergleichbare Sedimentgesteine in den zentralen nördlichen Kalkalpen wurden von DARGA & WEIDICH (1986) im Raum Unken, mit einer detaillierten sedimentologischen, lithologischen und einer mikrofaziellen Beschreibung, untersucht (Lackbach Formation). Durch biostratigraphische Altersdatierung mit Hilfe von Dinozytten, Foraminiferen und Ammoniten konnte für diese Klastika, ein der Roßfeld Formation vergleichbares Alter mit Ober-Valanginium bis Barremium festgestellt werden. Unterschiede zur Roßfeld Formation bestehen nach DARGA & WEIDICH (1986) durch die stärkere sedimentäre Aufgliederung in verschiedene Faziesbereiche und im abrupten Einsetzen von grobklastischen Schüttungen an der Basis der Lackbach Formation.

#### 4.3.2. Das Profil vom Schrambachgraben bis zur Roßfeldstraße

Entlang der Forststraße südlich des Schrambachgrabens (Abb. 4.3.2.a) konnte in mehreren Teilprofilen eine Schichtfolge für die Unter-Kreide Abfolge an der Basis des Roßfeldes erarbeitet werden. Die ersten Aufschlüsse sind ab der 4. Kehre anzutreffen (Abb. 4.3.2.a), wo 10 bis 30 cm gebankte, graue bis beige Mikrite mit dünn-plattigen, grauen, kalkigen Zwischenlagen anstehen. Mikrofaziell handelt es sich um mergelige Radiolarien-Wackestones mit Calpionellen, Sparitbruch, Schwammnadeln, Schalen und oxidierten Pflanzenresten. Diese Abfolge mit *Calpionella* sp. und *Remaniella* sp. entspricht dem Unter-Berriasium (*Calpionella* Zone). Die Kalke werden nach oben hin dünnergebankt und es treten dünne Mergelzwischenlagen auf. In diese radiolarienreichen, mikritischen Kalke sind, ab dem Graben auf etwa 600 m Seehöhe, 30 cm bis 50 cm dicke, eben gebankte, verkieselte, graue Kalke eingeschaltet. Sie

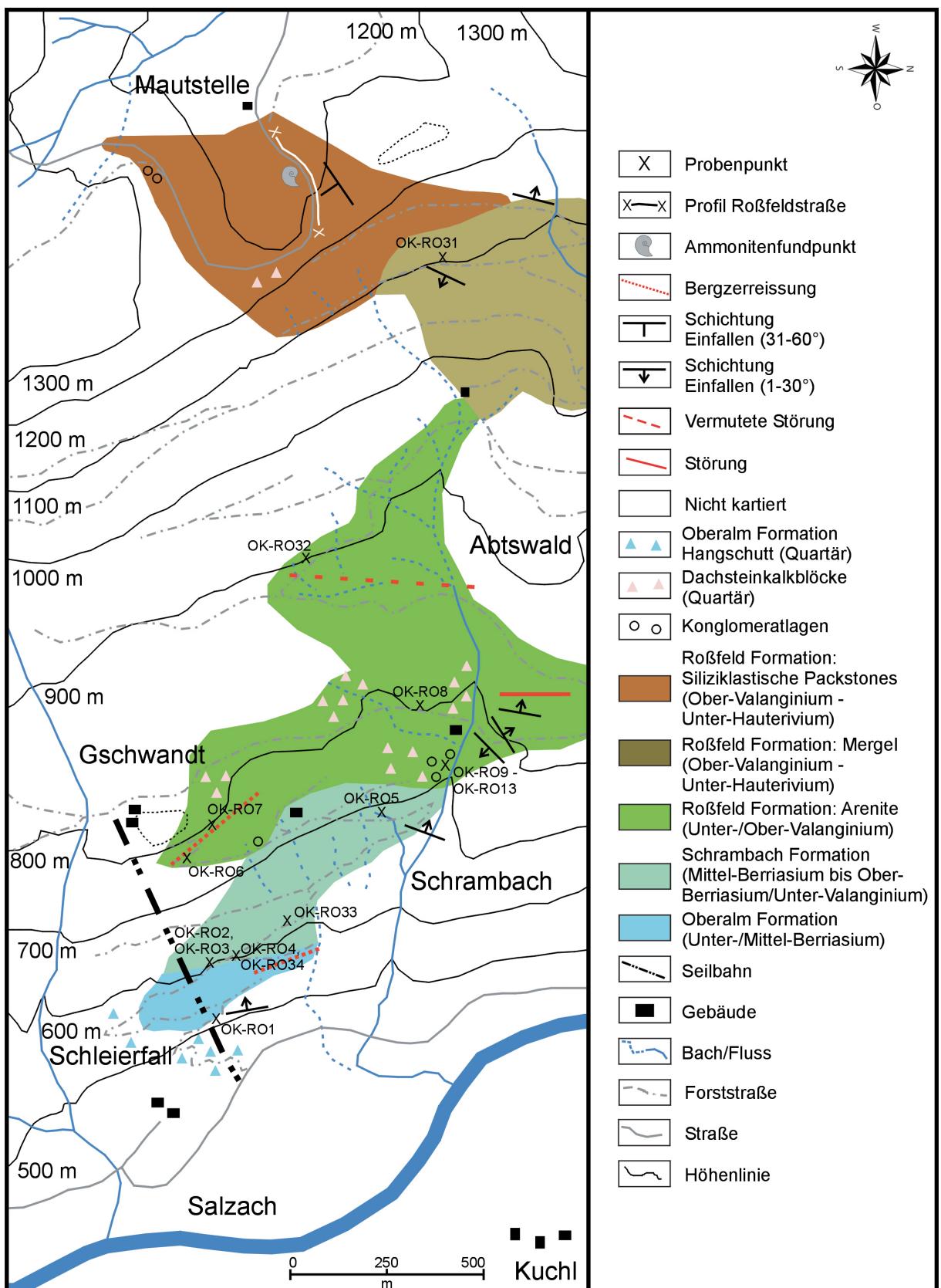


Abbildung 4.3.2.a: Neue geologische Karte entlang der Forststraßen südlich des Schrambachgrabens und entlang der Osthänge des Roßfeldes bis zur Roßfeldstraße.

wechsellagern mit dünnplattigen, braunen, mergeligen Kalken. Es handelt sich bei den grauen, kieseligen Bänken um dichte Radiolarien-Packstones, die feingeschichtet sind und zusätzlich Schwammnadeln, Sparitreste, Mikritklasten, Crinoiden, Schalen, bunte detritäre Körner, Foraminiferen und braune, mergelige Klasten enthalten. Der Mergelgehalt im Gestein nimmt nach oben hin zu und es kommt in den hangenden Serien zur Ausbildung von braunen, kalkigen Mergeln, die dünnplattig bis leicht turbiditisch ausgebildet sind. Es handelt sich um feinkörnige Wackestones mit Calpionellen, Sparitresten, Schwammnadeln, Radiolarien, fein verteiltem Pyrit, oxidierten Pflanzenresten und detritären Körnern wie Quarz, Granat, Glimmer, Seladonit und Feldspat. Mit Hilfe von *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU-FILIPESCU 1933), *Calpionella alpina* (LORENZ 1902), *Calpionella elliptica* (Cadisch 1932) und *Remaniella cadischiana* (COLOM 1948) können die braunen kalkigen Mergel in das mittlere Mittel-Berriasium (*Remaniella cadischiana* Subzone) datiert werden. Zum Hangenden werden die Gesteine immer dünnplattiger und mergeliger. Selten sind graue, dicke Kalkbänke mit Radiolarien eingeschaltet. In weiterer Folge nimmt der Siltgehalt in den Mergeln (Wackestones mit Radiolarien, Schwammnadeln und Sparitbruch) immer mehr zu und es sind bis zu 30 cm mächtige, braun-graue, kalkig-kieselige Bänke (Packstones) zwischen die siltigen Mergel eingeschaltet. Über dieser feinkörnigen, karbonatisch beeinflussten, siliziklastischen Abfolge treten mehrere Meter mächtige, sandige bis grobkiesige, unsortierte, lithoklastische Konglomeratbänke auf. Die Komponenten können in Bioklasten, karbonatische, gemischt karbonatisch siliziklastische, siliziklastische, magmatische, metamorphe sowie kieselige Lithoklasten und in detritäre Körner unterschieden werden.

#### Bioklasten:

- Schwämme (u.a. Pharetronidae), Korallen
- Lituolide Foraminiferen
- Crinoiden, Bryozoen, Brachiopoden

#### Karbonate (Unter-Jura bis Mittel-Berriasium):

- Lagunenfazies (Ober-Jura Karbonatplattform)
  - Dasycladaceen-Wackestones z.B. mit *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967)
- Höherenergetische Plattformbereiche (Ober-Jura Karbonatplattform)
  - Ooid-Packstones mit Crinoiden
  - Ausgewaschene Packstones mit Textularien, Lenticulinen, *Mohlerina* sp., *Nauiloculina oolithica* (MOHLER 1938), lituoliden Foraminiferen, *Andersenolina* sp., *Protopeneroplis striata* (WEYNSCHENK 1950), *Carpathocancer* sp., umkrusteten Dasycladaceenresten, Tubiphytes, *Thaumatoporella* sp., verschiedene mikrobiell inkrustierende Organismen
- Plattformrandfazies, Vorriff (Ober-Jura Karbonatplattform)
  - Bindstones durch unterschiedliche mikrobiell inkrustierende Organismen gebildet, *Bacinella-Lithocodium* Aggregate, Tubiphytes-Bindstones

- Hangfazies
  - *Saccocoma*-Filament-Packstones mit Radiolarien und Tubiphytes (Kimmeridgium bis Unter-Tithonium)
  - Crinoiden-Mikritklasten-Packstones mit Sparitbruch, Foraminiferen, Schalenresten
- Beckenkarbonate
  - Calpionellen-Wackestones (Oberalm Formation)
  - Spiculareiche, dichte Wackestones mit Radiolarien, Schalenresten, Crinoiden (Unter-Jura: Dürrenberg Formation oder Birkenfeld Formation)

Gemischt karbonatisch siliziklastische Gesteine:

- Quarzreiche Packstones mit Crinoiden, Sparitbruch
- Braune Mergel

Kieselsedimentgesteine:

- Braune, mergelige Radiolarien-Packstones
- Helle, feinkörnig rekristallisierte Kieselsedimentgesteine
- Gelbliche, rote sowie helle feinkörnige, verkieselte Tiefseetone

Magmatite:

- Alterierte, vergrünte Vulkanite
- Schwarz-braune Vulkanite
- Verkieselte, gelbliche Tuffe
- Schwarzes, vulkanisches Glas

Metamorphe:

- Serpentinite

Siliziklastika:

- Mittelsandige Quarzsandsteine mit Quarz-Glimmer Lithoklasten
- Quarzsandsteine mit braunen Mergelklasten, bunten, detritären Körnern
- Geschichtete Quarz-Glimmer Siltsteine
- Braune Siltsteine mit Pflanzenresten

Die feinsandige Matrix besteht aus denselben Komponenten wie die Grobfraktion, allerdings mit einem hohen Anteil an eckigem Quarz, Sparitbruch, rekristallisierten Radiolarien und bunten, detritären Körnern. Zum Hangenden der Grobklastika werden die Lithoklasten der Konglomerate etwas feiner und es erfolgt der Übergang zu grobsandigen Areniten. Sie beinhalten die gleichen Komponenten wie die größeren, liegenden Bänke. Die Matrix der Konglomerate und der Arenite besteht aus braun-grauen, dichten Wackestones mit Radiolarien, Schwammnadeln, Sparitbruch, Schalenresten, wenig Quarz, bunten, detritären Körnern und oxidierten Pflanzenresten. Im Hangen-

den der grobsandigen Arenite und der Konglomeratlagen liegen braune, 10 bis 100 cm gebankte bis turbiditische, feinsandige bis sehr feinsandige Arenite, denen 1 bis 2 cm dünnplattige, grobsiltige Lagen dazwischengeschaltet sind. Die größeren Turbidite (lithoklastenreiche Feinsandsteine) bestehen aus detritären Körnern, Mikritklasten, Sparitbruch, Pflanzenresten, Bioklasten (Crinoiden) und Lithoklasten.

Detritäre Körner:

- Subangularer bis angularer Quarz, Glimmer, Chromspinell, Seladonit/Glaukonit

Lithoklasten:

- Rote Radiolarite
- Rekristallisierte, helle, Radiolarite
- Helle, feinkörnig rekristallisierte Kieselsedimentgesteine
- Hornstein
- Bunte, verkieselte Tiefseetone
- Vulkanite
- Serpentinit
- Geschichtete, quarzreiche Feinsiltsteine
- Grünliche Feinsiltsteine
- Braune Bodenklasten, rötliche Karstfragmente

Überlagert werden diese karbonatisch lithoklastischen Arenite ab etwa 750 m See-höhe von braunen, kalkigen Mergeln, in die in weiterer Folge braune, turbiditische, feinsandige Kalkarenite eingeschaltet sind. Die Mergel sind mikrofaziell als Wackestones mit Sparitbruch, Mikritklasten, Schalenresten, Quarz, Glimmer, fein verteiltem Pyrit, detritären Körnern (Apatit, Granat, Glimmer, Seladonit/Glaukonit) und oxidierten

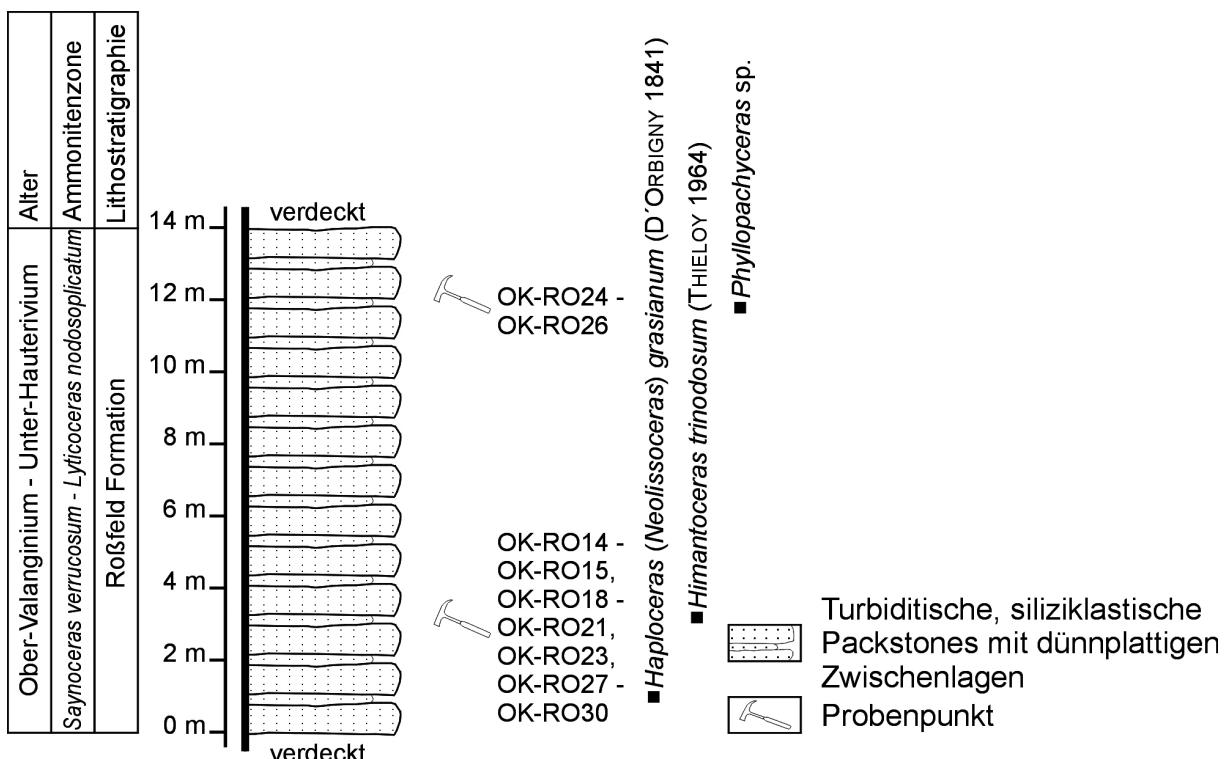
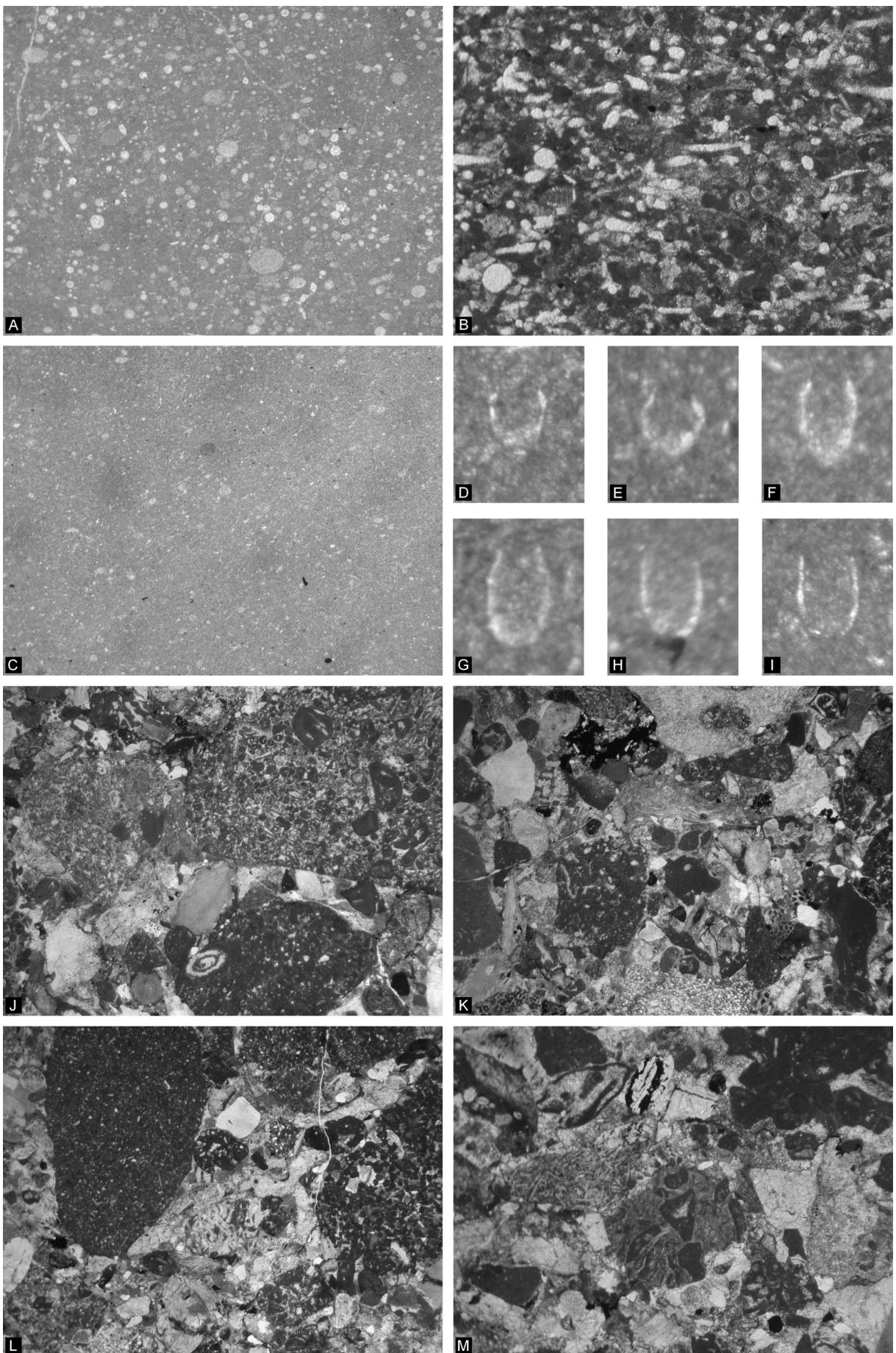


Abbildung 4.3.2.b: Neu aufgenommenes Profil entlang der Roßfeldstraße in der Nähe des Mauthäuschens. Zur Lage des Profiles siehe Abbildung 4.3.2.a.



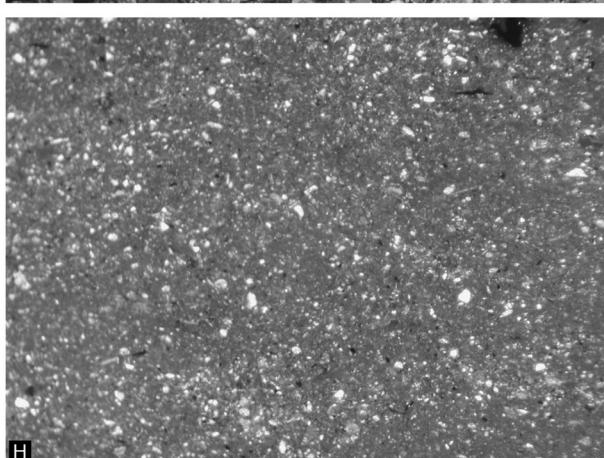
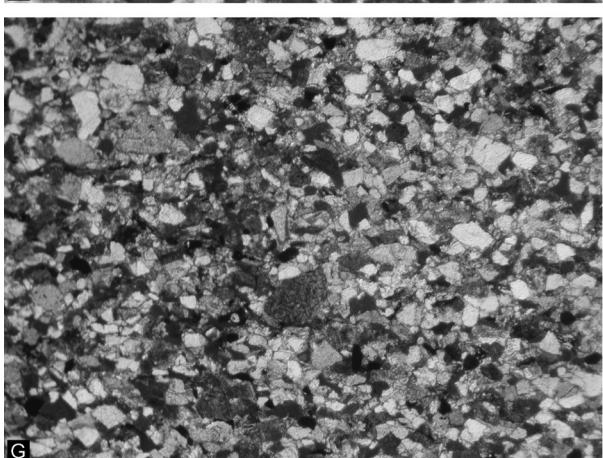
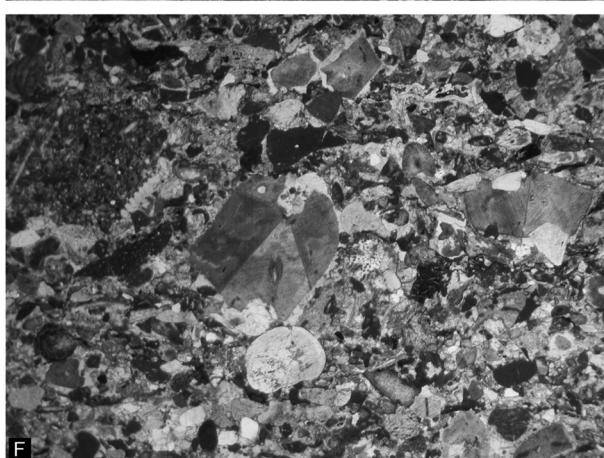
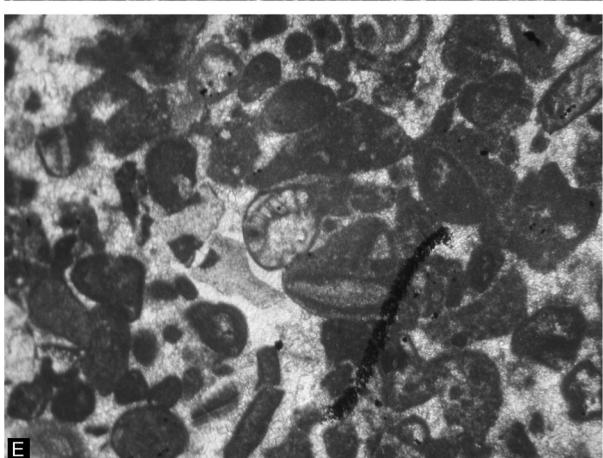
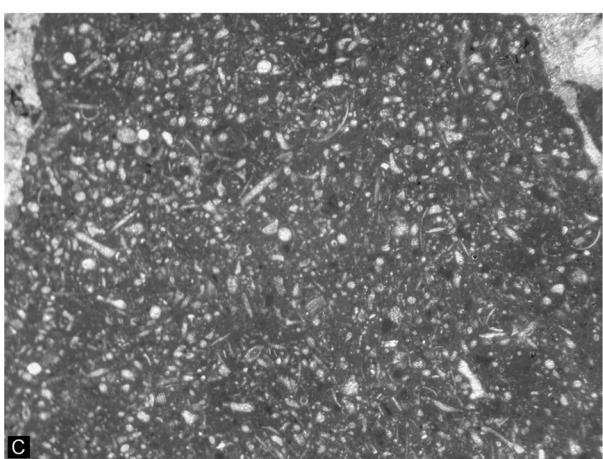
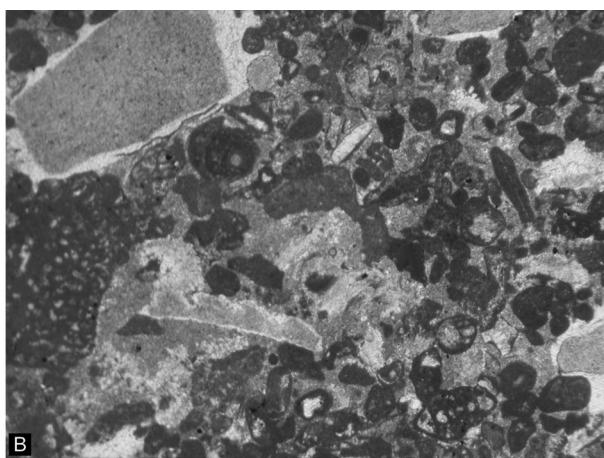
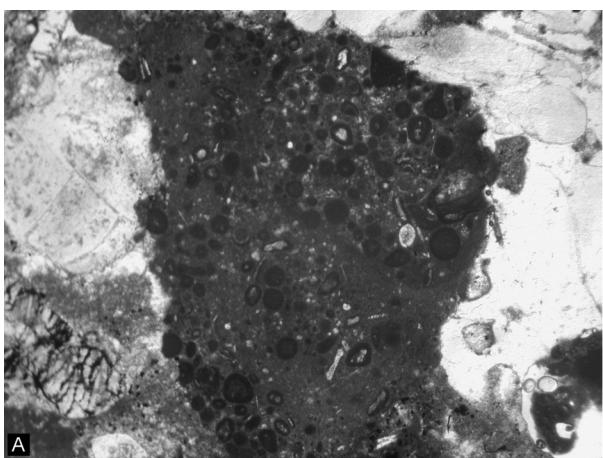


Abbildung 4.3.2.c, Seite 226: Mikrofazies der auftretenden Gesteine und ausgewählte Calpionellen. A: Mergeliger Calpionellen-Packstone, OK-RO1. B: Verkieselter Packstone mit rekristallisierten Radiolarien, Schwamnadeln, Sparitbruch, Mikritklasten und detritären Körnern, OK-RO3. C: Mergeliger Wackestone mit Sparitbruch, Schalenresten und Calpionellen, OK-RO4. D, E: *Calpionella alpina* (LORENZ 1902). F, G: *Calpionella elliptica* (CADISCH 1932). H, I: *Remaniella cadischiana* (COLOM 1948). D bis I: OK-RO4. J: Komponentengestütztes, lithoklastisches Konglomerat mit verkieselten Tiefseetonen, Vulkaniten, Karbonaten (ausgewaschene Packstones, Mikritklasten-Packstones) und Crinoiden, OK-RO13\_1. K: Komponentengestütztes, lithoklastisches Konglomerat mit verkieselten Tiefseetonen, kieseligen Radiolarien-Packstones, feinkörnigen Siliziklastika und Karbonaten (Bindstones, Wackestones, Sparitbruch-Packstones, Mikrite), OK-RO13\_2. L: Komponentengestütztes, lithoklastisches Konglomerat mit verkieselten Tiefseetonen, Hornstein, grob agglutinierenden lituoliden Foraminiferen, Mikritklasten-Packstones mit Crinoiden und feinkörnigen Wackestones mit Schwamnadeln, OK-RO13\_6. M: Komponentengestütztes, lithoklastisches Konglomerat mit verkieselten Tiefseetonen, Vulkaniten, mikrokristallinen Kieselsedimentgesteinen, Karbonaten und mikritumkrustetem, rekristallisiertem Gerüstbildner, OK-RO9. Bildbreite J bis M: 1,4 cm; A bis C: 0,5 cm. Maßstabsbalken: D bis I= 50 µm.

Abbildung 4.3.2.d, Seite 227: Ausgewählte Mikrofazies der Roßfeld Konglomerate und deren Überlagerung. A: Ooidreiche Packstone-Schüttung in grauem Mikrit, OK-RO13\_1. B: Ausgewaschener Packstone mit Crinoiden, Mikritklasten, mikritumkrustetem Sparit und Foraminiferen wie z.B. *Nautiloculina oolithica* (MOHLER 1938), OK-RO13\_9. C: Mergeliger Packstone mit rekristallisierten Radiolarien, Schwamnadeln, Schalenresten und detritären Körnern, OK-RO13\_6. D: Verkieselter Radiolarien-Packstone, OK-RO13\_2. E: Ausgewaschener Packstone mit *Protopeneroplis striata* (WEYNSCHEK 1950), OK-RO13\_1. F: Kieseliger Arenit mit Crinoiden, Tiefseetonen, Karbonaten, Serpentiniten und Quarz, OK-RO9. G: Quarzdominierter Arenit mit Crinoiden, Karbonatklasten, Vulkaniten, Serpentiniten und feinkörnigen Siliziklastika, OK-RO6. H: Mergel mit Sparitbruch, Schalenresten, rekristallisierten Radiolarien, detritären Körnern und Pflanzenresten, OK-RO31. Bildbreite: A, F= 1,4; B bis D, G bis H= 0,5 cm; E= 0,25 cm.

---

Pflanzenresten anzusprechen. Die gröberen, kalkigen Bänke nehmen nach oben hin zu und entlang des Profiles bei der Mautstation der Roßfeldstraße (Abb. 4.3.2.a, b) überwiegen die, bis zu 70 cm gebankten, turbiditischen, siliziklastischen Packstones, die von bis zu 5 cm dicken, dünnplattigen, etwas feinkörnigeren, kalkigen Grobsiltsteinen unterbrochen werden. Diese Abfolge kann mit Hilfe von *Himantoceras trinodosum* (THIEULOUY 1964) als Ober-Valanginium bis Unter-Hauterivium (*Saynoceras verrucosum* Zone bis *Lyticoceras nodosoplicatum* Zone) datiert werden. Das Profil beim Mauthäuschen der Roßfeldstraße bildet in weiterer Folge die Unterlagerung der weiteren sedimentären Abfolge entlang der Roßfeldstraße.

#### 4.3.3. Biostratigraphische, fazielle und lithologische Diskussion Schrambachgraben-Roßfeld

Die Schichtfolge beginnt mit der Oberalm Formation des Unter-Berriasium. Der obertithone Teil der Oberalm Formation ist hier im Schrambachgraben nicht aufgeschlossen. MISSONI & GAWLICK (2011b) vermuten liegend der Oberalm Formation die Tauglboden Formation. Diese Fragestellung kann zum Teil sicher durch zukünftige Untersuchungen in den südöstlichen Bereichen des Roßfeldes geklärt werden. Der Übergang der Oberalm Formation zur Schrambach Formation wird durch verkieselte Packstones repräsentiert, die neben hemipelagischen Organismen auch biogenes Material einer zeitgleichen Flachwasserentwicklung beinhalten. Diese Bänke sind vom Inhalt mit jenen vom Steinbruch Gutratberg vergleichbar, allerdings eine Spur älter, da die hangenden Mergel ein mittleres Mittel-Berriasium (*Remaniella cadischiana* Subzone) Alter besitzen. Sie können keinesfalls als sandig verwitternde Mergel (RASSER et al. 2003) angesehen werden, da detritärer Quarz in den Kalkbänken fehlt (siehe GAWLICK et al. 2005). Im Schrambachgraben wird der Übergang von hemipelagischen Kalken zu feinkörnigen, siliziklastischen Mergeln mit Hilfe von kalkigem Nanoplankton mit Ober-Berriasium (MISSONI & GAWLICK 2011b) angegeben. Hier sind weitere, detailliertere Calpionellenda-

tierungen vorzunehmen, um das kalkige Nanoplankton mit der Calpionellen Zonierung zu korrelieren. Die siltig, mergelig dominierte Schichtfolge mit Einschaltungen von grauen Packstones mit Radiolarien (etwas verkieselt) kann lithologisch und altersmäßig mit der gebankten Kalk-Mergel Abfolge (Schrambach Formation) des Gutratberg Profiles korreliert werden. Calpionellen fehlen aus diesem Profilteil aufgrund fazieller und paläoökologischer Bedingungen. UHLIG (1888) konnte aus diesen Gesteinen *Phylloceras calypso* (D'ORBIGNY 1840) und *Haploceras (Neolissoceras) grasicanum* (D'ORBIGNY 1841) bestimmen, die ein oberberriasisches bis hauerives Alter der Schrambach Formation zwischen den verkieselten Packstones und den Konglomeraten angeben. IMMEL (1987) datierte die Grenze Schrambach Formation zu Roßfeld Formation im Larosbach mit Grenzbereich Unter- zu Ober-Valanginium. Diese Altersdatierung kann ebenso für die Gesteine des Schrambachgrabens angewendet werden. Es kommt in dieser Abfolge nicht zu Schichtwiederholungen durch tektonische Faltung (RASSER et al. 2003), allerdings tritt synsedimentäre Gleitfaltung innerhalb der turbiditischen Mergel auf. Über der Mergel-Packstone Abfolge liegen die basalen Konglomerate der Roßfeld Formation. Es handelt sich um eine sedimentäre Schichtlücke, innerhalb der *Busnardoites campylotoxus* Ammonitenzone (Höheres Unter-Valanginium), zwischen Schrambach und Roßfeld Formation (RASSER et al. 2003), hervorgerufen durch einen Meeresspiegeltiefstand. Die Konglomerate lagerten sich, wie im Profil Gutratberg, am Übergang Unter-/Ober-Valanginium bis in das basale Ober-Valanginium, bei einem bereits wieder steigenden Meeresspiegel ab. Eine teilweise Erosion der unterlagernden Mergelabfolge infolge des Meeresspiegeltiefstandes bzw. durch eine erosive Tätigkeit der Konglomerate muss in Betracht gezogen werden. Die Komponenten der ruditisch-arenitschen, nur wenige Meter mächtigen Konglomerate bestehen aus folgenden Lithoklasten.

#### Karbonate:

- Unter-Jura: Dürrnberg Formation oder Birkenfeld Formation
- Kimmeridgium bis Mittel-Tithonium: *Saccocoma*-Kalk
- Plassen Karbonat Plattform (Ober-Jura bis Unter-Kreide) inklusive Oberalm Formation und Barmstein Kalke

#### Gemischt karbonatisch siliziklastische Gesteine:

- Feinkörnige, karbonatische Schelfsedimente
- Crinoiden-Packstones mit Quarz

#### Kieselsedimentgesteine:

- Ophiolithsequenz: Verkieselte Tiefseetone
- Kieselmergel (?Callovium bis Oxfordium?)

#### Magmatite:

- Ophiolithsequenz: alterierte Basalte
- Vulkanisches Glas, verkieselte Tuffe

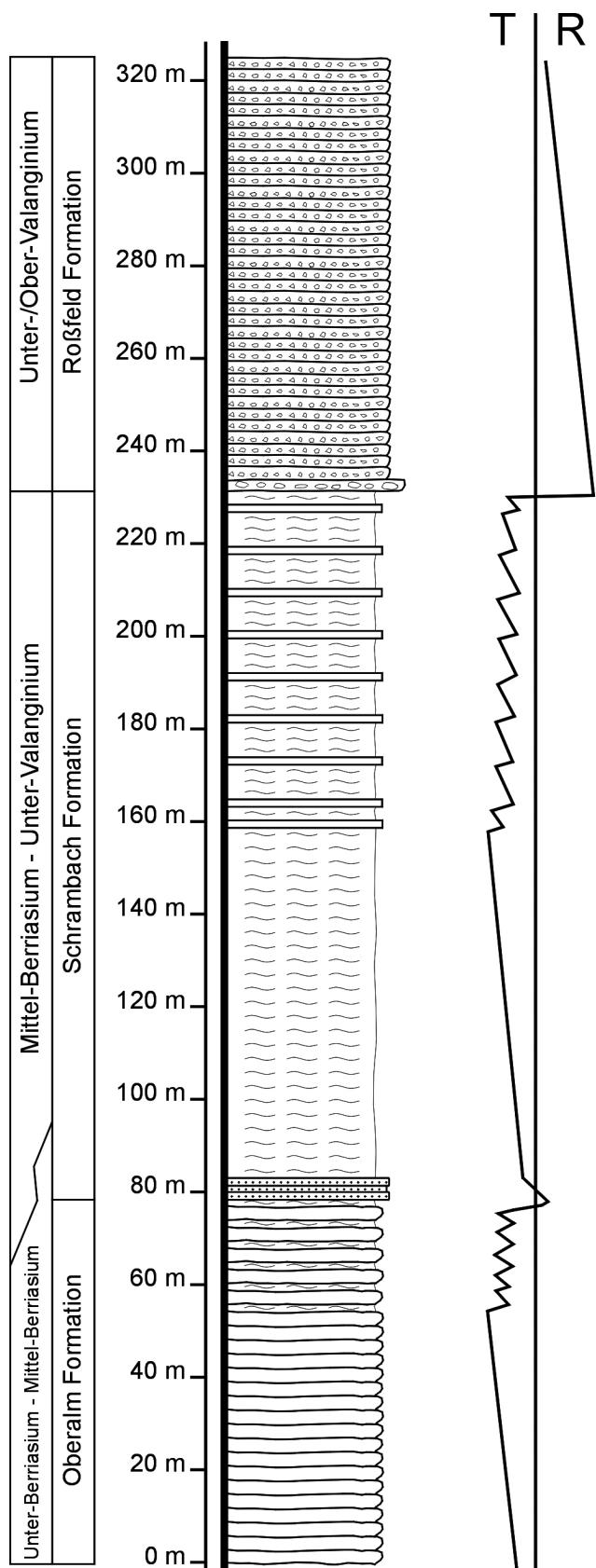
#### Metamorphite:

- Serpentinite

## Siliziklastika:

- Verschiedene Siltsteine, Sandsteine
- Quarz, Schwerminerale, detritäre Körner

Zusätzlich treten noch Bioklasten auf, die einen Hinweis auf ein zeitgleich existierendes karbonatisches Flachwasserareal im Nahbereich geben. Diese basalen Konglomerate der Roßfeld Formation und deren Komponenten konnten aus dem oberen Schrambachgraben erstmals beschrieben werden. Die im Kapitel 4.3.2. mikrofaziell beschriebenen Gesteine sind den Konglomeraten aus dem Profil Gutratberg sehr ähnlich und können einem ähnlichen Liefergebiet zugeschrieben werden. Es handelt sich um lokale karbonatische Schuttfächer, um Resedimente der frühoberjurassischen Radiolaritbecken (Sandlingalm Becken: Dürrnberg/Birkenfeld Formation) und um fluviatil transportiertes Material einer erodierenden Ophiolithsequenz. Bereits WEBER (1942) wies darauf hin, dass die Exotika der Roßfeld Formation durch Flüsse herantransportiert wurden. Nur der Nachweis, der im Profil Gutratberg auftretende, quantitativ hohe Anteil an Radiolariten und die pelitreichen mud-flows, fehlt bis jetzt aus dem oberen Schrambachgraben. Durch das basale Auftreten von Konglomeraten kann die Roßfeld Formation mit der identisch einsetzenden Lackbach Formation (DARGA & WEIDICH 1986) korreliert werden. Auch das Komponentenspektrum ist ähnlich (siehe DARGA & WEIDICH 1986). Die auflagernden feinsandigen Arenite (keine grauen Sandsteine oder Quarzsandsteine: RASSER et al. 2003) beinhalten neben den Bioklasten und detritären Körnern eine Vielzahl an Lithoklasten, die aus vergleichbaren Abtragungsgebieten, wie die basalen Konglomeratlagen, stammen. Feinkörnige Siliziklastika des unterkreidezeitlichen Schelfes vermischten sich mit Radiolariten, Serpentiniten, Vulkaniten und verkieselten Tiefseetonen einer Ophiolithsequenz. Die hangenden Mergel wurden früher als basale Mergelgruppe der Unteren Roßfeld Schichten bezeichnet, wobei sie sich durch die Zunahme des siliziklastischen Anteiles aus der Schrambach Formation heraus entwickeln sollten (PICHLER 1963), oder aber der Schrambach Formation angegliedert wurden (WEBER 1942, PLÖCHINGER 1955). Diese Annahme kann durch die neuen Resultate nicht bestätigt werden, vielmehr bilden die siltigen Mergel den Abschluss dieser basalen Sequenz mit einem klassischen Verfeinerungstrend nach oben hin. Über das Alter der Mergelabfolge berichtete PICHLER (1963) ein obervalangines Alter (*Saynoceras verrucosum* Zone). Durch eine Revision der PICHLER'schen Ammoniten beschrieb IMMEL (1987) das Alter mit Ober-Valanginium bis Unter-Hauterivium. Allerdings beziehen sich die Ammonitenfundpunkte von PICHLER (1963) auf den südlichen Teil des Roßfeldes. Die Foraminiferenfauna, die ebenfalls aus dem südlichen Gebiet stammt, wurde mit Hilfe der Ammoniten geeicht (FAUPL & TOLLMANN 1979). Die darüber folgenden, als Kalksandsteine (WEBER 1942) bezeichneten Gesteine (siliziklastische Packstones), zeigen einen erneuten Vergrößerungstrend an, schalten sich mit immer größerer Häufigkeit in die Mergel ein und bilden an der Roßfeldstraße beim Mauthäuschen eine Abfolge gebankter, turbiditischer Packstones mit dünneren Siltlagen dazwischen. Durch neu bestimmte Ammoniten und durch die Korrelierbarkeit der Ergebnisse mit jenen von WEBER (1942) und PICHLER (1963) kann dieser Teil der Abfolge als Ober-Valanginium bis Unter-Hauterivium (*Saynoceras verrucosum* Zone bis *Lyticoceras nodosoplicatum* Zone) festgelegt werden. IMMEL (1987) konnte durch die Neubearbeitung der PICHLER'schen Ammoniten nachweisen, dass diese sandigen Sedimentgesteine auch bis ins Ober-Hauterivium reichen können. Diese Abfolge entspricht der Sandsteingruppe der als untere Roßfeldschichten definierten Abfolge (WEBER 1942, PICHLER 1963, in weiterer Folge dickbankige Sandsteine: FAUPL & TOLLMANN



### Legende

	Lithoklastische, karbonatische Arenite		Mergel
	Ruditisch, arenitische Konglomerate		Verkieselte Packstones
	Siltige Mergel mit grauen Kalkbänken		Kalke mit synsedimentären Rutschstrukturen

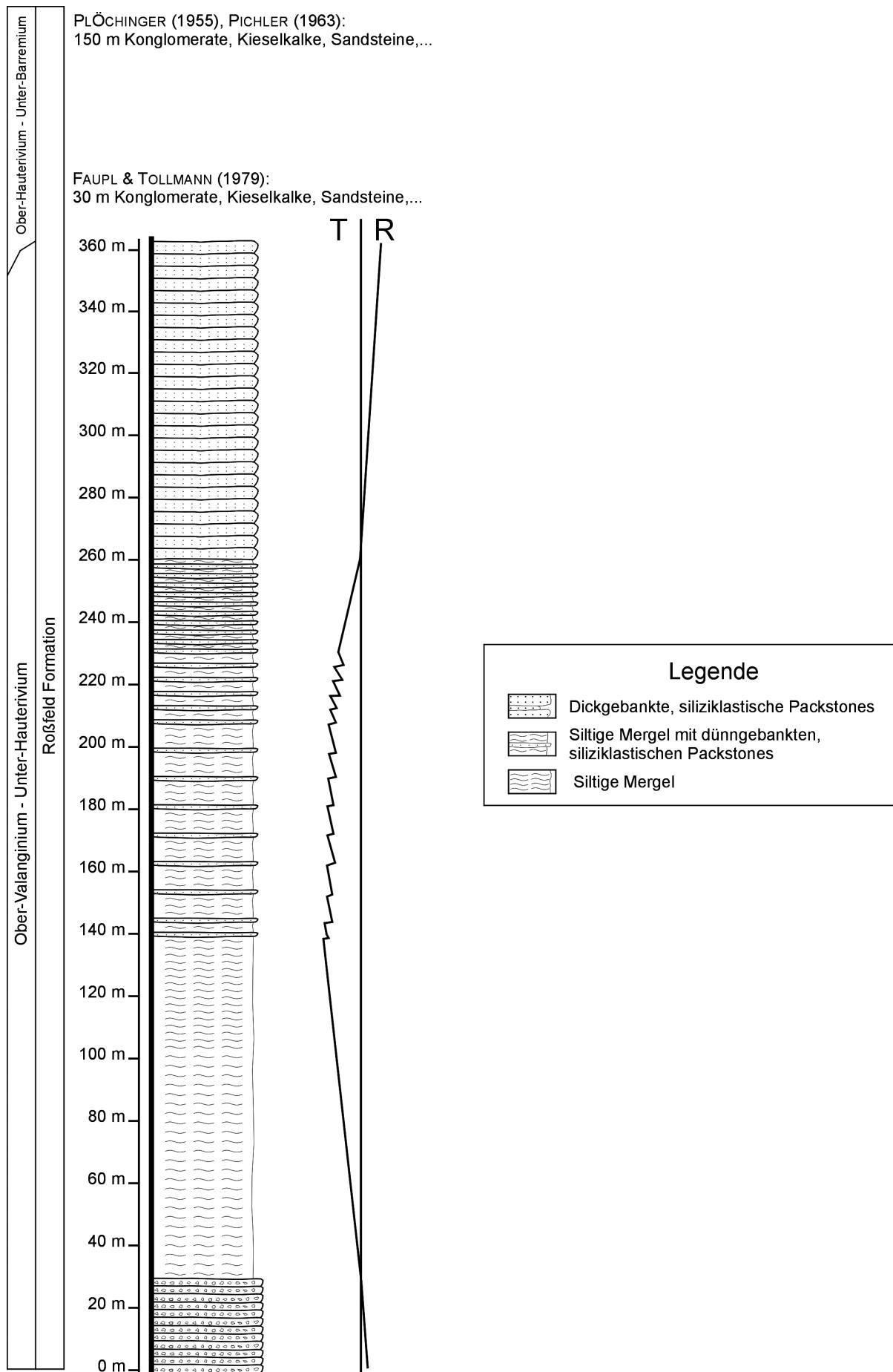


Abbildung 4.3.3.a, Seite 231 und 232: Zusammengesetztes Profil vom Schrambachgraben bis zur Roßfeldstraße und dessen sequenzstratigraphische Interpretation. T: Transgression, R: Regression.

1979, DECKER et al. 1987). Ein Gesamalter der Mergel und der sandigen Kalkturbidite gaben PLÖCHINGER (1955) und IMMEL (1987) mit oberem Unter-Valanginium/Ober-Valanginium bis (oberem) Unter-Hauterivium an. Durch die vorhandenen detritären Körner kann das Hinterland dieser Feinsiliziklastika präzise beschrieben werden (VON EYNATTEN & GAUPP 1999). Neben den in den Konglomeraten und Areniten auftretenden lokalen Karbonatschuttfächern, der Resedimente aus den Radiolarit Becken und den Gesteinen der Ophiolithsequenz wurden auch ältere Sedimentgesteine, Metasedimente, Metamorphite und Magmatite erodiert. Interessant ist das Auftreten blauer Amphibole (Magnesium Riebeckit), die aus sauren Magmatiten oder gering regionalmetamorphen Metasedimenten (VEBLEN & RIBBE 1982, DEER et al. 1992: in VON EYNATTEN & GAUPP 1999) stammen. Braune Amphibole entstammen ultrabasischen, basischen oder intermediären Magmatiten (VON EYNATTEN 1996). Nicht zu vergessen sind die Mikritklasten, der Sparitbruch und die Foraminiferen,... die eine zeitgleiches karbonatisches Flachwasserareal im Ober-Valanginium bis Ober-Hauterivium andeuten.

Die gebankten siliziklastischen Packstones werden in weiterer Folge erneut, unvermittelt von größeren Konglomeratlagen überlagert. Aus diesem Teil der Roßfeld Formation liegen keine biostratigraphischen Daten vor, auch Komponentenanalysen fehlen. Am Hahnenkamm folgt der hangende Teil der Abfolge (Obere Roßfeldschichten, Kieselkalke, Konglomerate: WEBER 1942, PLÖCHINGER 1955, PICHLER 1963). Hier konnte das Alter der Gesteine über Aptychen (WEBER 1942) mit unterem Ober-Hauterivium oder über die Datierung der unterlagernden Gesteine mit Hilfe von Ammoniten (PICHLER 1963) mit Ober-Hauterivium bzw. oberem Unter-Hauterivium bis Ober-Hauterivium (PLÖCHINGER 1955) festgelegt werden. Die von IMMEL (1987) an der Ahorn Alpe datierten Ammoniten gaben ein valangines bis hauterives bzw. ein unterbarremes Alter. Durch die Isoliertheit dieser Aufschlüsse ist es zwar möglich ein Alter der, die Konglomerate unterlagernden Gesteine, bis in das Unter-Barremium anzunehmen, durch das Einfallen der Konglomerate am Hahnenkamm ist es aber auch nicht ganz von der Hand zu weisen, dass diese siltigen Mergel und turbiditischen Packstones sedimentär über den Roßfeld Konglomeraten liegen. Weitere zukünftige Untersuchungen der Typuslokalität und eine Revision des publizierten Ammonitenmaterials sind somit notwendig geworden.

Ähnlich verhält es sich mit den Komponentenanalysen der Konglomerate. Die makroskopisch bestimmten Lithoklasten (KÜHNEL 1929, WEBER 1942, DEL NEGRO 1950, 1983, PLÖCHINGER 1955, 1990, PICHLER 1963) am Hahnenkamm und vom Lettengraben (PICHLER 1963) geben folgendes Komponentenspektrum.

- Braune, grüne, graue Haselgebirgsletten
- Werfener Sandsteine (rot-grün), Schiefer
- Schwarze (Hallstätter) Dolomite
- (Bunte, rote) Hallstätter Kalke
- Helle Trias Kalke
- Dachsteinkalke
- Lias
- (Graue) Crinoidenkalke
- Rote Radiolarite
- Oberalmer Basiskonglomerat, Oberalm Formation
- Malmkalke, Aptychenschichten
- Graue Jura Kalke
- Mergelkalke (Neokom), Schrambachmergel
- Sandsteine, Kalksandsteine und Kieselkalke (Roßfeld Formation)

- Kristalline, zentralalpine Gerölle
- Granite, Phyllitquarze, Diabas, Diabasporphyrite, Porphyrite
- Rote und grüne, terrestrische Tone
- Quarze, Chloritaggregate
- Braune, dunkelrote, schwarze, graue, grüne Hornsteine

Demgegenüber steht eine mikrofazielle Analyse der Komponenten (MISSONI & GAWLICK 2011b).

- Radiolarite (Oxfordium?)
- Schwammmadel-reiche Kalke (Unter-Kimmeridgium?)
- *Saccocoma*-Kalke
- Plassen Karbonat Plattform, Ertrinkungs Sequenz und Oberalm Formation
- Schrambach Formation
- Hornstein

Die mikrofazielle Untersuchung, wie auch schon im Steinbruch Gutratberg, weicht erheblich von der makroskopischen ab, gleicht aber in groben Zügen dem Komponentenbestand der basalen Konglomerate im oberen Schrambachgraben. Zukünftige Untersuchungen werden zeigen müssen, ob noch weitere, mikrofaziell unterschiedliche Konglomeratkörper bestimmt werden können. Durch das basale Auftreten von Konglomeraten, die abrupt über der Schrambach Formation einsetzen ist es notwendig geworden, die seit mehr als 80 Jahren bestehenden und immer wieder zitierten lithostratigraphischen Einheiten der Unteren und der Oberen Roßfeld Formation, auf eine neue Grundlage zu stellen oder diese Unterteilung fallen zu lassen und in Zukunft nur mehr von Roßfeld Formation zu sprechen. Dazu wäre eine Neuformalisierung der Roßfeld Formation nötig.

Das Roßfeld stellt neben der Typikalität der Roßfeld Formation auch die Typikalität für unter- bis mittelkretazische Deckenbewegungen im Tirolikum der Nördlichen Kalkalpen dar (siehe 4.3.1.). Die Basis bildeten dabei zum einen die sedimentologische Untersuchung und der Interpretation der abgelagerten Konglomerate als Flyschbrekzien (FUGGER 1907, WEBER 1942), wilder, orogener Sedimentation (DEL NEGRO 1949), Wildflysch (z.B.: PLÖCHINGER 1980) oder synorogenen Ablagerungen in Tiefseerinnen vor Deckenfronten (FAUPL & TOLLMANN 1979, DECKER et al. 1987). Durch die neuen Ergebnisse und aufgrund ähnlicher Ausbildung der Schichtfolge (z.B.: basale Konglomerate) ist eine gute Vergleichbarkeit der Lackbach mit der Roßfeld Formation gegeben. Daher sollten auch die dort beschriebenen sedimentologischen Bedingungen für die Roßfeld Formation in Betracht gezogen werden. Von DARGA & WEIDICH (1986) wurde ein mögliches sedimentäres Environment mit vorstoßenden Tiefseefächern, wobei die Konglomerate innerhalb von eingeschnittenen Canyons (Faziesbereich E: Oberer Fächer) abgelagert wurden, beschrieben.

Die zweite Grundlage für die Interpretation der Roßfeld Formation als synorogene Ablagerungen war die makroskopische Komponentenanalyse. Durch die mikrofazielle Komponentenuntersuchung der basalen (Kapitel 4.3.2.) und der hangenden Konglomerate (MISSONI & GAWLICK 2011b) konnte festgestellt werden, dass die für den unterkretazischen Einschub der juvavischen Decken auf das Tirolikum relevanten Gesteine des Tiefjuvavikums (Haselgebirgstone, Werfen Formation, Hallstätter Kalke) und des Hochjuvavikums (Dachsteinkalke, helle Trias Kalke, Dolomite) fehlen. Dagegen zeigt die Anwesenheit von lokalem Karbonatschutt (Plassen Formation, Oberalm Formation, Schrambach Formation) auf lokale Schuttfächer. Durch die Vermischung mit gerundeten

Exotika (Radiolarite, ultrabasische und basische Magmatite,...), die aus einem ophiolithischen Deckenstapel stammen, und verschiedenen erodierten Gesteinen der unterlagernden Roßfeld Formation ist eine nahe Verwandtschaft zu den Konglomeraten am Steinbruch Gutratberg gegeben. Daher sollten auch am Roßfeld die dort (Kapitel 4.2.4.) diskutierten Ablagerungsmechanismen in Betracht gezogen werden. Die Ablagerung der basalen Konglomerate (lokale Schuttfächer, erodierte Schelfsedimente, Exotika) und der lithoklastischen Arenite erfolgte unterhalb der *Saynoceras verrucosum* Ammonitenzone, bei einem relativen Meeresspiegeltiefstand bzw. beginnender Transgression (GRADSTEIN et al. 2004) als Lowstand wedges oder Lowstand fans (Falling Stage System Tract: COE 2003). Die überlagernden Mergel und turbiditischen, siliziklastischen Packstones können einer Transgression zugeordnet werden. Die hangenden Konglomerate entsprechen den Meeresspiegeltiefständen im Ober-Hauterivium und im Unter-Barremium (vgl. östliche und zentrale Weitenau). Diese gravitativen Sedimentumlagerungen mit erosiven Basiskontakten, Rutschfalten, Schlamm- und Schuttströmen (FAUPL & TOLLMANN 1979, siehe HENRICH et al. 2012) können auch aufgrund von abrutschenden, übersteilen Deltaschüttungen entstehen. Durch das Einschneiden der Flüsse entstanden am Schelfhang Canyons und nach der Ablagerung der Sedimentfracht Fächer und Loben (siehe DARGA & WEIDICH 1986). Somit können die Sedimentationszyklen der Roßfeld Formation mit Hilfe einer mikrofaziellen Komponentenanalyse in Verbindung mit den existierenden sedimentologischen Beschreibungen neu interpretiert werden.

## 4.4. Bad Ischl

### 4.4.1. Geologischer Überblick

Das untersuchte Gebiet beinhaltet die Mittelgebirgslandschaft südöstlich von Bad Ischl. Die Ost-West Ausdehnung reicht vom westlichen Höhersteinplateau, über die Kolowratshöhe bis zum Hubkogel. Im Süden begrenzen die Reinfalzalm und der Sulzbach die aufgenommene Fläche. Zusätzlich wurde das Gebiet um Kalkgrube, Obereck und Eck in die Untersuchungen mit einbezogen (Abb. 4.4.1.a).

Zusammenfassende Darstellungen über das Untersuchungsgebiet stammen von MEDWENITSCH (1958), LEISCHNER (1959), PISTOTNIK (1973/1974), SCHÄFFER (1976, 1983) und WINTERLEITNER (2009). SCHÄFFER (1982) publizierte das aktuelle Kartenblatt der österreichischen geologischen Karte, Blatt 96 Bad Ischl. Relevante geologische Kartierungen, sowohl über- als auch untertage, wurden z.B. von MEDWENITSCH (1949, 1958), SCHADLER (1949), MAYRHOFER (1953), LEISCHNER (1959), LICHTENEGGER (1960), PISTOTNIK (1972), SCHÖLLNBERGER (1972), SCHÄFFER (1973), LOBITZER et al. (2005) und WINTERLEITNER (2009) durchgeführt. Chemische und mineralogische Untersuchungen an ausgewählten Mineralphasen im Lauffener Erbstollen führten ERTL et al. (2007) durch. Die Metabasalte, die im Alpinen Haselgebirge eingelagert sind, wurden von SCHAUBERGER (1960), SCHLAGER (1967), KIRCHNER (1980a, 1980b) und VOZAROVA et al. (1999) untersucht. Eine Zusammenfassung über die Dekorsteine des Hubkogels gaben MOSHAMMER et al. (2003).

Die tirolische Schichtfolge (Stauffen-Höllengebirgs Decke: TOLLMANN 1985, Hoch- und Tieftirolikum: FRISCH & GAWLICK 2003) von Bad Ischl mit Oberalm und Roßfeld Formation (Ober-Valanginium bis Ober-Hauterivium, Barremium?: MEDWENITSCH 1958) ist seit MEDWENITSCH (1949) bekannt. MANDL (1999) beschrieb über der Oberalm Formation noch die Schrambach Formation (Ober-Berriasium bis Unter-Valanginium). SCHÄFFER & STEIGER (1986) konnten sowohl die Schrambach Formation (Ober-Berriasium

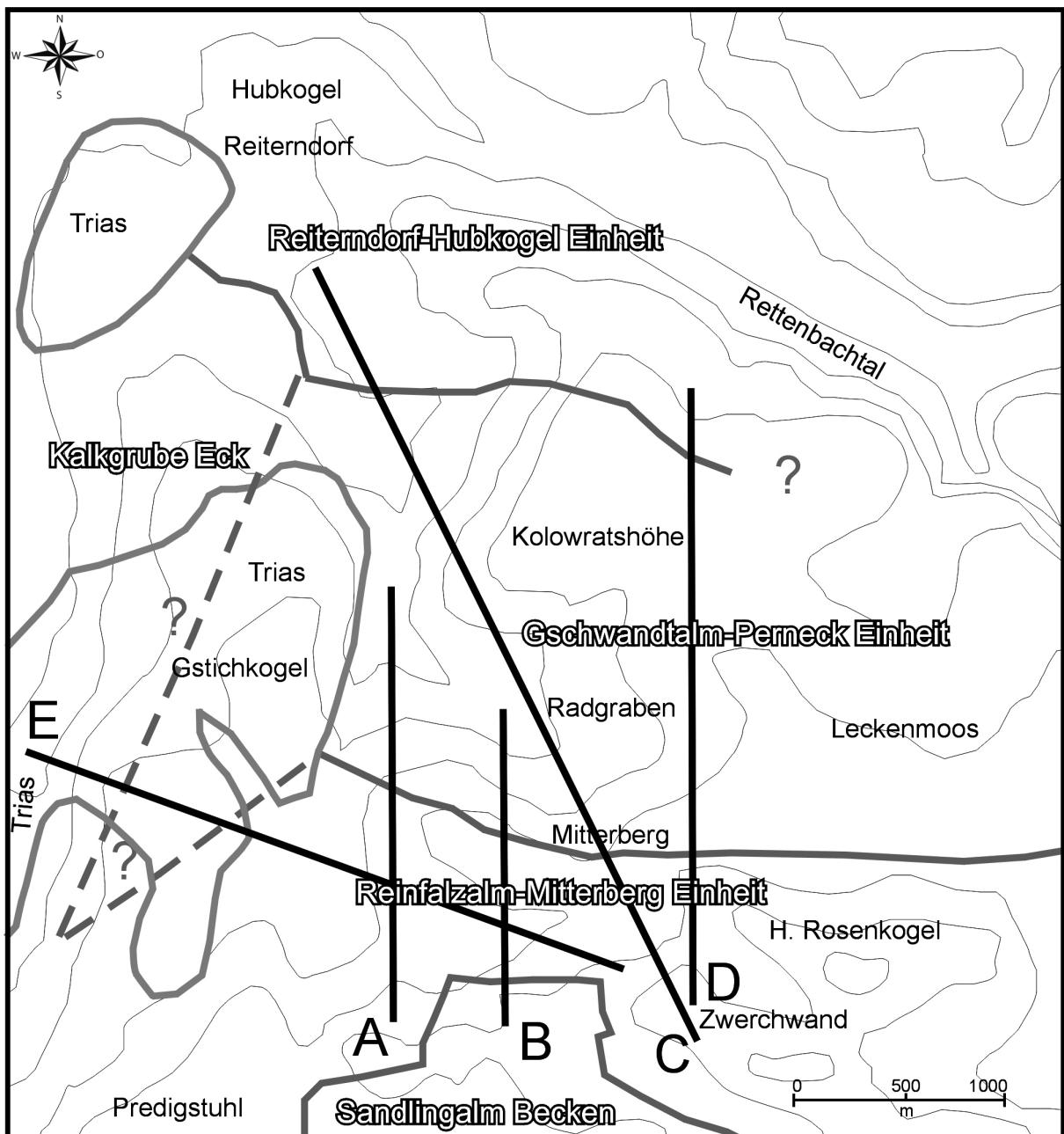


Abbildung 4.4.1.a: Geographische Übersicht des untersuchten Gebietes südöstlich von Bad Ischl und Lage der im Kapitel 4.4.5. beschriebenen Querprofile.

bis Unter-Valanginium) als auch die Roßfeld Formation (Ober-Valanginium bis Ober-Hauterivium) zeitlich einstufen. Die Ammonitenfunde von VON HAUER (1850), UHLIG (1882, 1888), SCHÄFFER (1973), IMMEL (1987) und LUKENEDER (2005) stammen aus dem Radgraben und der Kolowratshöhe, aber auch vom Hubkogel. SCHMID (1975, 1976, 1977) untersuchte Nanoplankton und Foraminiferen am Hubkogel, an der Hoisenrad- und Reinfalzalm. LOBITZER et al. (2005) beschrieben, mit Hilfe von aus Schlämmproben gewonnenen Mikroorganismen (Foraminiferen, Nanoflora, Palynoflora, Dinoflagellaten, kalkiges Nanoplankton, Palynomorphe, Sporomorphe), die Mergelabfolge des Lauffener Erbstollens und des Radgrabens mit einer generell möglichen Reichweite von Valanginium bis Mittel-Albium. Interessant ist das Auftreten von groben Brekzien-lagen in den hangenden Teilen der Roßfeld Formation (Ischler Brekzie: MEDWENITSCH 1949, 1958, MEDWENITSCH & SCHLAGER 1964), die bis heute als Wildflysch (MEDWENITSCH 1958) interpretiert werden. Während MEDWENITSCH (1958) das Alter der Brekzien mit

Aptium bis Gaultium (höhere Unter-Kreide) ansah, zeigten Ammonitenfunde von LUKE-NEDER (2005), aus den die Brekzien überlagernden Kalksandsteine, ein obervalangines Alter (*Criosarasinella furcillata* Subzone) an. Makroskopische Komponentenanalysen der Brekzien führten MEDWENITSCH (1949, 1958) und LOBITZER et al. (2005) durch.

Von großem Interesse in der geologischen Betrachtung von Bad Ischl ist natürlich die tektonische Lage und das Alter der Platznahme des Bad Ischler Salzberges, welcher in ein Vorhaupt- und in ein Hauptlager eingeteilt wird. Bereits Mojsisovics (1868) erkannte durch das Abteufen des Neokoms unter das Haselgebirge einen Überschiebungsbau. MEDWENITSCH (1949) und LEISCHNER (1959) interpretierten das Haselgebirge als das ursprünglich Liegende der tiefjuvavischen Decken, während SCHÄFFER (1977) die ursprüngliche Lage unter der Gamsfeld Decke vermutete. Bis heute wird eine unter- bis mittelkretazische Überschiebung der unteren und oberen Hallstätter Decke auf das Tirolikum, mit der Bildung der Ischler Brekzie als resedimentiertes Material der herannahenden Decken, basierend auf den Untersuchungen von MEDWENITSCH (1949, 1958) und MANDL (1999), angenommen. Zusätzlich dienten das Einfallen der Roßfeld Formation unter die Dolomite des Predigkogels (MEDWENITSCH 1949, SCHÄFFER 1982) und der tektonische Kontakt des Haselgebirges zur unterlagernden Brekzie im Lauffener Erbstollen (LOBITZER et al. 2005) als weitere Indizien für diese Theorie. Die heutige Form der Lagerstätte beschrieb SCHAUBERGER (1979) als diapirartig. Durch eine Bohrung (SCHAUBERGER 1979) ist bekannt, dass unter dem etwa 500 m mächtigen, durchbohrten Alpinen Haselgebirge des Vorhauptlagers wieder Malmkalke auftreten. VOZAROVA et al. (1999) gaben die Mächtigkeit der Evaporite mit etwa 600 m an, MEDWENITSCH (1958) gab 700 m bis 1000 m als mögliche Mächtigkeit des Alpinen Haselgebirges an. Das Salzlager ist laut MEDWENITSCH (1958) und LEITNER & NEUBAUER (2011) durch jüngere tektonische Bewegungen zwischen Ober-Jura, Unter-Kreide und Trias eingeklemmt. Die aktuelle geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 96, Bad Ischl (SCHÄFFER (1982) zeigt dagegen, dass das Alpine Haselgebirge im oberflächlichen Ausbiss in sedimentärem Kontakt mit obertithonen oder unterkretazischen und in tektonischem Kontakt zu triassischen Gesteinen steht (SCHÄFFER 1982). WINTERLEITNER (2009) konnte nachweisen, dass die räumliche Ausdehnung der Bad Ischler Lagerstätte an das Vorkommen des Sandlingalm Beckens (GAWLICK et al. 2007a) unter der Zwerchwand gebunden ist. Die Grenzen der Lagerstätte sind durch neogene Störungssysteme gegeben.

#### 4.4.2. Die Schichtfolge der Gschwandtalm-Perneck Einheit

Die oberjurassische bis unterkretazische Schichtfolge der Gschwandtalm-Perneck Einheit zieht sich von der Gschwandtalm im Osten, das Leckenmoos, die Mitterberg-Nordseite und den Radgraben bis Perneck. Die hangendsten Sedimentgesteine des Profiles können an den Westhängen der Kolowratshöhe und an deren Westfuß studiert werden. Östlich der Gschwandtalm sind entlang der Forststraßen obertithone, dünngebankte, graue Mikrite aufgeschlossen. In diese Mikrite sind dünne Turbidite mit resedimentiertem Flachwassermaterial zwischengeschaltet. Den Großteil der Abfolge bilden aber grobbankige Barmstein Kalke (litho- und bioklastische Rudstones, Floatstones, grobe Packstones), die mit teilweise erosivem Basiskontakt in die hemipelagischen Radiolarien-Calpionellen Wackestones eingelagert sind. Zum Hangenden werden die Flachwasserresedimente weniger und nehmen schließlich ganz ab, sodass die Abfolge nur mehr aus grün-grauen, gebankten bis flaserigen, kieseligen Radiolarien-Packstones besteht. Bis zur Gschwandtalm verändern sich die Gesteine hin zu

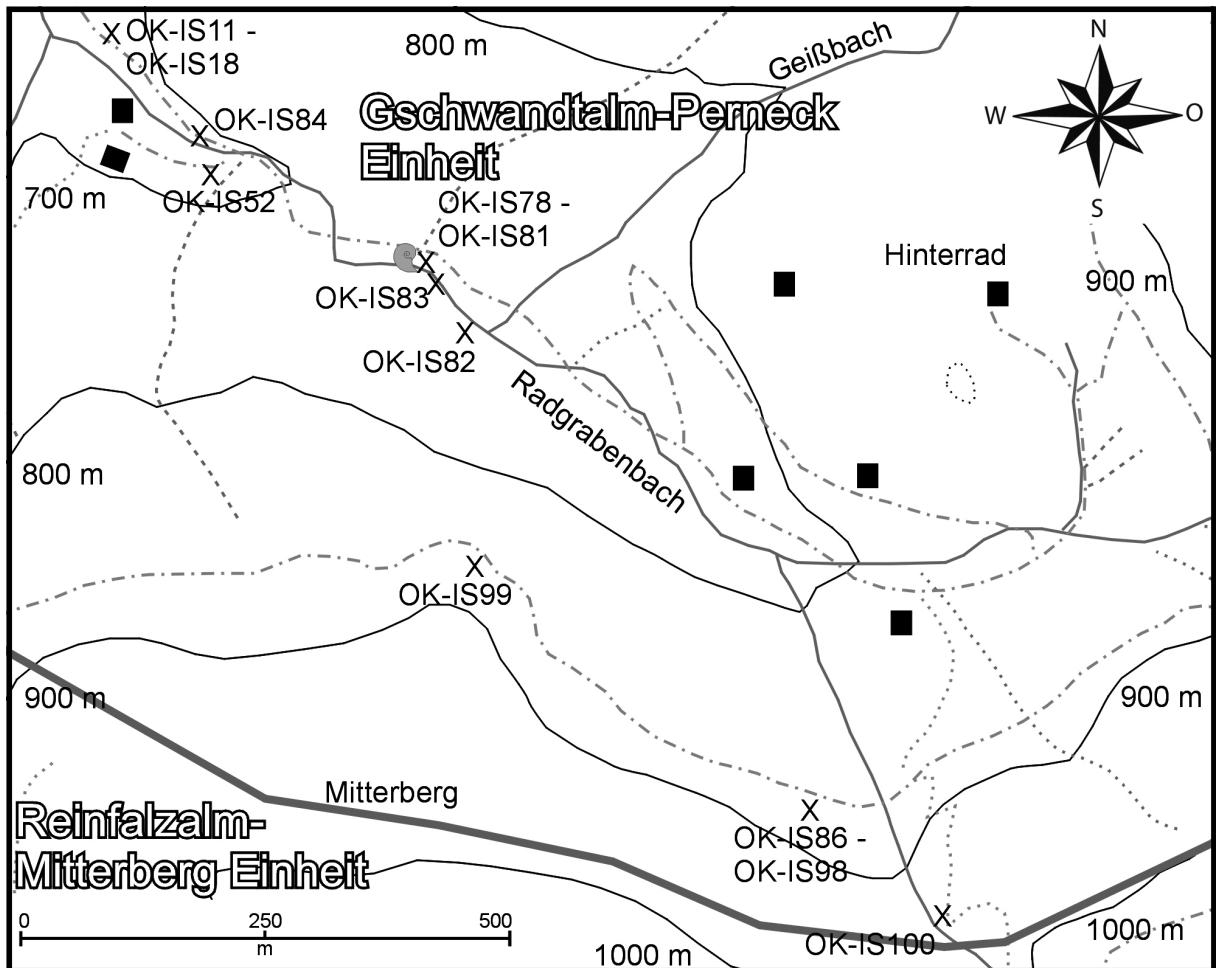
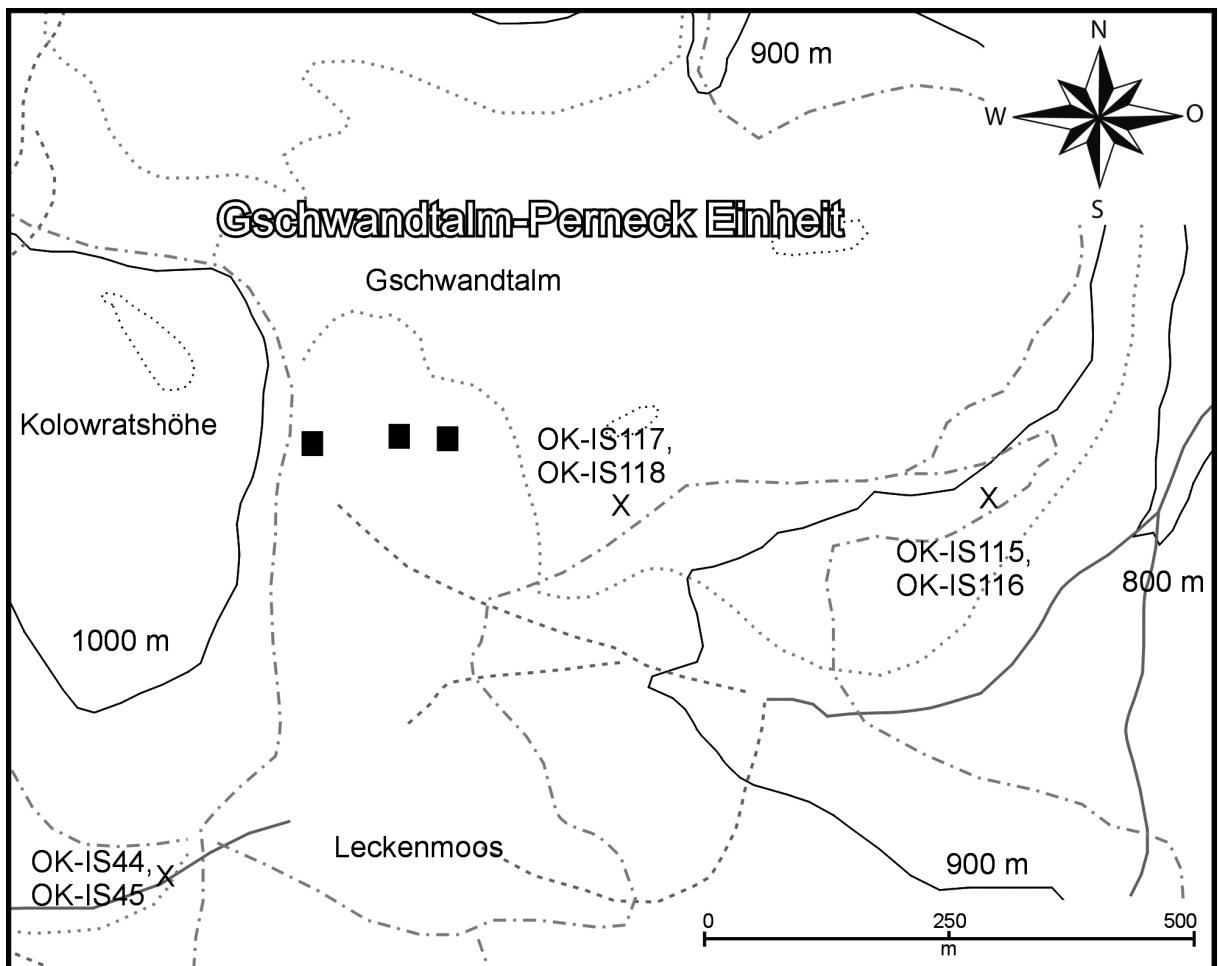


Abbildung 4.4.2.a, Seite 238 oben: Geographische Übersicht und Probenlokationen an der Gschwandtalm.

Abbildung 4.4.2.b, Seite 238 unten: Geographische Übersicht und Probenlokationen an der Nordseite des Mitterberges und im Radgraben.

---

roten, flaserigen Kalken und braunen, mergeligen Kalken. An der Straße in Richtung Leckenmoos kann dann der Übergang der kalkigen Fazies hin zu einer mergeligen (braune, turbiditische Mergel) beobachtet werden. Diese lithologische und mikrofazielle Änderung ist auch entlang der Forststraße, nördlich des Mitterberges, aufgeschlossen (Abb. 4.2.2.c). Über gebankten grünen, hornsteinführenden Mikriten (Radiolarien-Packstones mit dünnten Turbiditlagen, bestehend aus Calpionellen, Crinoiden, Textularien, Mikritklasten, Sparitbruch; Wackestones mit Radiolarien, Schwammnadeln, Calpionellen) mit synsedimentären Rutschstrukturen folgen rote bis grünlich-rote, flaserige, hornsteinführende Kalke (Radiolarien-Packstones mit Schwammnadeln). Zwischen den roten, hemipelagischen Kalken treten erste dünne, braun-rote Mergellagen auf. Es bildeten sich mergelige Packstones mit Radiolarien, Schwammnadeln, Crinoiden, Schalenresten, Aptychen, Mikritklasten und Sparitbruch. Der lithologische Charakter verändert sich zum Hangenden hin zu gröberen, bräunlichen, leicht kieseligen, gebankten Kalken und grauen, kieseligen Kalken. Die groben Schüttungen sind mikrofaziell als grobe crinoidenreiche Packstones mit lithoklastischem und bioklastischem Anteil anzusprechen.

Bioklasten:

Bryozoen, Tubiphytes, Serpuliden, Korallen, Schwämme, Textularien, Krebsreste

Lithoklasten:

- Lagunäre Flachwasserkalke (Ober-Tithonium bis Unter-Berriasium)
- Karbonatische Hangfaziestypen (Ober-Tithonium bis Unter-Berriasium)
- Hemipelagische Calpionellenkalke (Ober-Tithonium bis Unter-Berriasium)
- Grüne Siltsteine
- Gelbe und orange, verkieselte Tiefseetone
- Rötliche Karstfragmente

Der Übergangsbereich vom Mittel-Berriasium zum Ober-Berriasium liegt im Bereich der Rotkalke und der basalen Crinoidenturbidite (Abb. 4.4.2.c). Diese werden nach oben hin wieder feiner (Sparitbruch-Mikritklasten Packstones mit Radiolarien, Schwammnadeln, Crinoiden, Calpionellen, Textularien, Quarz, detritären und pedogenen Körnern). Zwischen den braun-beigen, gebankten Kalken liegen dünne Mergelzwischenlagen, die nach oben immer häufiger und mächtiger werden. Schlussendlich geht die Abfolge in braune, turbiditische Mergel über. Die braune, siltige, hemipelagische Mergelabfolge (Wackestones mit Sparitbruch, Mikritklasten, Crinoiden, Radiolarien, Lenticulinen, Schwammnadeln, Pflanzenresten, Quarz, Glimmer, Schwermineralen) ist im weiteren Verlauf der Forststraße nach Westen und im Radgraben (Abb. 4.4.2.e) aufgeschlossen. Die Mergel treten entweder 10 bis 20 cm gebankt, dünn gebankt oder turbiditisch auf. Zum Hangenden hin sind schwarz-braune, 10 bis 20 cm gebankte, kieselige Kalke in den Mergeln eingeschaltet. Mikrofaziell sind diese als dicht gepackte Packstones anzusprechen, die in den Komponenten den Mergeln gleichen, und höherenergetische Schüttungen darstellen. Zusätzlich sind resedimentierte Calpionellen vorhanden.

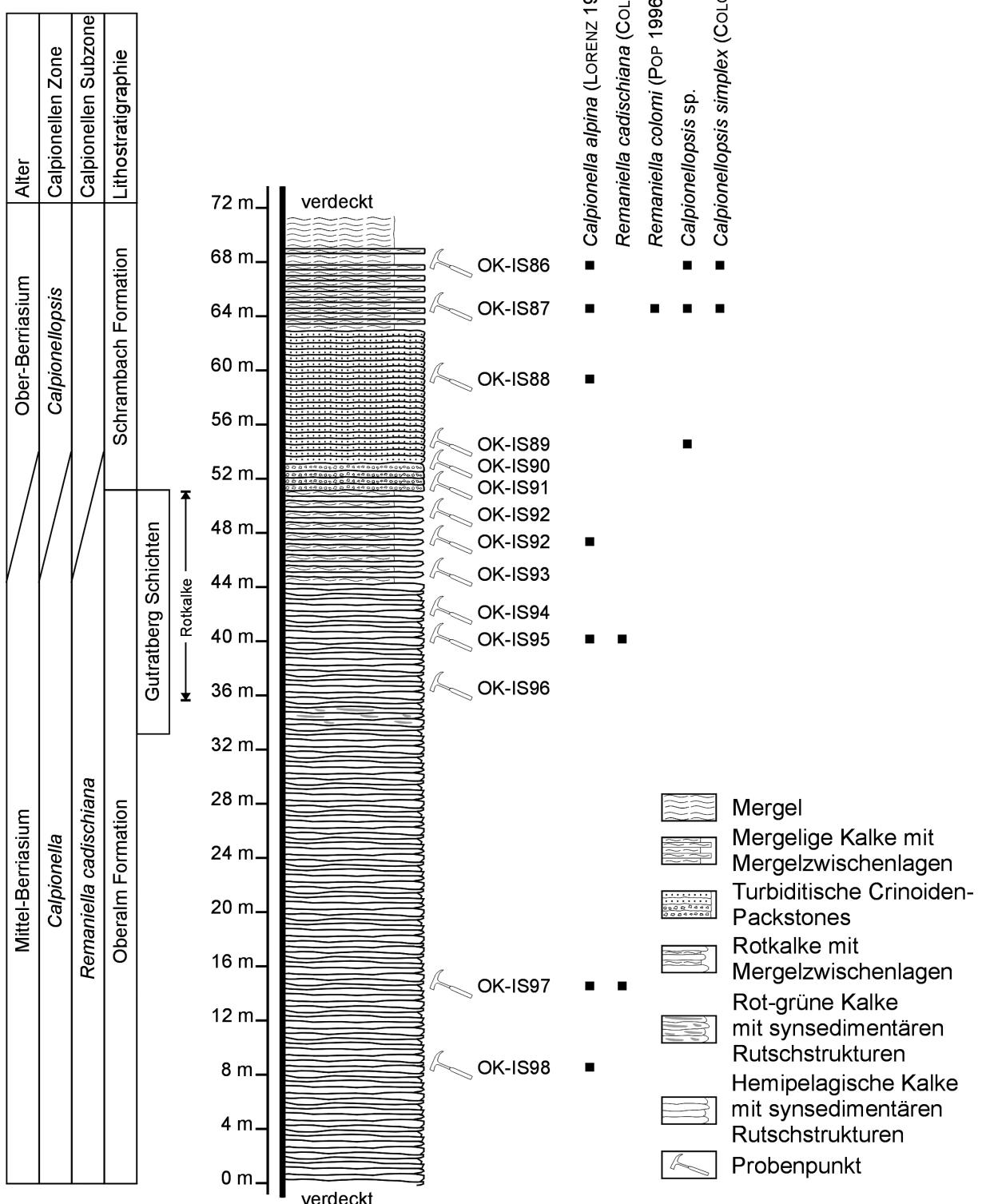


Abbildung 4.4.2.c: Profil der unterkretazischen Gesteine entlang der Forststraße an der Nordseite des Mitterberges.

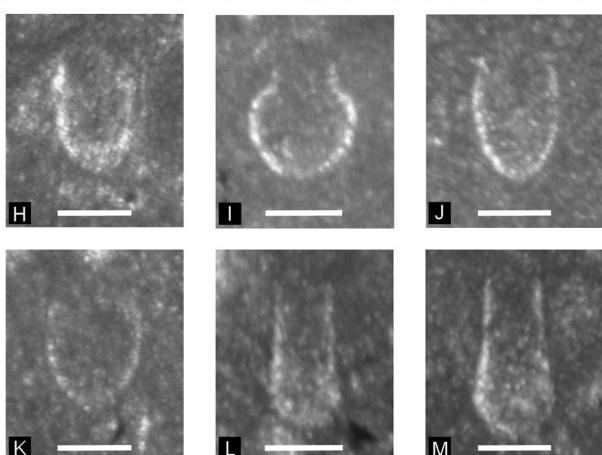
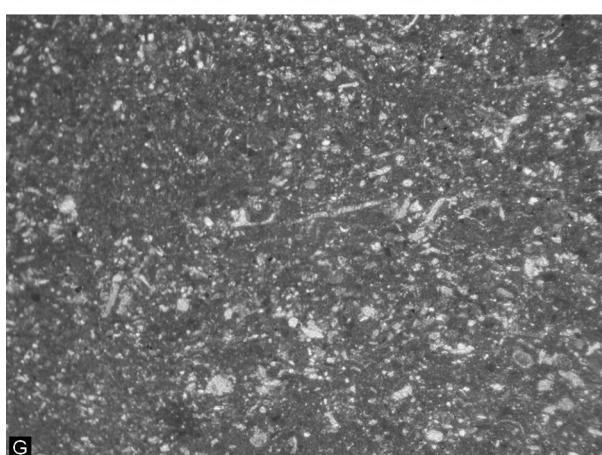
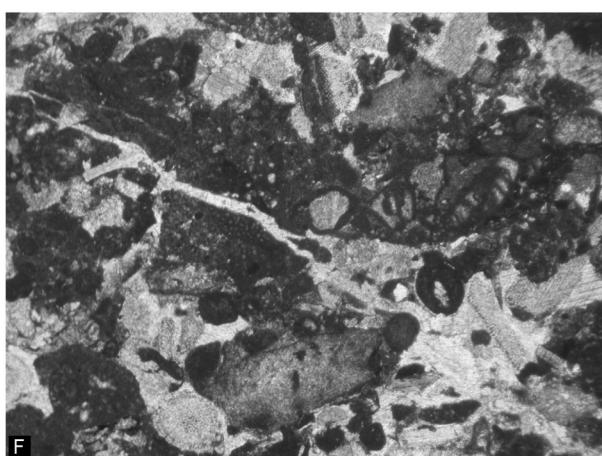
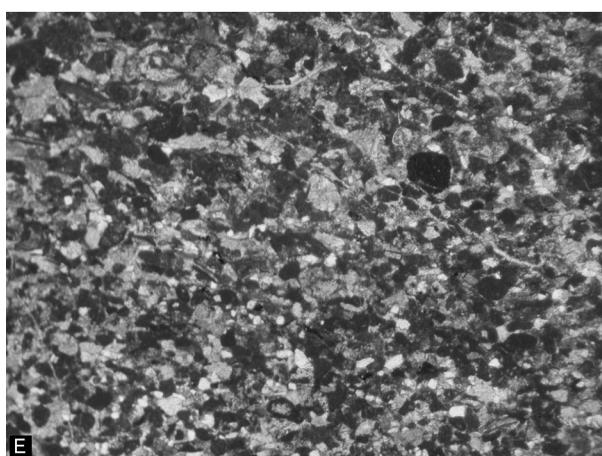
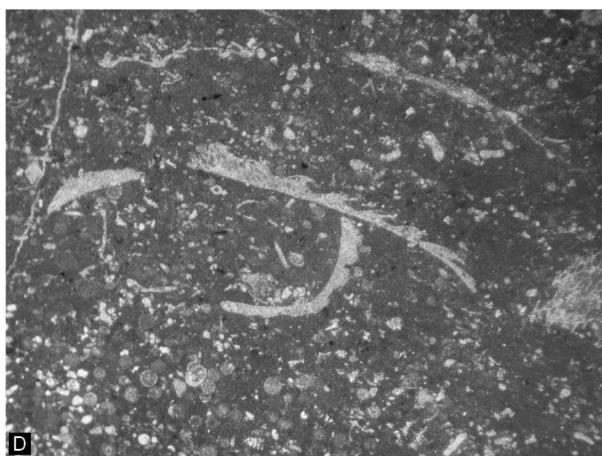
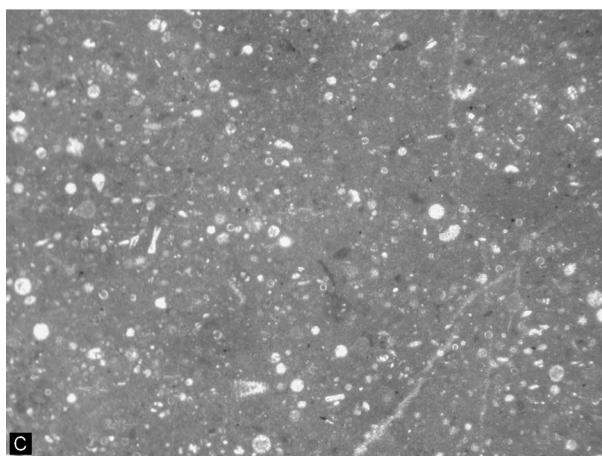
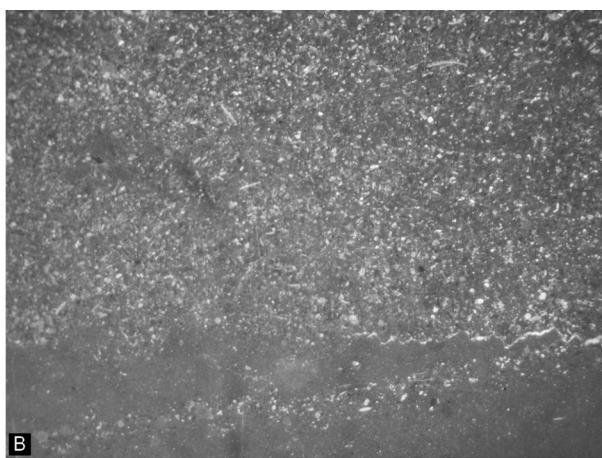
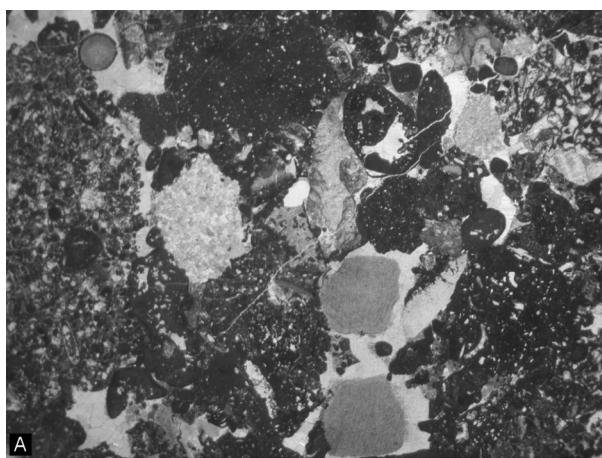


Abbildung 4.4.2.d, Seite 241: Mikrofazies des Ober-Tithonium bis Ober-Berriasium der Gschwandtalm -Perneck Schichtfolge. A: Grobe lithoklastische Kalkbrekzie mit Crinoiden, Gerüstbildnern und Krebsresten, OK-IS115\_1. B: Höherenergetische Packstone-Schüttungen mit Crinoidenbruchstücken, Mikritklasten, Sparitbruch und Textularien in Wackestone, OK-IS116. C: Calpionellen-Radiolarien-Wackestone mit Schwammnadeln und Sparitbruch, OK-IS97. D: Gröberer, radiolarienreicher Wackstone mit Crinoiden, Aptychen und Sparitbruch, OK-IS93. E: Crinoiden-Packstone mit Mikritklasten, Sparitbruch, rekristallisierten Radiolarien und subangularem Quarz, OK-IS91. F: Lithoklastischer Crinoidenturbidit, OK-IS90. G: Mergeliger Packstone mit Sparitbruch, Crinoiden, Radiolarien und Schwammnadeln, OK-IS86. H: *Crassicollaria massutiniana* (COLOM 1948), OK-IS116. I: *Calpionella alpina* (LORENZ 1902), OK-IS97. J: *Remaniella cadiachiana* (COLOM 1948), OK-IS97. K: *Remaniella colomi* (POP 1996), OK-IS87. L, M: *Calpionellopsis simplex* (COLOM 1939), OK-IS87. Bildbreite: A bis C= 1,4 cm; D bis G= 0,5 cm. Maßstabsbalken: H bis M= 50 µm.

---

Nach der zweiten Brücke, von Westen kommend, sind in den Mergeln Ammonitenfragmente vorhanden (Abb. 4.4.2.b, e). Die größeren Bänke sind vorerst nur vereinzelt im Profil vorhanden, nach oben nehmen sie jedoch kontinuierlich zu und 50 m östlich der Berghäuser sind nur mehr die 10 cm bis 40 cm gebankten bis turbiditischen, braun-schwarzen Kalke anzutreffen. Der Quarzgehalt, die Schwerminerale und der Mergelgehalt in den turbiditischen, kieseligen Kalken nimmt zum Hangenden zu, Radiolarien und Schwammnadeln werden weniger (siliziklastika-führende Packstones).

Unter den Berghäusern erfolgt entlang einer erosiven Basalfläche ein abrupter Wechsel von den gebankten, braun-schwarzen Kalken hin zu grobklastischen Brekzien und Konglomeraten. Diese unsortierten, aus bis zu fußballgroßen, subangularen Komponenten bestehenden Grobklastika zeigen einen abrupten Wechsel der Sedimentationsbedingungen an. Entlang der neuen Straßenböschung von den Berghäusern in Richtung Perneck sind sedimentologisch unterschiedliche Typen innerhalb der Konglomeratbänke aufgeschlossen. Matrixgestützte Parakonglomerate, die mit korngestützten Orthokonglomeraten und zementierten, groben, ruditischen Bänken wechselseitig, werden von graduierten Zyklen aus verfestigten Ruditen, Areniten, crinodenreichen Packstones mit detritären Körnern, wenig zementierten glaukonitreichen Sandlagen und schwarz grauen Kieselkalken überlagert. Zum Hangenden hin nehmen die groben, unsortierten Konglomeratlagen ab und es sind vermehrt Kieselkalke und kieselige Arenite mit zwischengeschalteten Ruditbänken anzutreffen. Über der letzten groben Konglomeratlage folgen stark synsedimentär verfaltete, gebankte graue, hornsteinführende Kieselkalke (Sparitbruch-Mikritklasten-Packstones mit Crinoiden, Radiolarien, Textularien, Schwammnadeln, detritären Körnern, verkieselten Tiefseetonen, Glaukonit), in die dünnsschichtige, graue, sterile Kieselmergel eingelagert sind. Die Komponenten der Konglomerate können in Bio- und Lithoklasten unterteilt werden. Die Lithoklasten können wiederum in unterschiedliche Gruppen eingeteilt werden.

#### Bioklasten:

- Schwämme, Korallen, Serpuliden
- *Coscinophragma* sp
- Mikritumkrustete *Steinmanniporella svilajensis* (SOKAČ & VELIĆ 1976), *Sporolithon rude* (LEMOINE 1925)
- *Bacinella-Lithocodium* Knollen, Onkoide
- Crinoiden, Brachiopoden, Bryozoen

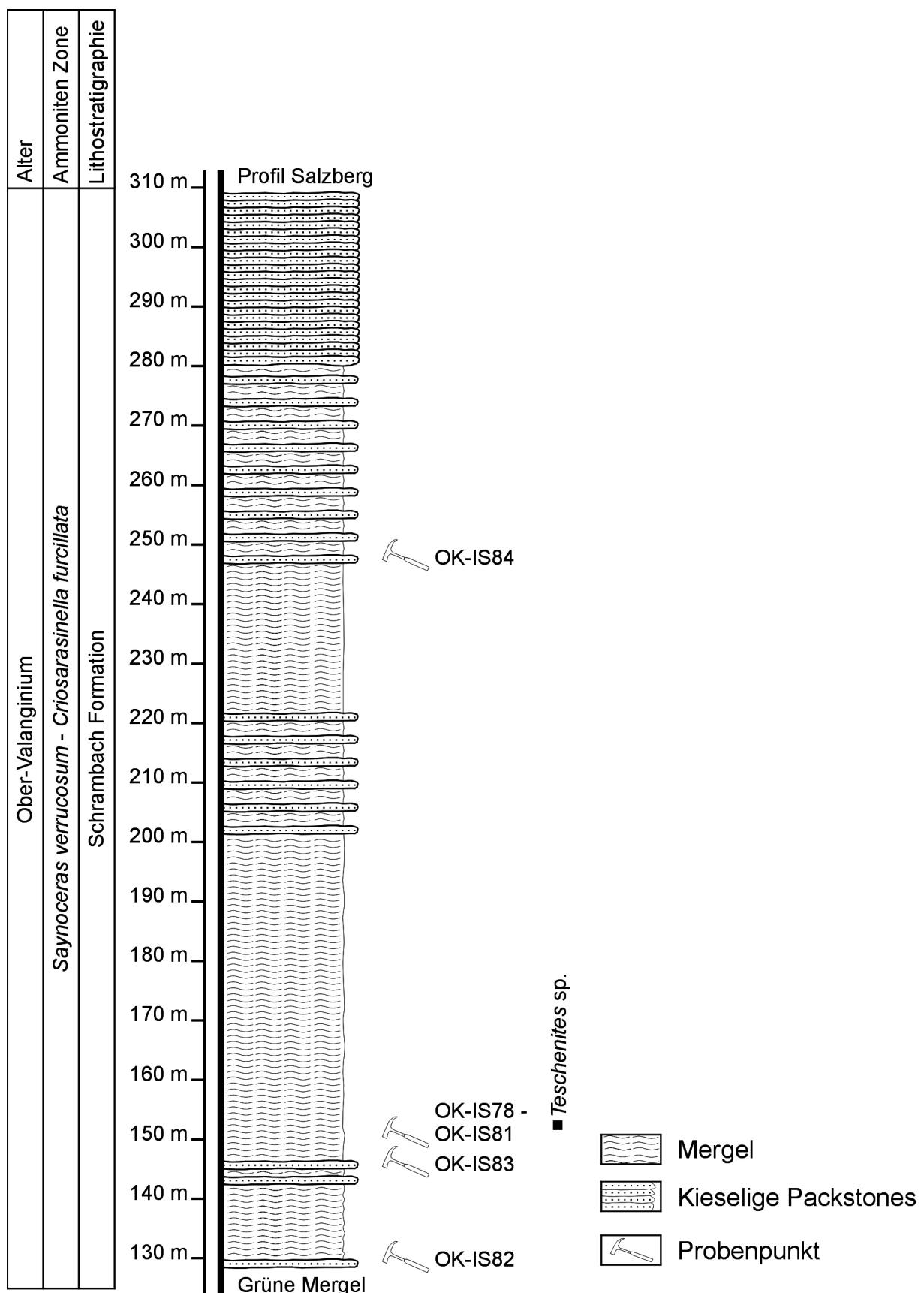


Abbildung 4.4.2.e: Profil der unterkretazischen Mergelabfolge entlang des Bachbettes im Radgraben. Unterlagert wird dieses Profil vom Profil an der Mitterberg Nordseite (Abb. 4.4.2.c) und von den im Radgraben aufgeschlossenen grünen, turbiditischen bis plattigen Mergeln der Schrambach Formation.

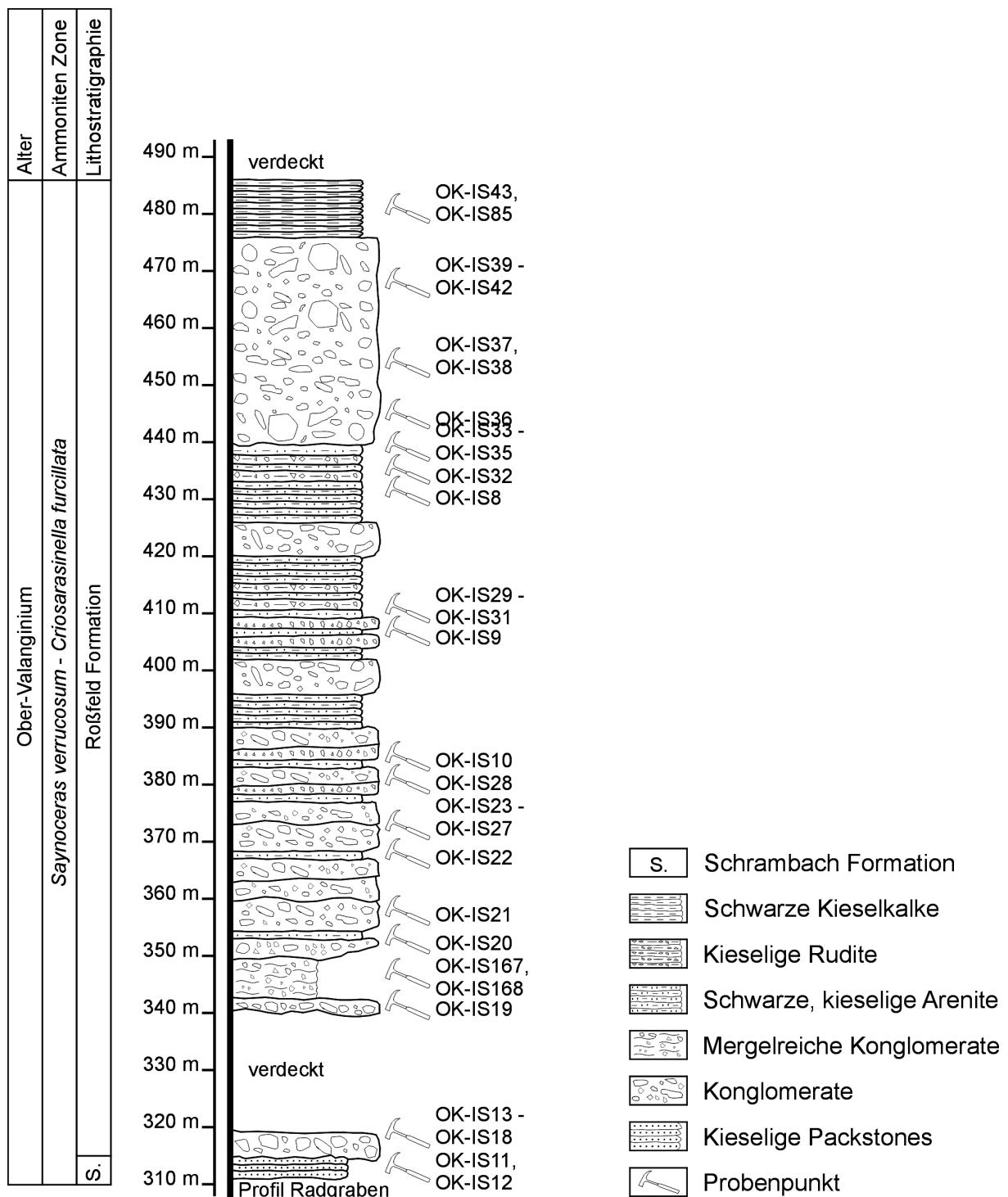


Abbildung 4.4.2.f: Profil und lithologische Varietäten der konglomeratischen Roßfeld Formation (vormals Ischler Brekzie; MEDWENITSCH 1958) am Ischler Salzberg.

Karbonate (Ober-Jura bis Mittel-Berriasium):

- Lagunenfazies
  - Dolomitisierte Mikrite und Wackestones
  - Graue Mikrosparite
  - Mikrite mit fenestralen Gefügen
  - Foraminiferenreiche Wackestones
  - Wackestones mit Dasycladaceenbruchstücken

- Clypeinen-Wackestones mit *Clypeina parasolkani* (FARINACCI & RADOIČIĆ 1991)
  - Wackestones mit *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967)
- Rückrifffazies, höher energetische Plattformbereiche
  - Ausgewaschene Packstones mit Dasycladaceen z.B. *Salpingoporella annulata* (DRAGASTAN & BUCUR 1988), kalzitischen Schwämmen, Gastropoden, Foraminiferen z.B. *Redmondoides* sp.
  - Ausgewaschene Packstones
  - Ooid-Grainstones
- Rifffazies, Vorrifffazies
  - Bindstones mit mikrobiell inkrustierenden Organismen
- Proximaler Riffhang
  - Bioklastische Pack- bis Floatstones (z.B. mit Gerüstbildnern, Crinoiden, Tubiphytes, lituoliden Foraminiferen)
  - Brachiopoden-Tubiphytes-Schwamm-Packstones
- Hangfazies
  - Grobe, crinoidenreiche Packstones mit Lenticulinen
  - Packstones mit *Mohlerina* sp., *Nautiloculina oolithica* (MOHLER 1938), lituoliden Foraminiferen, *Crescentiella morronensis* (CRESCENTI 1969)
- Beckenfazies
  - Mikrite mit Millimeter dünnen Turbiditen (Sparit, Mikritklasten, Crinoiden)
  - Calpionellenkalke mit *Calpionella alpina* (LORENZ 1902) und *Crassicollaria intermedia* (DURAND-DELGA 1957) (Oberalm Formation)
  - Calpionellen Pack- und Wackestones mit *Calpionella alpina* (LORENZ 1902), Aptychen, Radiolarien, Crinoiden, Schwammnadeln
  - Graue Filamentkalke
  - Schwammnadelreiche und radiolarienreiche Wackestones
- Resedimentierte Brekzien
  - „Oberalmer Basiskonglomerat“ mit lagunärer Dachsteinkalkfazies, oberjurasischen hemipelagischen Kalken

Karbonate (Trias):

- Oolithkalk (Obere Werfen bis basale Gutenstein Formation)

Gemischt karbonatisch siliziklastische Gesteine:

- Quarzführende, kieselige Packstones, Kieselmergel (Schrambach Formation)
- Mergelige Wackestones
- Crinoidenreiche Quarzsiltsteine

Kieselsedimentgesteine:

- Helle, mikrokristalline Kieselsedimentgesteine

Magmatite:

- Vulkanite
- Schwarzes, vulkanisches Glas

Siliziklastika:

- Grüne Siltsteine
- Braune, quarzführende Siltsteine
- Braune Bodenklasten

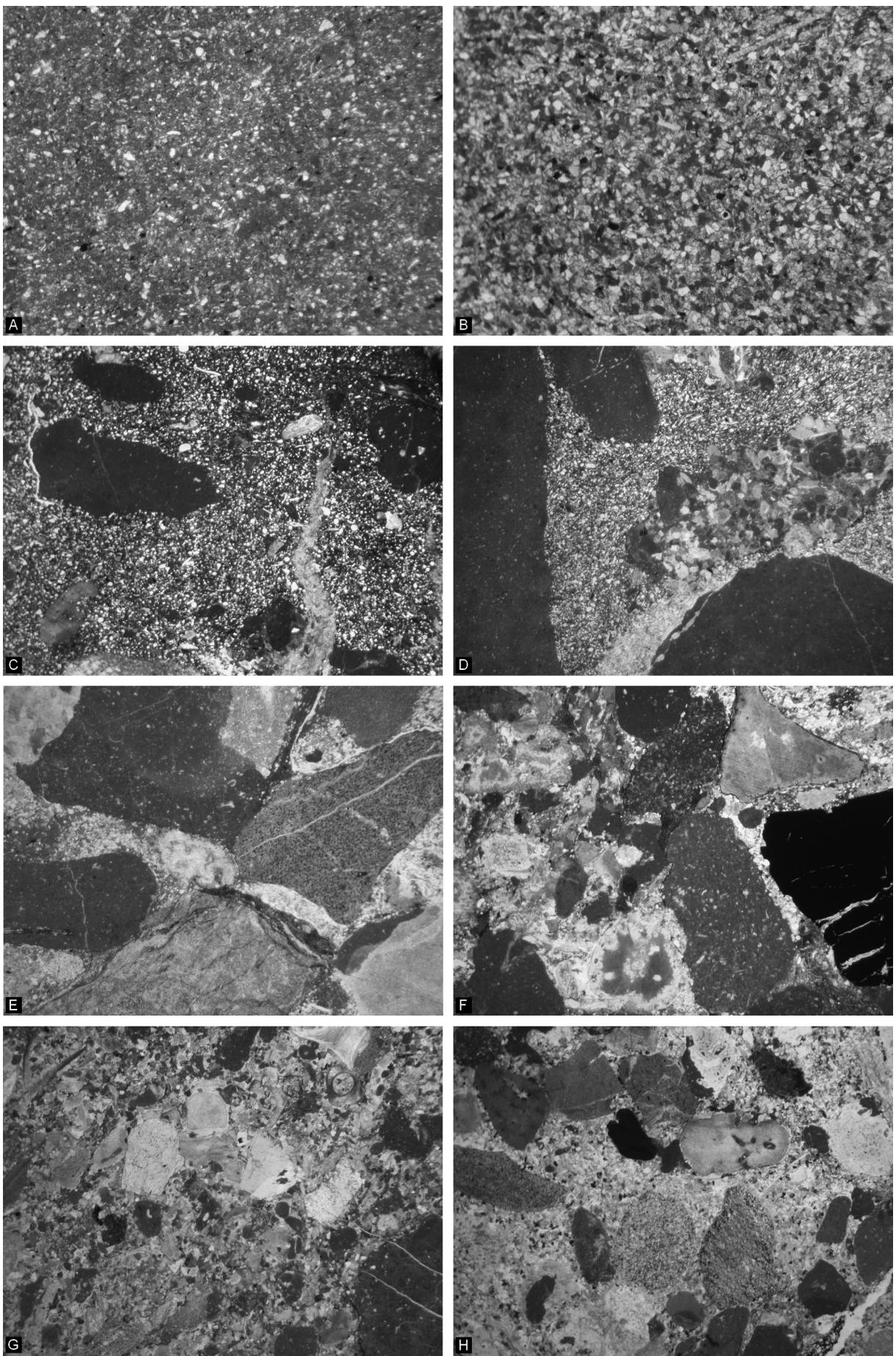
Diagenetische Bildungen:

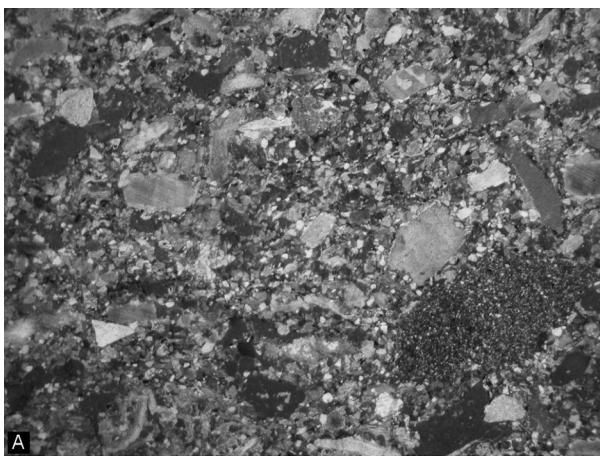
- Hornstein

Die Schichtfolge kann entlang dem Hangfuß der Kolowratshöhe vom Auerbrunn aus in Richtung Nordwesten weiterverfolgt werden (Abb. 4.4.2.i). In 20 cm bis 40 cm dick-plattige bis turbiditische, graue Kieselkalke (Packstones mit Crinoiden, Radiolarien, Schwammnadeln, Mikritklasten, Sparitbruch, Quarz, detritären Körnern, braunen mergeligen Klasten) sind einige grobsandige bis feinkiesige Konglomeratbänke zwischen-lagert. Sie können in zwei verschiedene Mikrofaziestypen eingeteilt werden. Verkie-selte, lithoklastische Crinoidenturbidite bestehen aus den folgenden Komponenten.

-----  
Abbildung 4.4.2.g, Seite 247: Mikrofazies der Gesteine aus dem Radgraben und vom Ischler Salzberg. A: Quarzführender, mergeliger Wackestone mit Crinoiden, Radiolarien, Schalenresten, Sparitbruch, Mi-kritklasten, Pflanzenresten und detritären Körnern, OK-IS52. B: Kieseliger Packstone mit Sparitbruch, Mikritklasten, Quarz, Schwermineralen, Crinoiden und Schalenresten, OK-IS84. C: Matrixgestütztes Konglomerat mit verschiedenen Wackestone-Lithoklasten und Crinoiden. Die Matrix besteht aus merge-ligen Radiolarien-Schwammnadel-Packstones mit Crinoiden, Sparitbruch und Mikritklasten, OK-IS19\_1. D: Matrixgestütztes, lithoklastisches Konglomerat mit hemipelagischen Radiolarien-Wackestones und groben Crinoiden-Packstones der Hangfazies, OK-IS20\_5. E: Korngestütztes, lithoklastisches Konglo-merat mit hemipelagischen Wackestones, lagunären Wackestones, Filamentkalken und Oolithkalken, OK-IS21\_2. F: Korngestütztes Konglomerat mit verkieselten Karbonaten, schwammnadelreichen Wa-ckestones, Packstones mit Tubiphytes, schwarzem, vulkanischem Glas und Crinoiden, OK-IS21\_5. H: Verkieselter Crinoidenturbidit mit karbonatischen Lithoklasten und mikrokristallinen Kieselsedimentge-steinen, OK-IS31\_3. H: Lithoklastische Brekzie (Mikrite, Siltsteine) mit Crinoiden in einer quarzreichen Matrix, OK-IS39\_1. Bildbreite: C bis H= 1,4 cm; A bis B= 0,5 cm.

Abbildung 4.4.2.h, Seite 248: Mikrofazies der crinoidenreichen Bänke und ausgewählter Komponen-ten der Konglomerate. A: Crinoidenturbidit mit Mikritklasten, Sparitbruch, quarzführenden Siltsteinen, Quarz und Schwermineralen, OK-IS9\_2. B: Ammonitenreicher Packstone mit Crinoiden, OK-IS27. C: Filamentreicher Wackestone mit Radiolarien, OK-IS13. D: Wackestone des Gezeitenbereiches mit fe-nestralen Gefügen und Mikobrekzien, OK-IS171\_3. E: Floatstone der Hangfazies mit mikrobiell in-krustierten Schwämmen, Gastropoden, Crinoiden und ausgewaschenem Packstone aus höherener-getischen Plattformbereichen, OK-IS18\_5. F: Crinoidenreicher, siliziklastika-führender Packstone, OK-IS15. G: Wackestone mit Sparitbruch, Lenticulinen, Crinoiden und *Calpionella alpina* (LORENZ 1902), OK-IS120\_2. H: Quarz- und crinoidenreicher Packstone mit Sparitbruch, Mikritklasten und *Sporolithon rude* (LEMOINE 1925), OK-IS22. Bildbreite: A bis B, E bis F= 1,4 cm; C bis D, = 0,5 cm; G bis H= 0,25 cm.





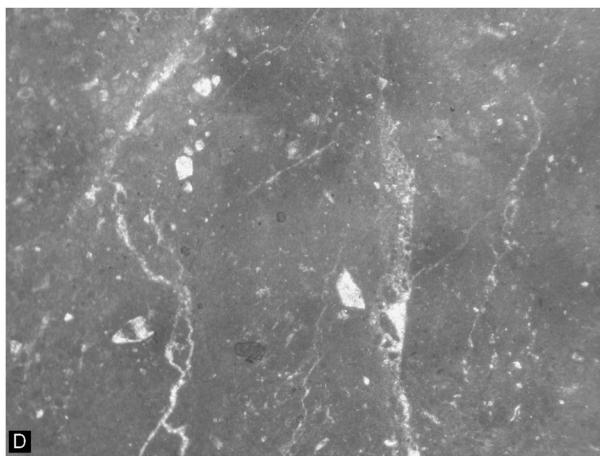
A



B



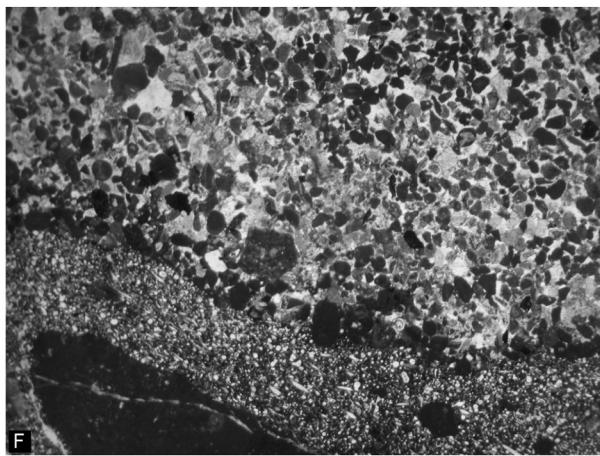
C



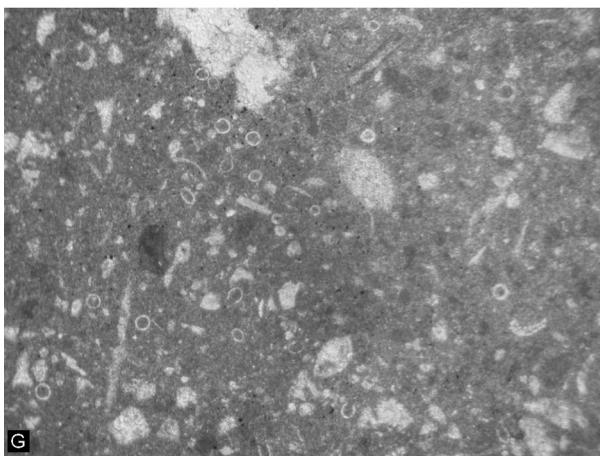
D



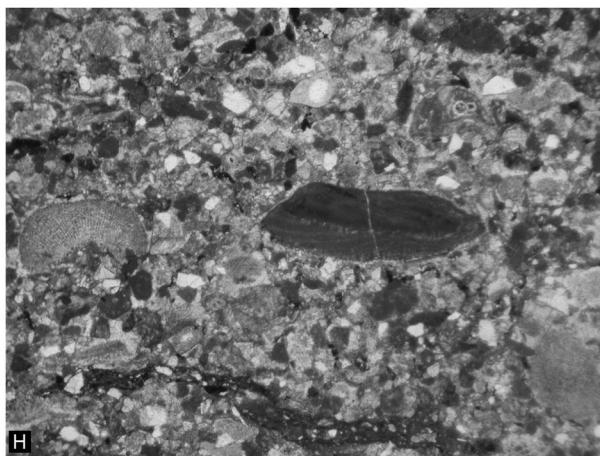
E



F



G



H

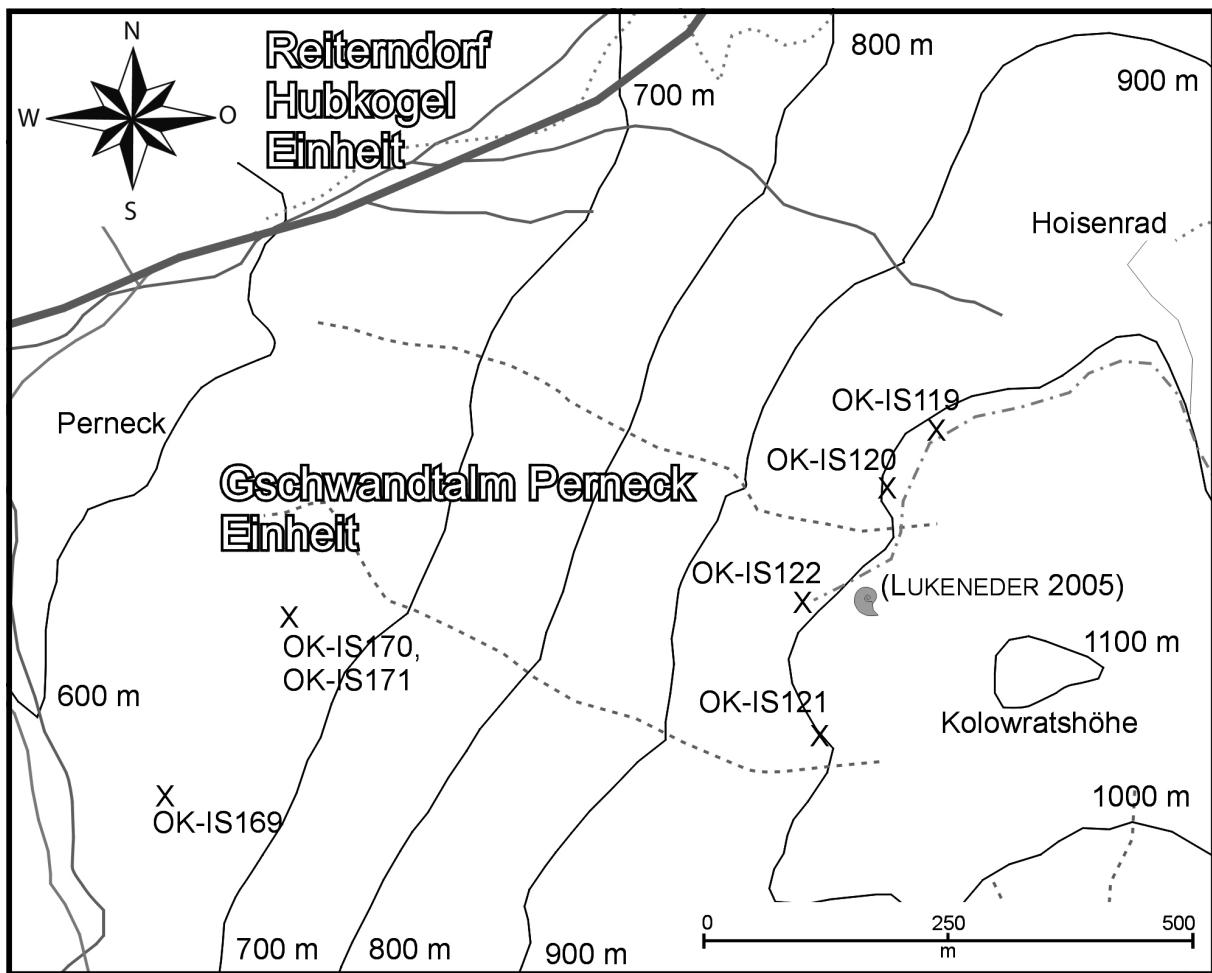


Abbildung 4.4.2.i: Geographische Übersicht und Probenlokationen auf der westlichen Kolowratshöhe.

Bioklasten:

- *Sporolithon rude* (LEMOINE 1925)
- Crinoiden, Brachiopodenschalen, Bryozoen

Karbonate:

- Lagunenfazies (Ober-Jura bis Berriasium Karbonatplattform)
  - Packstones (z.B.: mit Clypeinen, Dasycladaceenresten)
- Hangfazies (Ober-Jura bis Berriasium Karbonatplattform)
  - Grobe und feinkörnige Packstones mit Crinoiden, Mikritklasten
- Beckenfazies (Ober-Jura bis Berriasium)
  - Calcionellen-Wackestones (Oberalm Formation)

Gemischt karbonatisch siliziklastische Gesteine:

- Mergelige Wackstones
- Karbonatisch siliziklastische Packstones

Kieselsedimentgesteine:

- Helle, mikrokristalline Kieselsedimentgesteine

Siliziklastika:

- Braune Feinsiltsteine

Diagenetische Bildungen:

- Hornstein

Den Raum zwischen den groben Komponenten füllen grobsiltige Bioklasten wie Crinoiden, Radiolarien, Schwammnadeln, Textularien und Sparitbruch, Mikritklasten, Quarz und detritäre Körner auf. Der zweite Mikrofaziestyp besteht aus matrixgestützten Feinkonglomeraten mit grobsiltigen bis grobsandigen Komponenten.

Bioklasten:

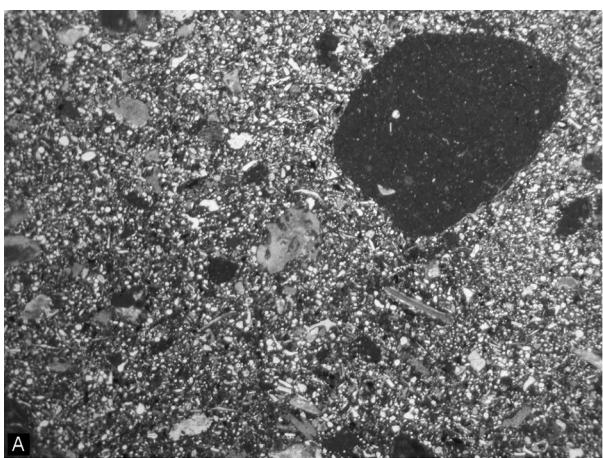
- Crinoiden, Brachiopodenschalen

Karbonate:

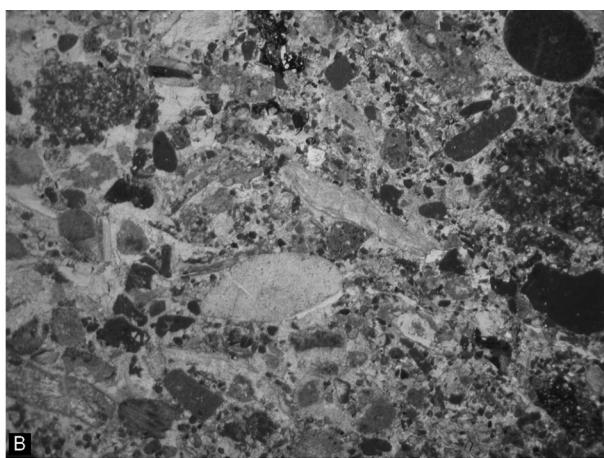
- Lagunenfazies (Ober-Jura bis Berriasium Karbonatplattform)
  - Clypeinen Wackestones mit *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967)
- Höherenergetische Plattformbereiche (Ober-Jura bis Berriasium Karbonatplattform)
  - Ausgewaschenen Packstones
  - Ooid-Packstones
- Hangfazies
  - Glaukonitisierte Packstones
- Wackestones mit Sparitbruch

Gemischt karbonatisch siliziklastische Gesteine:

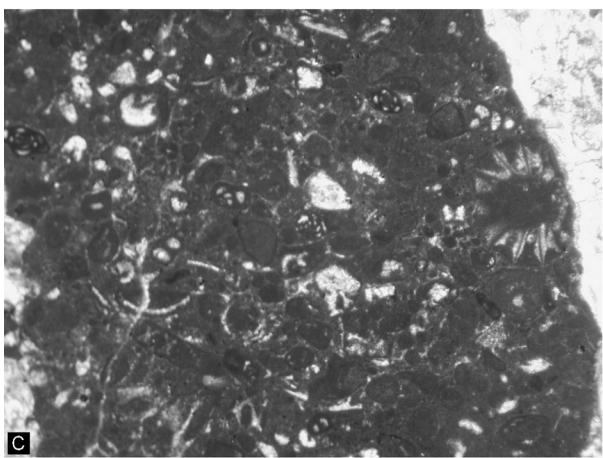
- Schwarze Wackestones mit Radiolarien, Schalenresten, Foraminiferen, Sparitbruch, Quarz
- Crinoiden-Quarz-Packstones



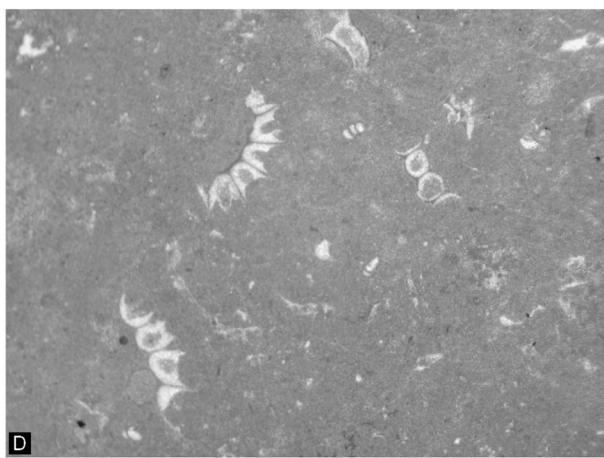
A



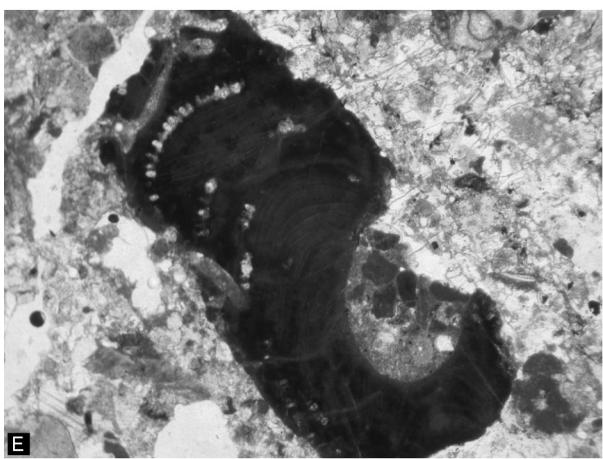
B



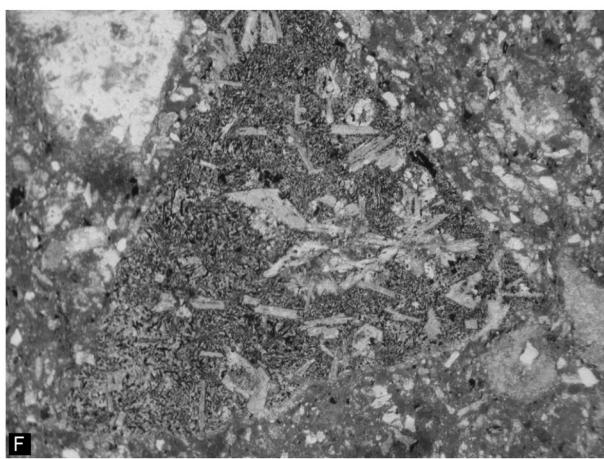
C



D



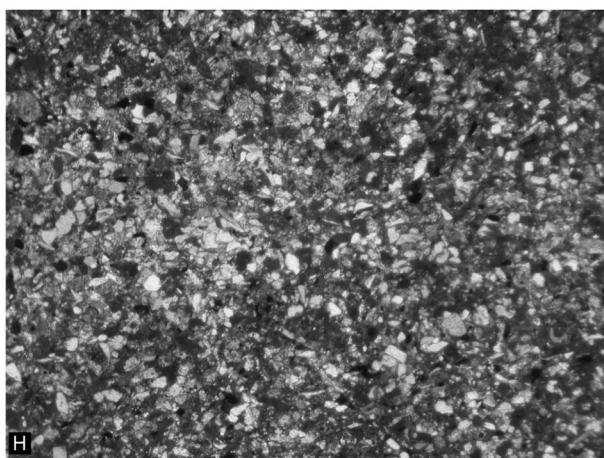
E



F



G



H

Abbildung 4.4.2.j, Seite 251: Mikrofazies der Konglomeratbänke der Kolowratshöhe. A: Matrixgestütztes Feinkonglomerat mit Wackestone-Lithoklasten und Crinoiden. Die Matrix besteht aus Radiolarien-Schwammmadel-Packstones mit Sparitbruch, Mikritklasten, Crinoiden, Lenticulinen, wenig Quarz und Schwermineralen, OK-IS120\_3. B: Verkieselter Crinoidenturbidit mit verschiedenen Wackestone- und Packstone-Lithoklasten, OK-IS170\_2. C: Lagunärer Packstone mit Mikritklasten, Foraminiferen und *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967), OK-IS170\_1. D: *Clypeina jurassica* (FAVRE 1967)-Wackestone der geschlossenen Lagune, OK-IS171\_3. E: *Sporolithon rude* (LEMOINE 1925) als Bioklast in einem verkieselten Crinoidenturbidit, OK-IS170\_5. F: Subangularer, alterierter Vulkanit mit Feldspalteisten, OK-IS171\_3. G: Verkieselter Crinoidenturbidit mit verschiedenen karbonatischen Lithoklasten, Bioklasten und gerundetem Serpentinit, OK-IS121\_1. H: Typischer Kieselkalk. Radiolarien-Schwammmadel-Packstone mit Crinoiden, Mikritklasten, Sparitbruch, Quarz und detritären Körnern, OK-IS122. Bildbreite: A bis B= 1,4 cm; C bis D, H= 0,5 cm; E bis G= 0,25 cm.

---

Magmatite:

- Vulkanite, alteriert

Metamorphite:

- Serpentinite

Darüber folgen graue Kieselkalke, braune turbiditische, sandige Kieselkalke und Kieselmergel. Die Schichtfolge verliert sich dann im Wiesengelände nördlich von Perneck bzw. wird entlang des Wanderweges zur Niederrad- und Hoisenradalm von einer steilstehenden Störung abgeschnitten. Ein Vergleichsprofil dieser Schichtfolge ist an der Forststraße an der Kolowratshöhen Nord- und Westseite aufgeschlossen. Von der Gschwandtalm nach Westen, in den Gräben des Geißbaches und am Wanderweg Richtung Leckenmoos (Abb. 4.4.2.b, 4.4.2.i) lagern turbiditische Mergel mit zwischen geschalteten kieseligen Packstones. Diese Abfolge kann mit dem Radgrabenprofil korreliert werden. Durch die tiefgreifende Verwitterung sind die Konglomeratbänke des Profiles vom Salzberg zur Zeit nicht aufgeschlossen. Entlang dem Straßenanschnitt an der Westseite der Kolowratshöhe sind aber die überlagernden Gesteine anstehend. Es handelt sich um turbiditische Kieselkalke (quarzführende, mergelige Packstones und mergelige Radiolarien-Schwammmadel-Packstones), in welche grobsandige bis kiesige Konglomeratbänke und kieselige Crinoidenturbidite eingeschaltet sind. Beide Faziestypen sind mikrofaziell mit jenen vom westlichen Hangfuß der Kolowratshöhe ident. Als additionale Komponenten sind Korallen, Gerüstbildner, kalzitische Schalenreste, glaukonitisierte Packstones, helle, rekristallisierte Radiolarite, alterierte Serpentinite und braune Tonsteine zu erwähnen. Interessant ist das Auftreten von groben, mergeligen Packstones (Hangfazies) mit Crinoiden, Gerüstbildnern, Sparitbruch, Mikritklasten, Quarz und detritären Körnern im lithoklastischen Komponentenspektrum.

#### 4.4.3. Reiterndorf-Hubkogel Einheit

Die Schichtfolge der Reiterndorf Hubkogel Einheit beginnt an der Nordseite des Hubkogels. Entlang des Jubiläumssteiges ist Dachsteinkalk aufgeschlossen, der von roten Adneter Kalken und der distalen Tauglboden Formation überlagert wird. Die Basis der Tauglboden Formation bilden rote, 5 cm gebankte, kalkige Radiolarite mit roten Tonzwischenlagen. Diese sind auch im Steinbruch Hubkogel (Abb. 4.4.3.a) aufgeschlossen. Hier liegt eine etwa 4 m mächtige Wechselfolge von roten und rot-grünen, kalkigen Radiolariten vor, die im Liegenden synsedimentär verfaltet und zum Hangenden gebankt ausgebildet sind. Sie sind mikrofaziell als kieselige Radiolarien-Wackestones

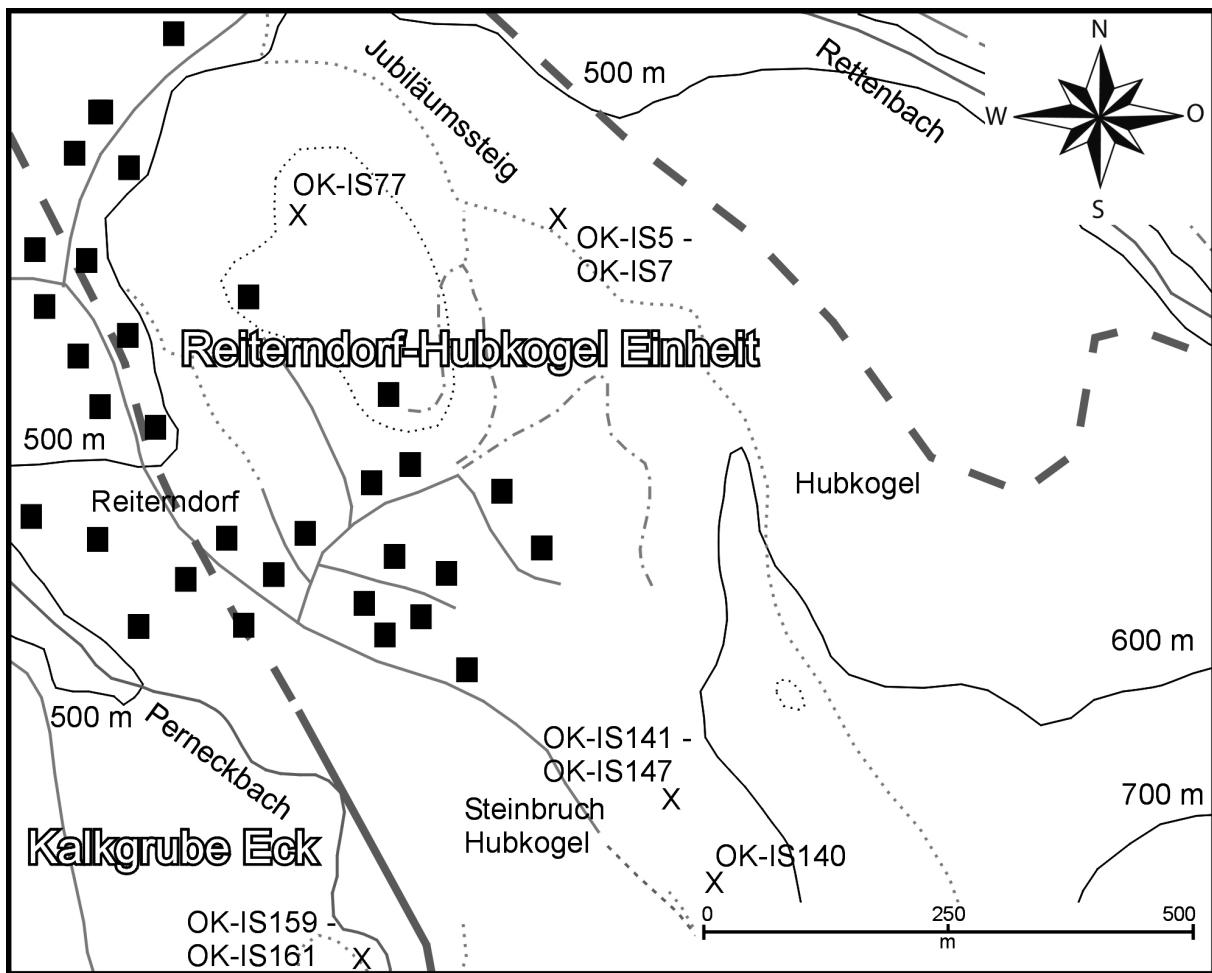
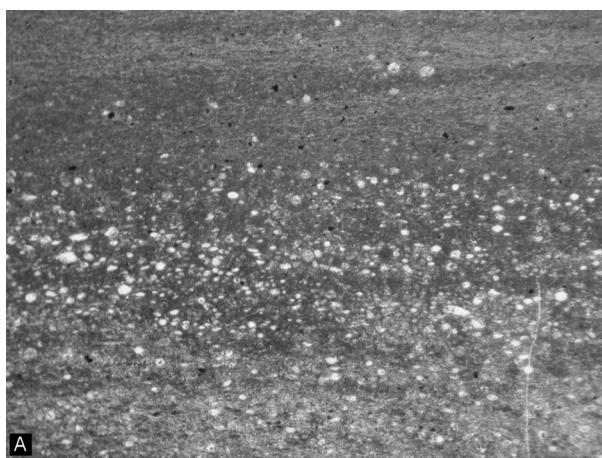
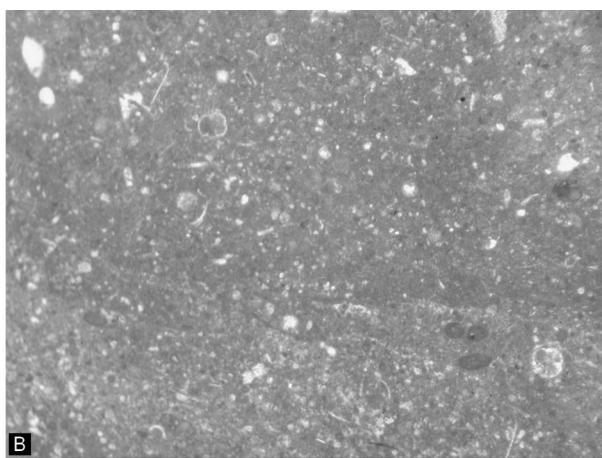


Abbildung 4.4.3.a: Geographische Übersicht und Probenlokationen am Hubkogel und in Reiterndorf, südöstlich von Bad Ischl.

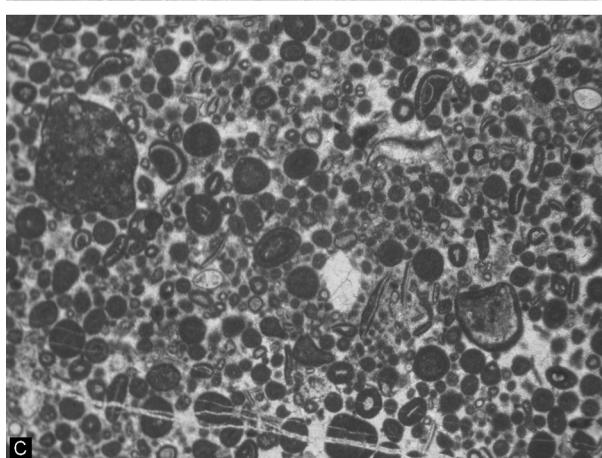
mit Millimeter dünnen, dichten Radiolarien-Turbiditen (laminierte Radiolarite) ausgebildet. Die Radiolarite werden zum Hangenden immer kalkreicher mit vermehrten tonigen Zwischenlagen. Über den Radiolariten folgen nördlich des Hubkogels rot gefärbte lithoklastische, ammonitenreiche mass-flows. Diese mass-flows werden am südlichen Hubkogel von roten, ammonitenführenden Knollenkalken überlagert. Darüber folgt, mit Flachwassermaterial-führenden Rotkalken (ausgewaschene Packstones mit Crinoiden, Ooiden, Ammoniten, Lenticulinen, umkrusteten Crinoiden sowie Schalen und hemipelagischen Lithoklasten der Unterlagerung), der Übergang zu hellen Flachwasserresedimenten und zwischengelagerten hemipelagischen Kalken. Mikrofaziell sind die basalen Flachwasserresedimente als ausgewaschene Packstones mit Ooiden (Ooidkerne: Crinoiden, Schalen, Gerüstbildner, Ammoniten), Tubiphytes, Mikritklassten, Textularien und Lithoklasten (feinkörnige Pellets-Packstones mit Crinoiden und wenigen Ooiden) zu beschreiben. Es kommen aber auch geschichtete Ooid-Packstones, in Wechsellagerung mit dichten Crinoiden-Packstones und feinkörnigen Pellets-Packstones vor. Sie sind entlang des Jubiläumssteiges bis nordöstlich von Perneck vertreten. Im Steinbruch Hubkogel ist nur mehr der hangendste Teil der hellen Kalke aufgeschlossen. Hier kann das Sedimentationsende der hemipelagischen, gebankten Kalke, die im Hangenden rötlich gefärbt sind und am Top aus einer brekzierten Bank bestehen, dokumentiert werden. Über einer Diskordanz folgen turbiditische bzw. bis 10 cm plattige, gebankte Kieselkalke. Hangend schalten sich in die mergeligen Packstones dichtere, etwas karbonatischere Bänke (dichte Packstones) ein, die einen größeren Anteil an Sparitbruch, Mikritklasten, Meandrosipiren und Textularien enthalten.



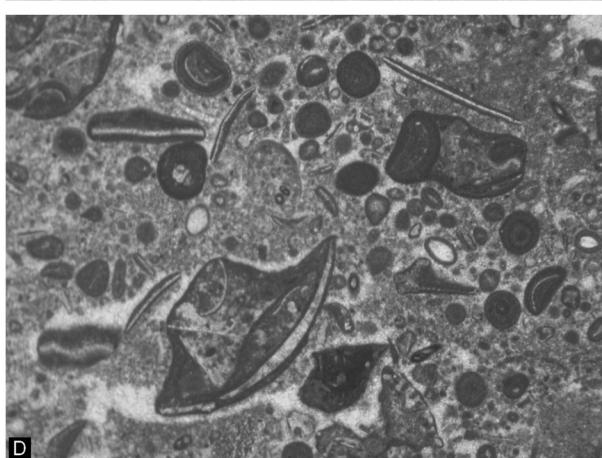
A



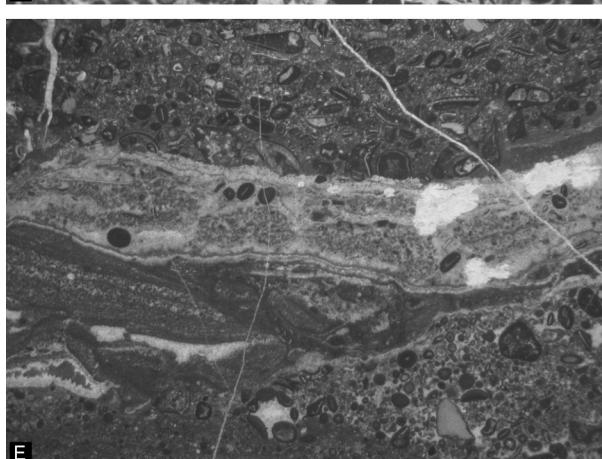
B



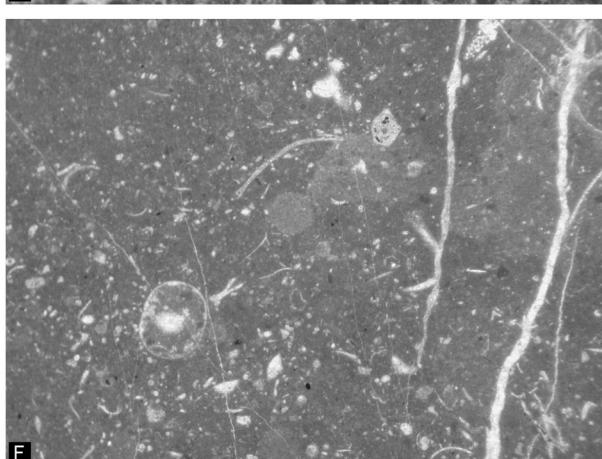
C



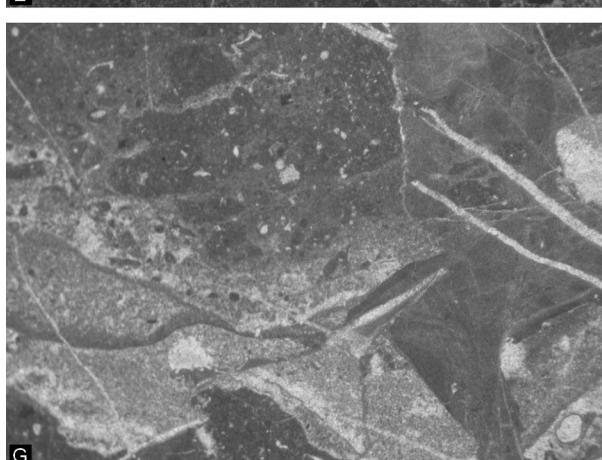
D



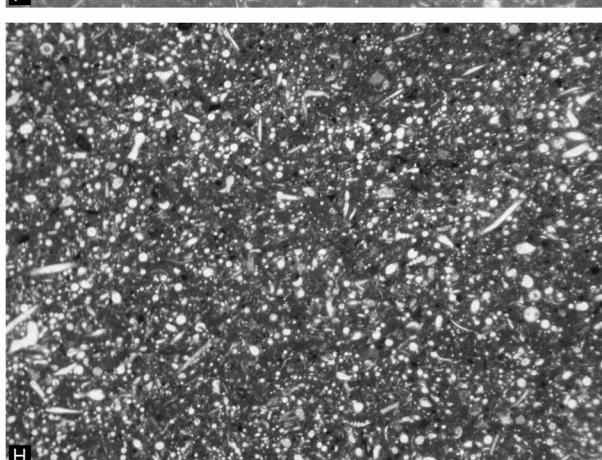
E



F



G



H

Abbildung 4.4.3.b, Seite 254: Mikrofazies der untersuchten Gesteine der Reiterndorf-Hubkogel Abfolge. A: Laminierter Radiolarit, Wackestone mit dünnen turbiditischen Radiolarien-Packstone-Lagen, OK-IS147. B: Wackestone mit Radiolarien, Protoglobigerinen, Lenticulinen und Schalenresten, OK-IS139. C: Ausgewaschener Ooid-Packstone, OK-IS138\_2. D: Detail einer groben Ooid-Packstone-Schüttung, OK-IS 7. E: Geschichteter Packstone mit groben, ausgewaschenen Ooidschüttungen und feinkörnigen, pelletsreichen Lagen. Die erosive Basis der groben Schüttungen ist zu erkennen, OK-IS7. F: Wackestone mit Radiolarien Sparitbruch, Schwammnadeln, Ammoniten, Lenticulinen und Schalenresten, OK-IS142. G: Monomikte Brekzie aus hemipelagischen Wackestones mit Millimeterdünnen Packstone-Lagen mit Sparitbruch und Mikropellets, OK-IS143. H: Mergeliger Kieselkalk, Packstone mit Schwammnadeln, Radiolarien, Sparitbruch, Mikritklasten, Quarz und Schwermineralen, OK-IS140. Bildbreite: E= 1,4 cm; A bis C, F bis H = 0,5 cm; D= 0,25 cm.

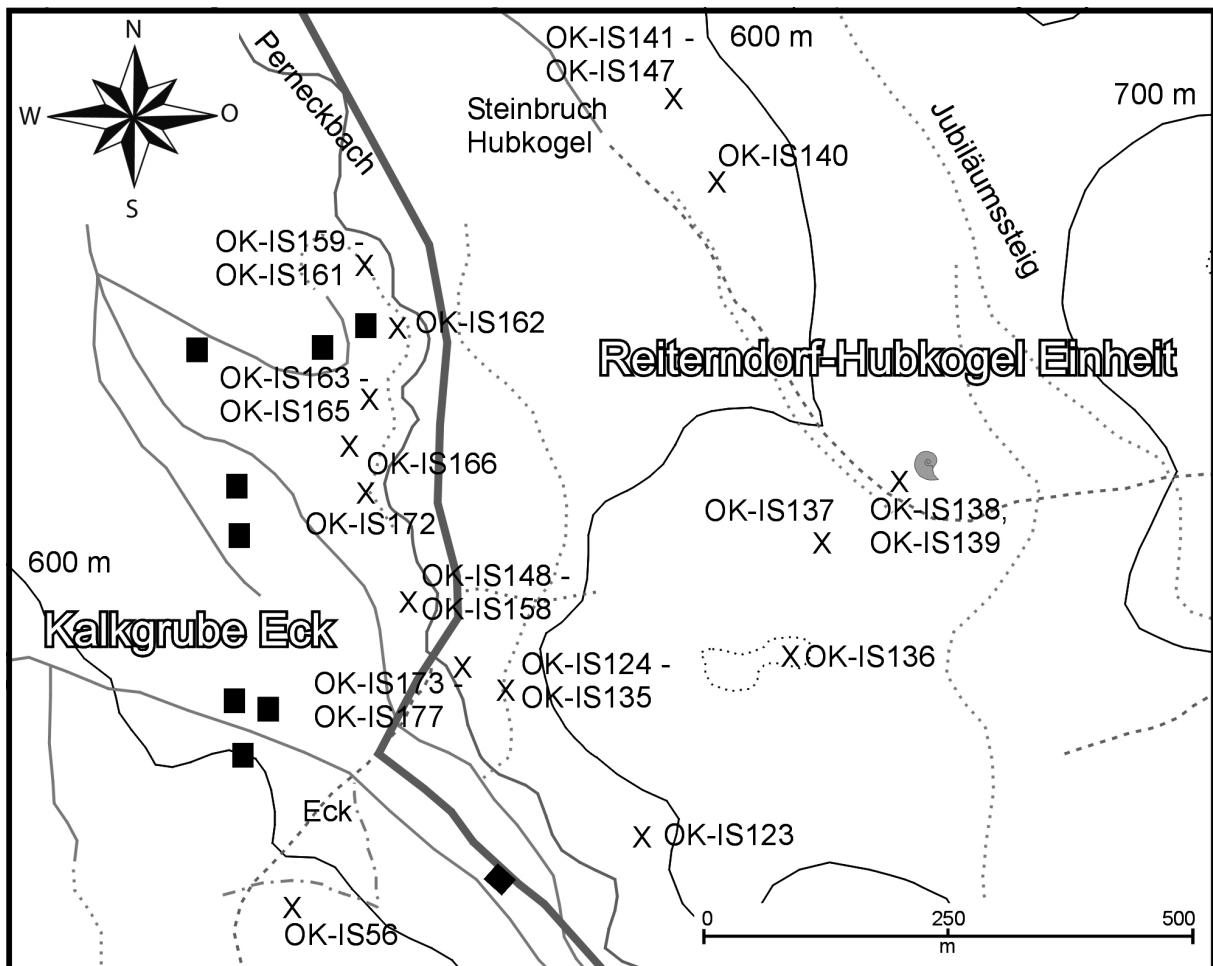


Abbildung 4.4.3.c: Geographische Übersicht und Probenlokationen der Reiterndorf-Hubkogel Abfolge südöstlich von Reiterndorf.

Entlang der Straße von Reiterndorf nach Perneck und entlang dem Wanderweg von Perneck nach Reiterndorf (Abb. 4.4.3.c) ist ein durchgehendes Profil der Reiterndorf-Hubkogel Schichtfolge, vom Ober-Tithonium bis in das Ober-Berriasium, aufgeschlossen. Hier treten obertithone bis unterberriasische, wellig gebankte, braun-graue Kalke auf. Sie sind mikrofaziell als Flachwasserresedimente (bio- bis lithoklastische Packstones bis grobe Floatstones und Kalkbrekzien) und radiolarienführende Mikrite mit etwas Hornstein ausgebildet. Zum Hangenden hin nehmen die Flachwasserschüttungen rasch ab und die hemipelagischen Kalke überwiegen. Es handelt sich um Radiolarien-Calpionellen-Wackestones mit Sparitbruch, Lenticulinen, Schwammnadeln, Schalenresten, Ammoniten und Crinoiden. Im Unter-/Mittel-Berriasium ist eine Zunahme von groben Crinoidenresten, oxidierten Pflanzenresten, Kieselschwammskeletten und Glaukonit in

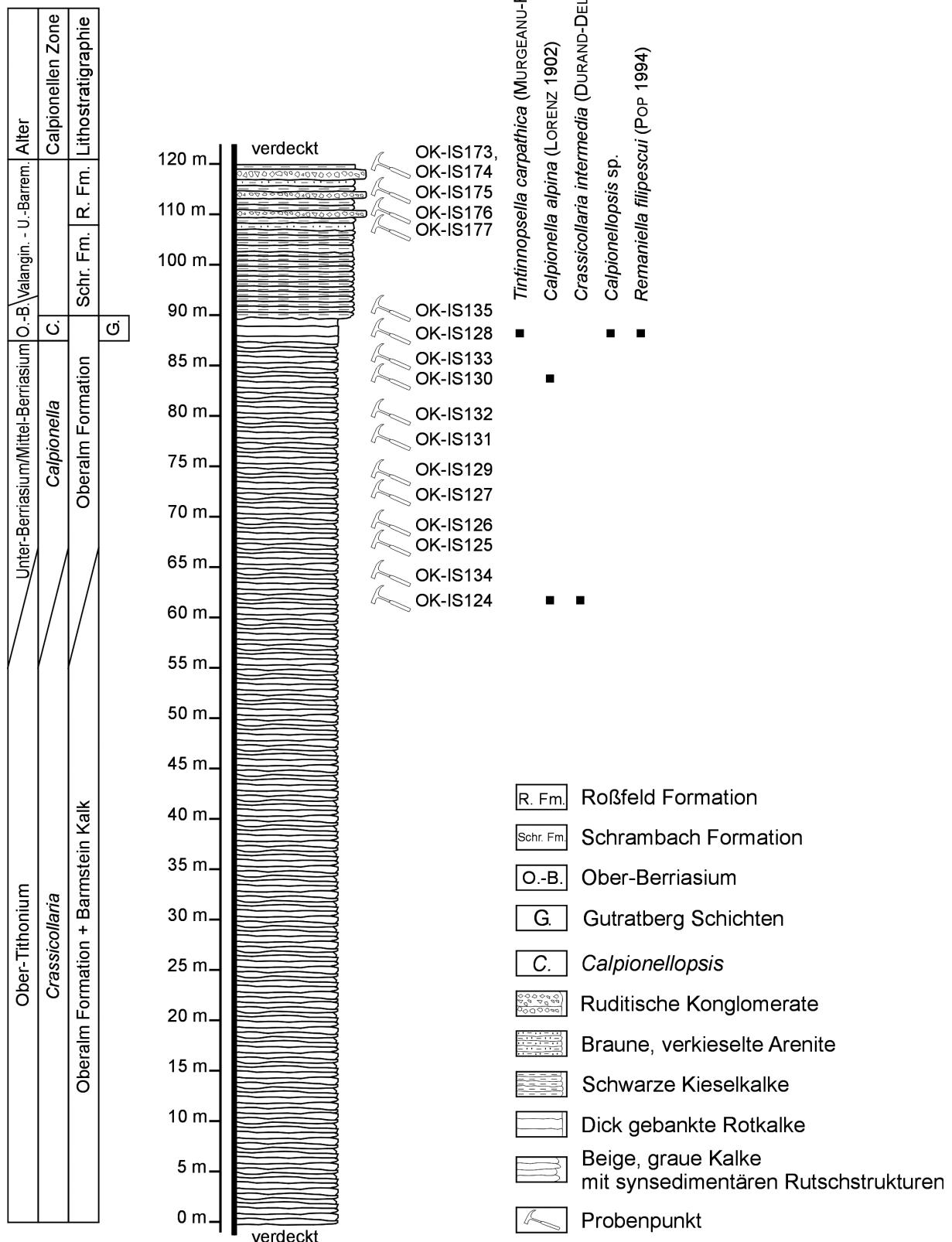


Abbildung 4.4.3.d: Zusammengesetztes Profil der obertithonien bis unterkretazischen Gesteine der Reiterndorf-Hubkogel Einheit.

den groben Wackestones zu beobachten. Der hangende Bereich der grün-grauen Kalke wird von monomikten, lithoklastischen Packstones (Feinbrekzien) mit Komponenten der Unterlagerung sowie Crinoiden, Schwamnnadeln, Radiolarien und Aptychen gebildet. Darüber folgen gut gebankte Rotkalke, die bereits dem Ober-Berriasium angehören. Sie sind als rote, mikritische Wackestones mit Radiolarien, Calpionellen, Schalenresten, Foraminiferen, Sparitbruch und Mikritklasten ausgebildet. Diese hemipelagischen Rotkalke werden von schwarzen, kieseligen Packstones überlagert. Im Perneckbachgraben, westlich des Wasserfalls sind in die turbiditischen, bis 5 cm gebankten Kieselkalke lithoklastenreiche Crinoidenturbidite, braune, verkieselte Arenite und ruditi sche Konglomeratbänke eingeschaltet. Die Komponenten können in Bioklasten und Lithoklasten eingeordnet werden, wobei letztere in Karbonate, karbonatisch siliziklastische Gesteine, Siliziklastika, Kieselsedimentgesteine und magmatische Lithoklasten zu unterteilen sind. Die Matrix besteht aus mergeligen Packstones mit grobsiltigem Quarz, Schwermineralen, Crinoiden, Radiolarien, Schwamnnadeln und Sparitbruch.

Bioklasten:

- Verschiedene karbonatische Gerüstbildner, Schwämme
- Agglutinierende lituolide Foraminiferen, Textularien
- Crinoiden, Bryozoen, Brachiopoden, Schalenreste

Karbonate (Ober-Jura bis Mittel-Berriasium):

- Lagunenfazies
  - Ausgewaschene Packstones mit Mikritklasten, Foraminiferen, Dasycladaceen
- Rückrifffazies
  - Ausgewaschene Ooid-Packstones mit Crinoiden
- Plattformrandfazies
  - Bindstones mit mikrobiell inkrustierenden Organismen
- Hangfazies
  - Grob- und feinkörnige Crinoiden-Pellets-Packstones
- Beckenfazies
  - Calpionellen-Wackestones (Oberalm Formation)
  - Radiolarien-Wackestones
  - Wackestones mit Aptychen, Calpionellen, Sparit, Crinoiden
  - Dichte mergelige Wackestones mit Radiolarien, Schwamnnadeln

Kieselsedimentgesteine:

- Farblose, geschichtete, mikrokristalline Kieselsedimentgesteine

- Orange, gelbe verkieselte Tiefseetone

Gemischt karbonatisch siliziklastische Gesteine:

- Braune, mergelige Wackestones mit Sparitbruch, Mikritklasten, Crinoiden, Foraminiferen, Schalenresten
- Braune, quarzreiche Wackestones
- Quarzreiche Mikritklasten-Packstones

Siliziklastika:

- Glimmerhältige Quarzsandsteine
- Braune, quarzhältige Siltsteine

Magmatite:

- Vulkanite

Metamorphite:

- Serpentinit

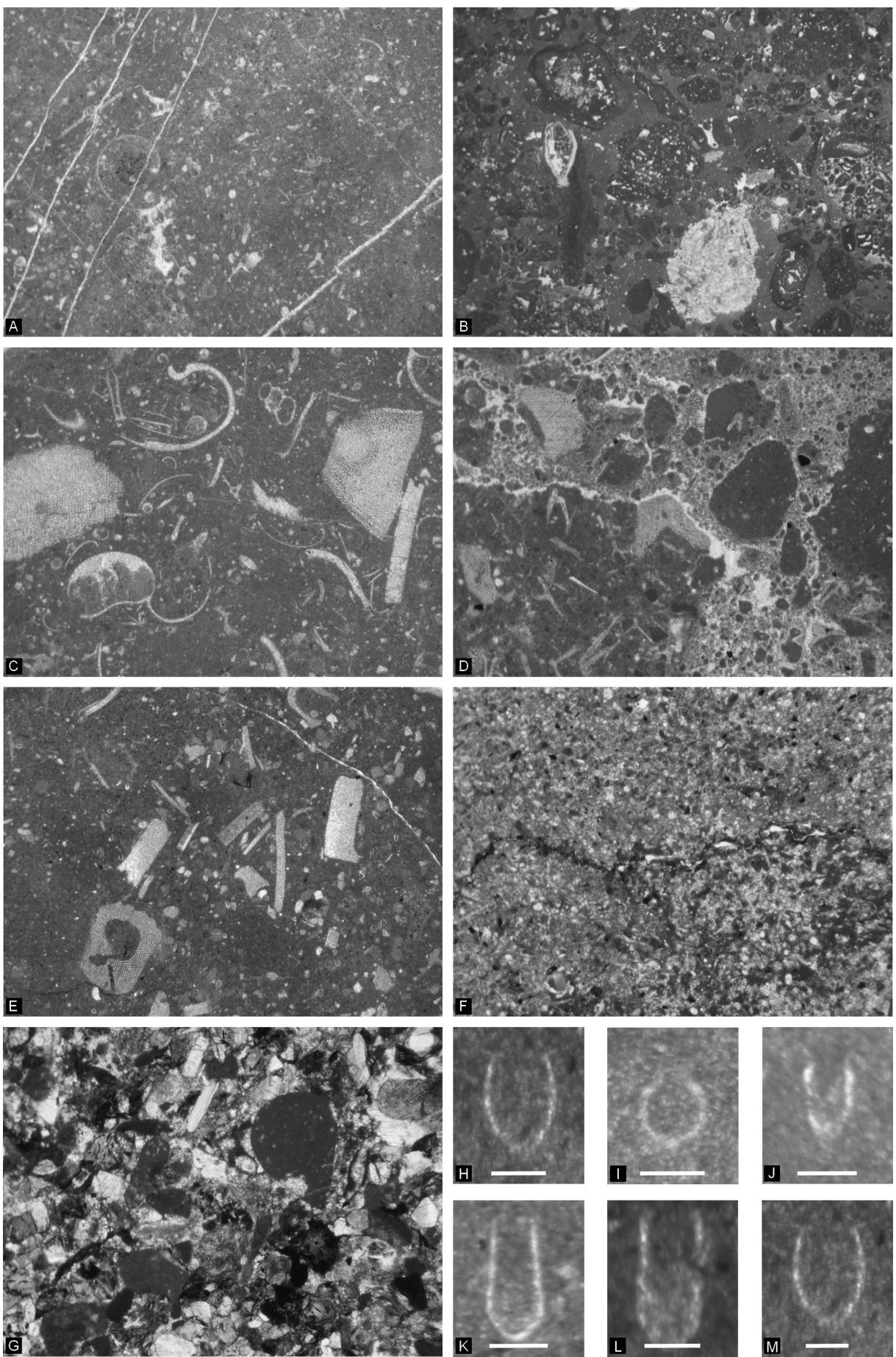
Diagenetische Bildungen:

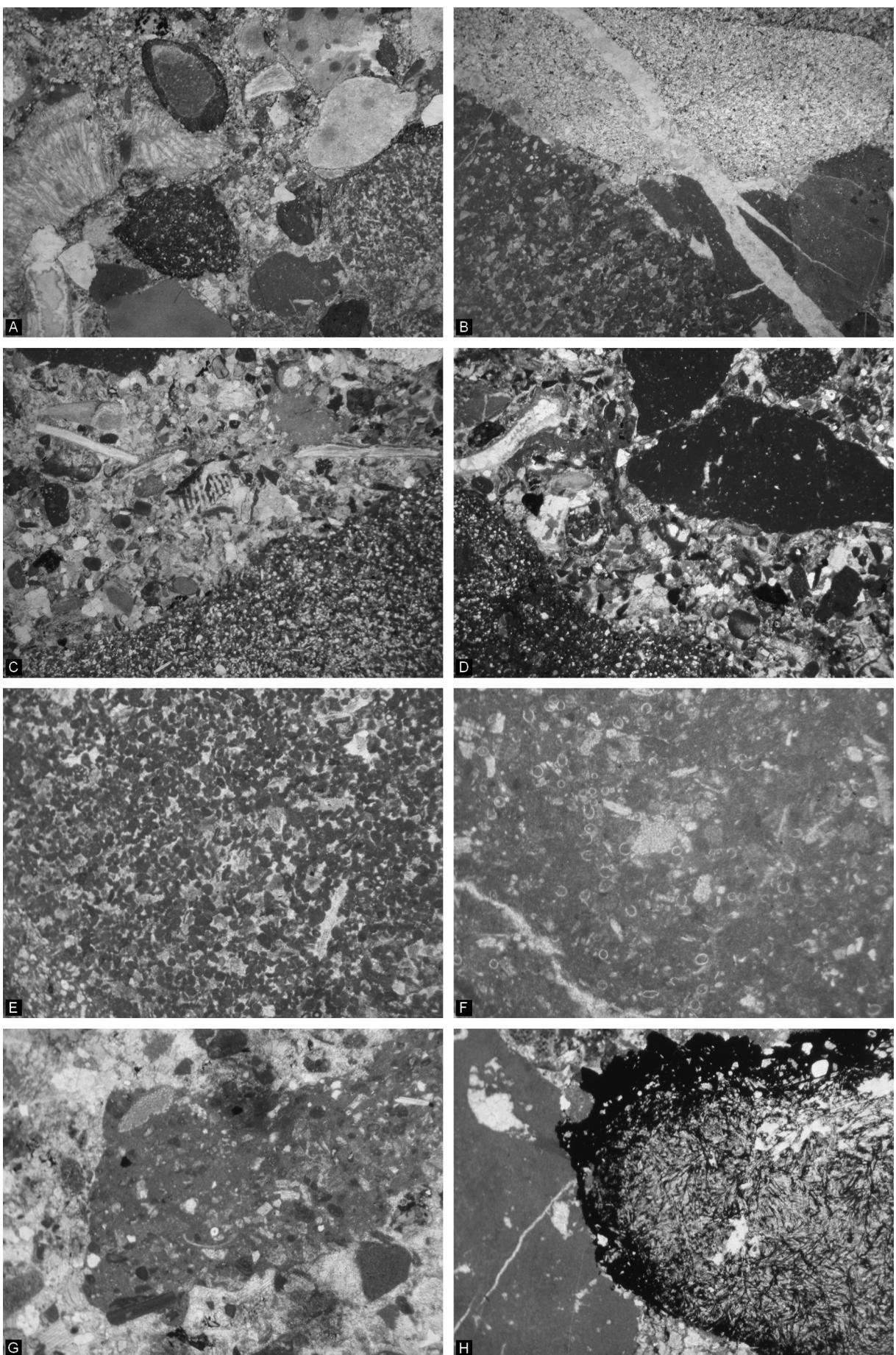
- Hornstein

Über den Konglomeratlagen folgen bis zum derzeit aufgeschlossenen Profilende erneut schwarze, gebankte bis turbiditische Kieselkalke.

-----  
Abbildung 4.4.3.e, Seite 259: Mikrofazies der Gesteine der Reiterndorf-Hubkogel Abfolge. A: Wackestone mit Radiolarien, Ammoniten, Schwammmadeln und Calpionellen, OK-IS124\_1. B: Kalkbrekzie mit Lithoklasten aus rückriffnahen und riffnahen Faziesbereichen und Bioklasten wie lituoliden Foraminiferen, Tubiphytes und Crinoiden, OK-IS134\_1. C: Grober Wackestone mit Crinoiden, Ammoniten, Schalenresten und Radiolarien, OK-IS 127. D: Monomikte Kalkbrekzie aus Wackstone-Lithoklasten und Mikritklasten, OK-IS130. E: Crinoidenreicher Wackestone mit Radiolarien und Calpionellen, OK-IS128. F: Kieseliger Packstone mit Radiolarien, Schwammmadeln, Sparitbruch, Mikritklasten, Quarz und detritären Körnern, OK-IS135. G: Lithoklastischer Arenit mit Karbonatklasten, Quarz, Schwermineralen, Serpentiniten und Crinoiden, OK-IS174\_1. H: *Tintinnopsis carpathica* (MURGEANU-FILIPESCU 1933), OK-IS128. I: *Calpionella alpina* (LORENZ 1902), OK-IS130. J: *Crassicollaria intermedia* (DURAND-DELGA 1957), OK-IS124\_1. K, L: *Calpionellopsis* sp., OK-IS128. M: *Remaniella filipescui* (POP 1994), OK-IS128. Bildbreite: B= 1,4 cm; A, C bis G= 0,5 cm. Maßstabsbalken: H bis M= 50 µm.

Abbildung 4.4.3.f, Seite 260: Mikrofazies der Gesteine der Reiterndorf-Hubkogel Abfolge. A: Korngestütztes Konglomerat mit kiesgroßen Bio- (Bryozoen) und Lithoklasten (Mikrite, Hangfazies, Kiesel-sedimentgesteine) und sandigem Material wie Crinoiden und Quarz in den Kornzwischenräumen, OK-IS173\_2. B: Korngestütztes Konglomerat mit feinsandigen Quarzsandsteinen, Mikriten und Criniden-Mikritklasten-Packstone einer Hangfazies, OK-IS175\_2. C: Erosiver Kontakt einer grobsandigen, crinoidenreichen Schüttung zum unterlagernden kieseligen Sediment (Radiolarien-Schwammmadel-Packstone), OK-IS176\_2. D: Bimodale Kornverteilung der Konglomerate mit kiesgroßen Lithoklasten der Hangfazies und sandigen Anteilen wie Crinoiden, agglutinierenden Foraminiferen, Schalenresten, Mikritklasten und Quarz, OK-IS176\_5. E: Hangfazies Packstone mit Pellets, Crinoiden und Foraminiferen, OK-IS175\_3. F: Calpionellen-Wackestone des Unter-Berriasium (Oberalm Formation), OK-IS175\_3. G: Mergeliger Wackestone mit Schalenresten, Foraminiferen, Crinoiden und Quarz, OK-IS176\_1. H: Alterierter Vulkanit, OK-IS173\_3. Bildbreite: A bis D= 1,4 cm; E bis F= 0,5 cm; H= 0,25 cm.





#### 4.4.4. Das Profil der Reinfalzalm-Mitterberg Einheit

##### Westlicher Mitterberg, Neuberg

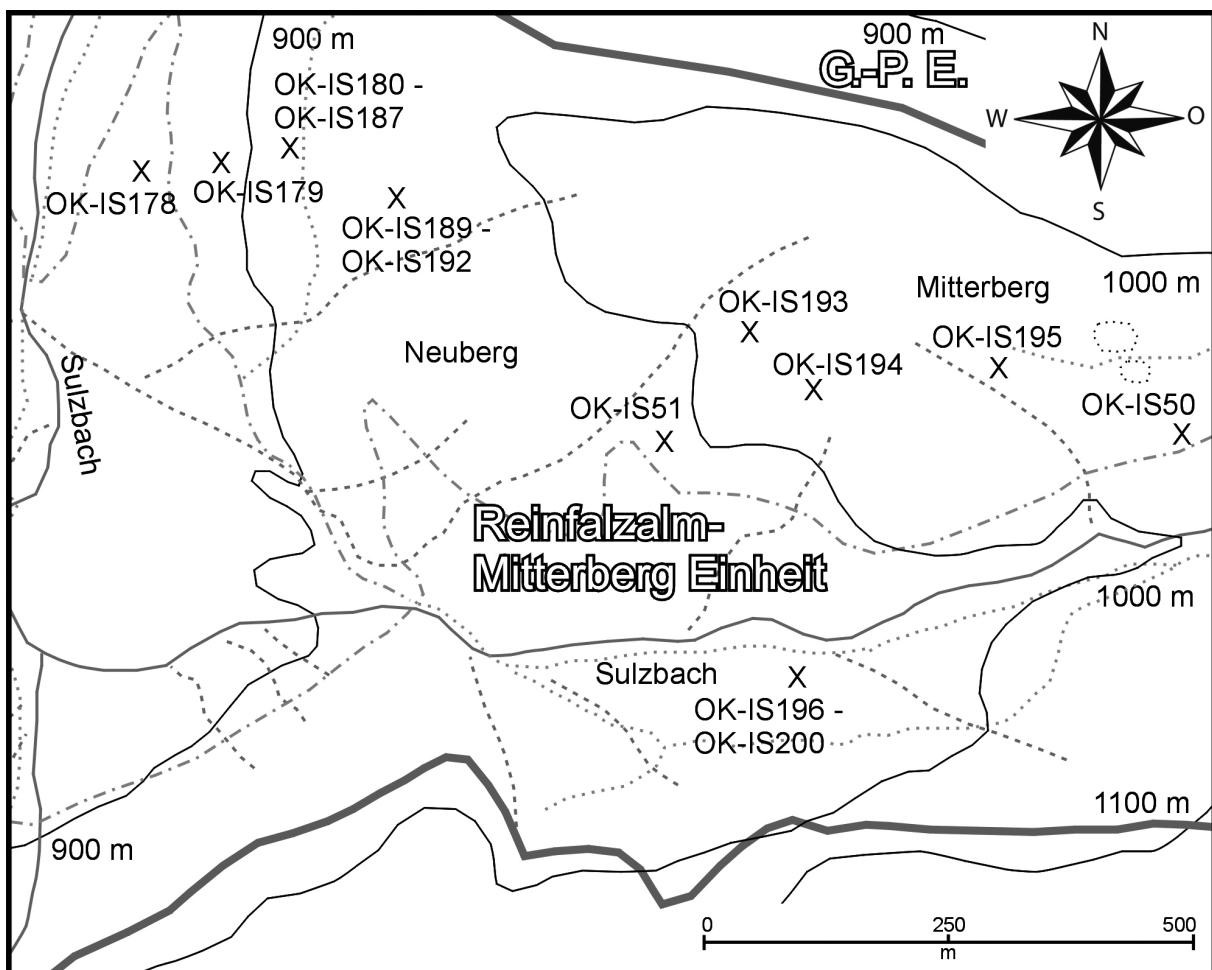


Abbildung 4.4.4.a: Geographische Übersicht und Probenlokationen südöstlich von Perneck (Mitterberg und Neuberg). G.-P. E.: Gschwandtalm-Perneck Einheit.

Die Schichtfolge an der Südgrenze der Bad Ischler Kreideabfolge beginnt südlich von Perneck im Sulzbachgraben auf etwa 800 m Seehöhe. Über grau-grünen Mikriten mit synsedimentären Rutschstrukturen entwickeln sich braun-beige Flachwasserresedimente, ebenfalls mit synsedimentären Rutschstrukturen. Sie können als Packstones mit unterschiedlichen Bio- und Lithoklasten eines Plattformbereiches (Barmstein Kalk) angesprochen werden. Diese wechseltlagern mit braunen Mikriten. In die Flachwasserresedimente sind mehrere Brekzienbänke, die aus großteils rekristallisierten, karbonatischen Lithoklasten (z.B.: Dolomikrite, mikrosparitisch rekristallisierte Kalke) bestehen, eingeschaltet. Diese Extraktlasten sind auch in den direkt überlagernden Barmstein Kalken, allerdings mit rasch abnehmender Häufigkeit, zu identifizieren. Die resedimentierten Flachwasserkalke werden zum Hangenden immer grobkörniger (große Packstones, Floatstones, feinkörnige Kalkbrekzien) und es kann ein Übergang zu 20 bis 40 cm gebankten bzw. mächtigeren synsedimentär gerutschten Paketen beobachtet werden. Überlagert werden diese groben Flachwasserplattform Resedimente im Bereich des westlichen Mitterbergs nur mehr von Lesesteinen, die aus mikritischen Kalken, resedimentierten Flachwasserkalken und braun-schwarzen Kieselmergeln zu-

sammengesetzt sind. Interessant ist das Auftreten von braunem, siliziklastischem Silt im Porenraum und in den Kornzwinkelräumen der hangenden Barmstein Kalke. Braune Siltsteine, grauen Quarzsiltsteine, braun-graue Mergel und Radiolarien-Calpionellen-Wackestones treten als Komponenten in den hangenden Barmstein Kalken auf.

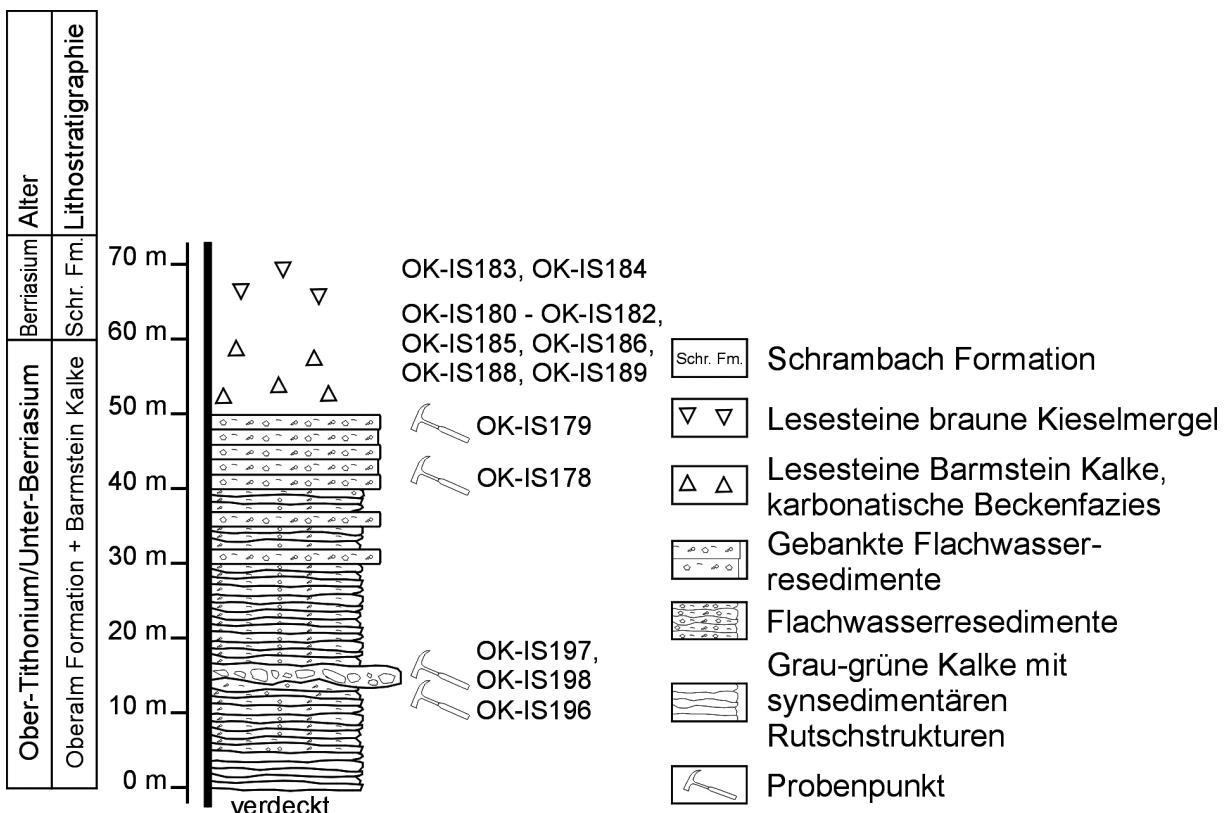


Abbildung 4.4.4.b: Profil der ober-tithonischen bis unter-kretazischen Gesteine der Reinfalzalm-Mitterberg Einheit am westlichen Neuberg.

## Sulzbach

Eine vergleichbare Abfolge kann entlang des Ost-West verlaufenden Sulzbaches, von der Zwerchwand bis unter die Nordwände des Großen und Kleinen Rosenkogels kartiert werden (Abb. 4.4.4.a, c). Das gesamte Gebiet ist stark tektonisch überprägt. Für das Verständnis der Schichtfolge ist es allerdings eine der Schlüsselregionen. Der Großteil des Geländes besteht im Liegenden aus Flachwasserresedimenten und braunen Mikriten, in die ebenfalls dieselben lithoklastischen Brekzien mit verschiedenen Dolomikriten, Dolospariten, feinkörnig rekristallisierten, hemipelagischen Dolomiten und mikrosparitisch rekristallisierten Kalken wie im westlichen Mitterberg eingeschaltet sind. Die Flachwasserresedimente unter den Brekzienbänken beinhalten bereits dieselben Lithoklasten, wie auch in den Brekzien zu beobachten sind. Die Flachwasserresedimente werden nach Westen zu bankiger, oft von reinweißer Farbe und brechen porzellanartig. Mikrofaziell sind sie als dichte, unsortierte, bio- bis lithoklastische Floatstones und Kalkbrekzien anzusprechen. Auch hier sind braune, quarzführende Siltsteine im Komponentenspektrum zu beobachten. An den Nordhängen, in Richtung Süden zum Predigstuhl hin, erfolgt ein nur mit Lesesteinen kartierbarer, abrupter Übergang dieser hellen Kalke zu grauen bis schwarzen, kieseligen, knolligen Kalken. Diese sind in einigen wenigen isolierten Aufschlüssen erhalten geblieben und generell turbiditisch bis dünn gebankt ausgebildet.

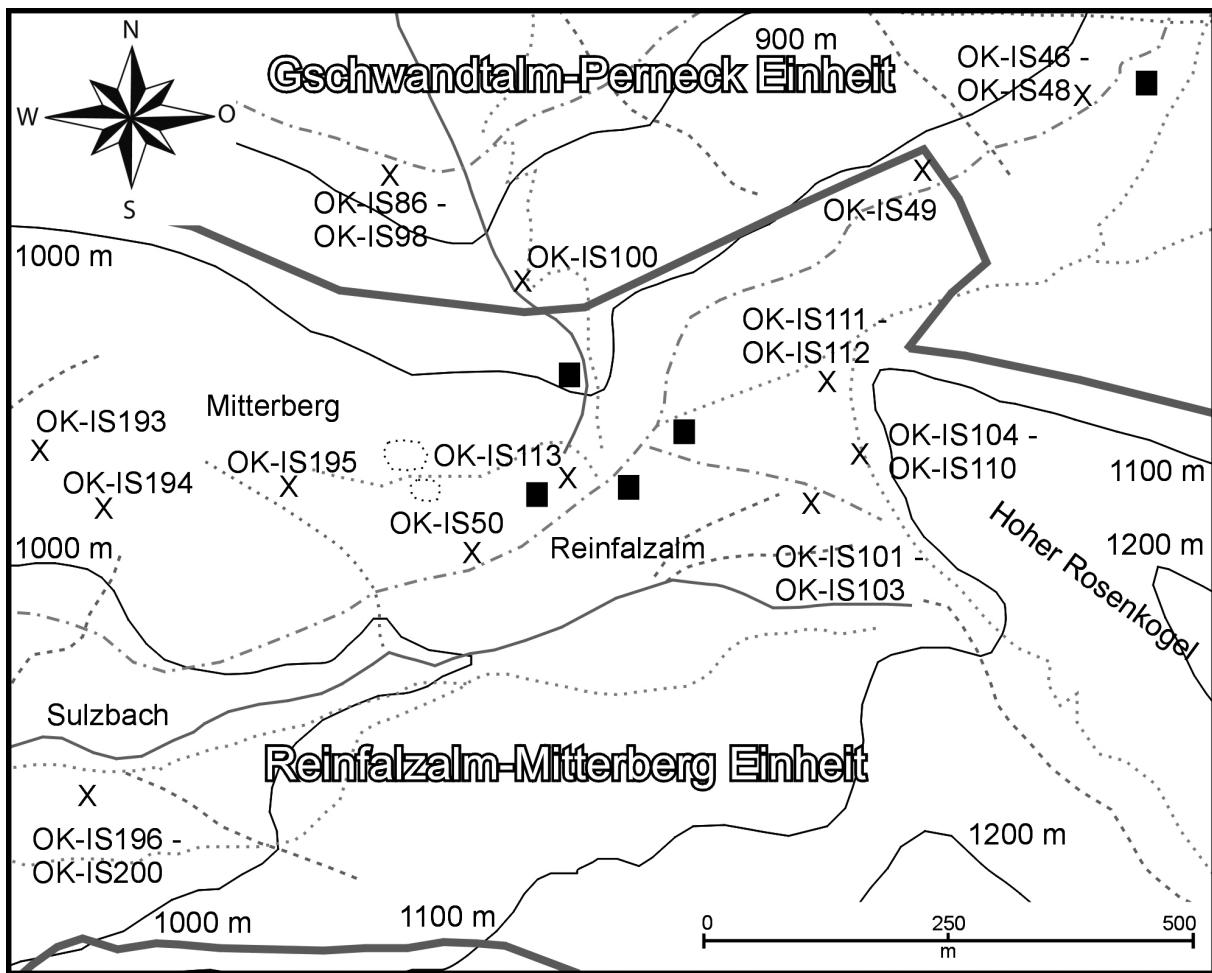


Abbildung 4.4.4.c: Geographische Übersicht und Probenlokationen entlang des Sulzbaches bis zur Reinfalzalm.

### Reinfalzalm

Etwas südlich und östlich der Reinfalzalm können dieselben Schichtglieder, wie am Neuberg und im Sulzbach, in mehreren kleinen Aufschlüssen aufgenommen werden. 20 bis 50 cm gebankte Kalke, die aus weißen Flachwasserresedimenten bestehen werden von grün-grauen Mikriten überlagert. Darüber folgen plattige, braun-schwarze gebankte Kieselmergel. In diese Kieselgesteine sind grobe Crinoidenturbidite eingelagert, die neben Crinoiden aus verschiedenen karbonatischen Lithoklasten bestehen.

### Mitterberg

Die Aufnahmen entlang des Sulzbachtals und an der Reinfalzalm können als Bindeglied zwischen dem Profil des westlichen Mitterberg und dem Profil an den Südhangen des Mitterbergs angesehen werden. Hier sind entlang der Forststraße zur Reinfalzalm bis 1 Meter mächtige gebankte, weiße Flachwasserresedimente aufgeschlossen (Crinoidenreiche Packstones mit Tubiphytes, verschiedenen Bioklasten des Plattformbereiches, braunen Siltsteinen, Quarz). Diese werden im Bereich der Forststraße von grau-grünen, 5 cm geschichteten Mikriten überlagert. Folgt man dem Profil in Richtung Mitterberggipfel, so erfolgt ein abrupter Übergang zu braunen Kieselmergeln, in welche Crinoidenturbidite und gröbere crinoidenreiche Brekzienbänke eingeschaltet sind.

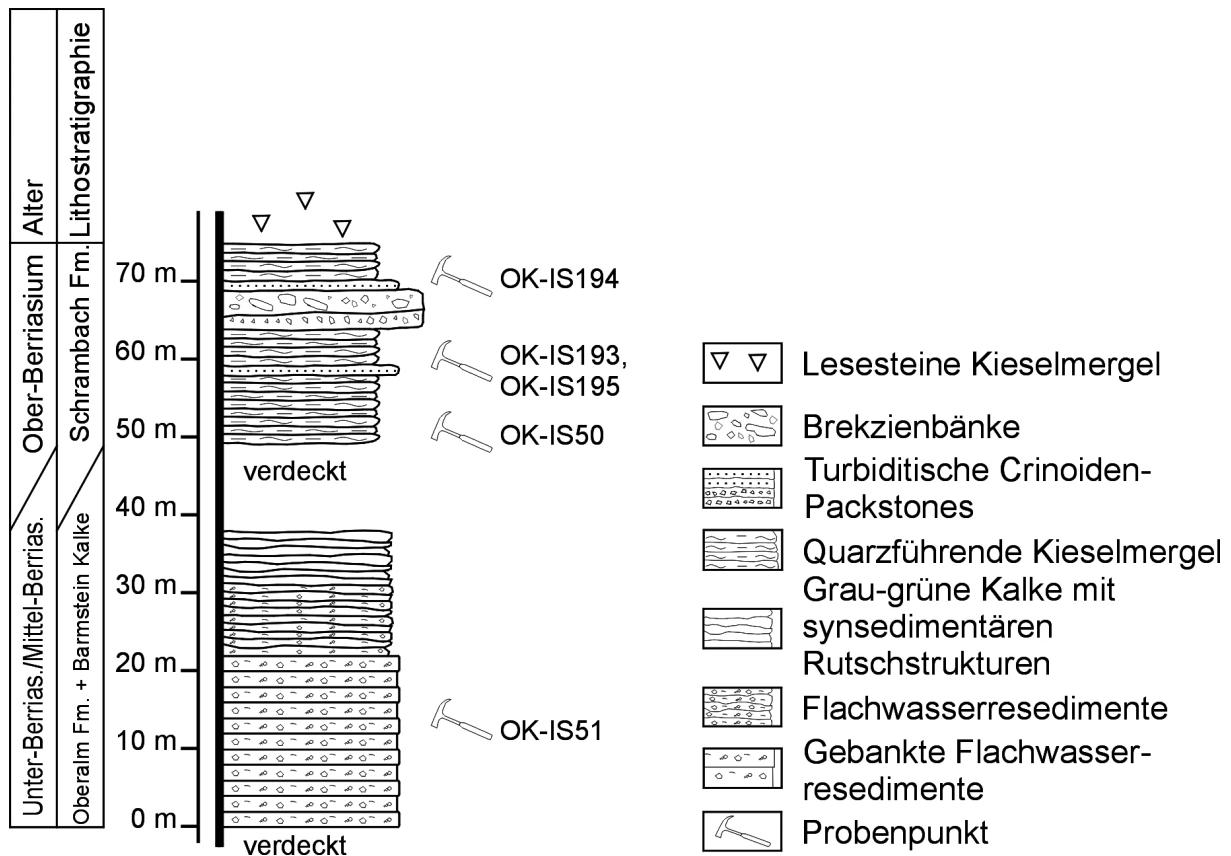
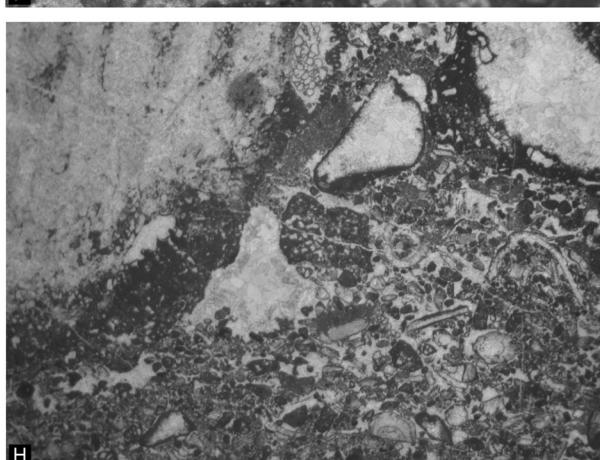
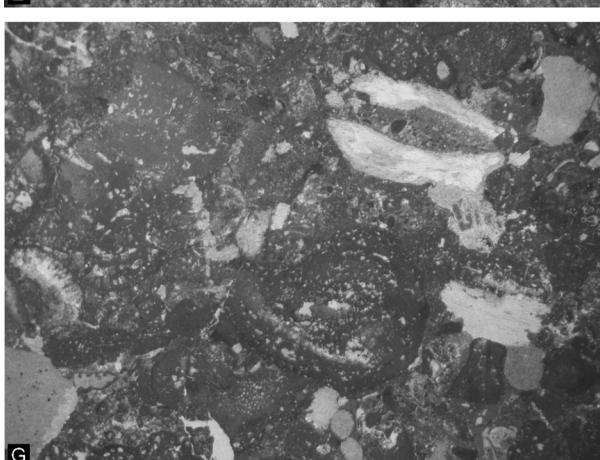
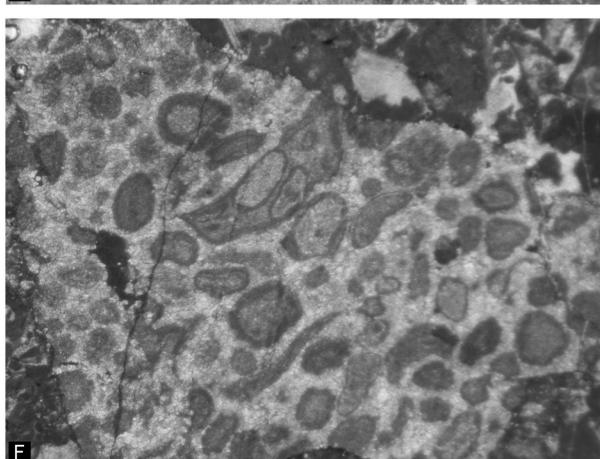
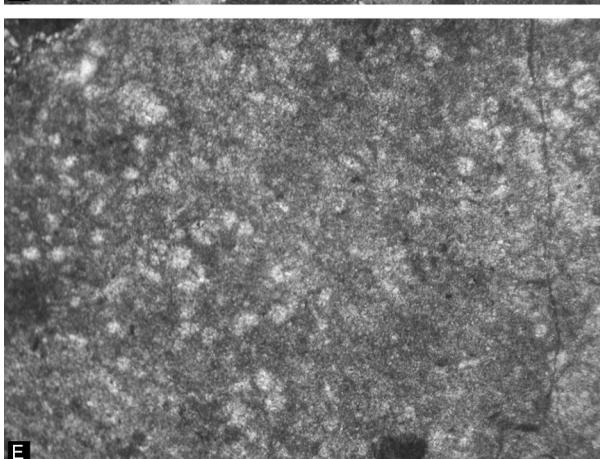
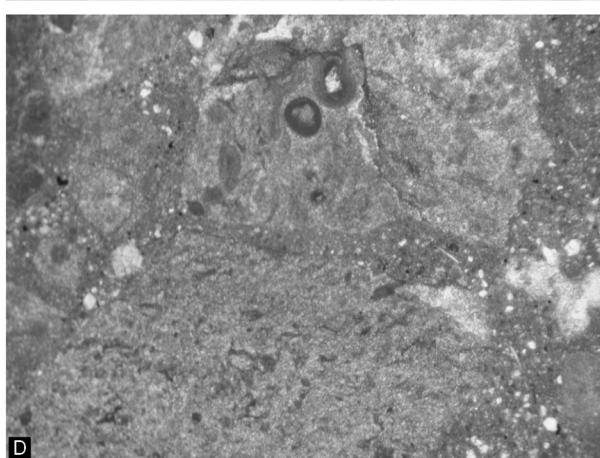
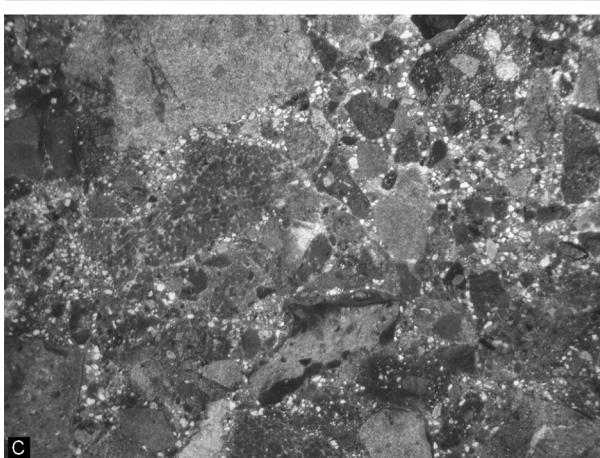
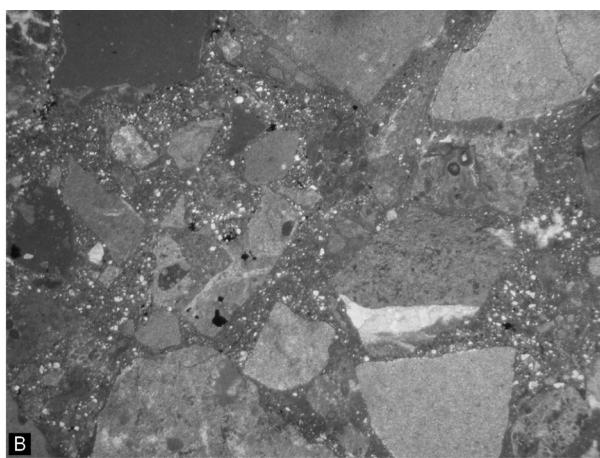
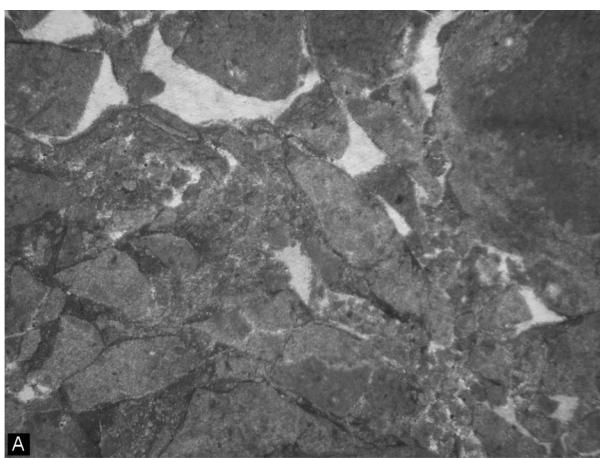
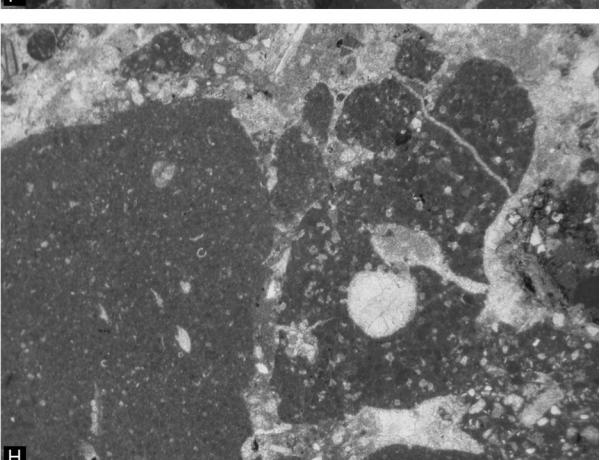
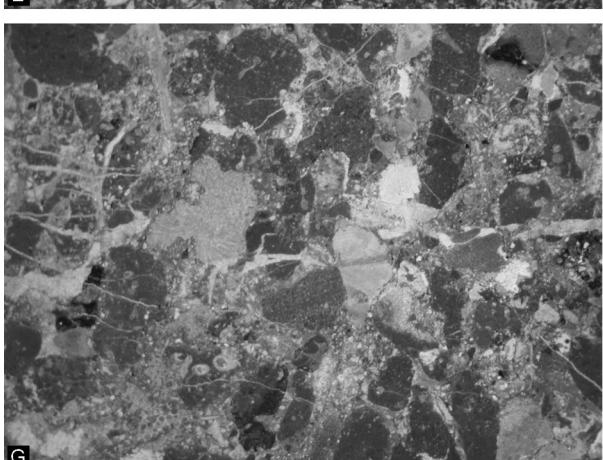
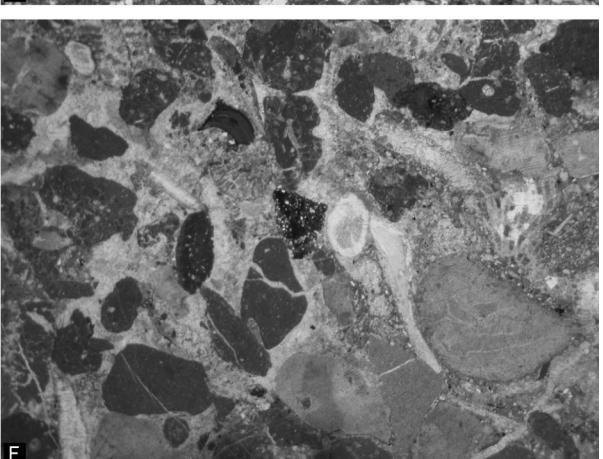
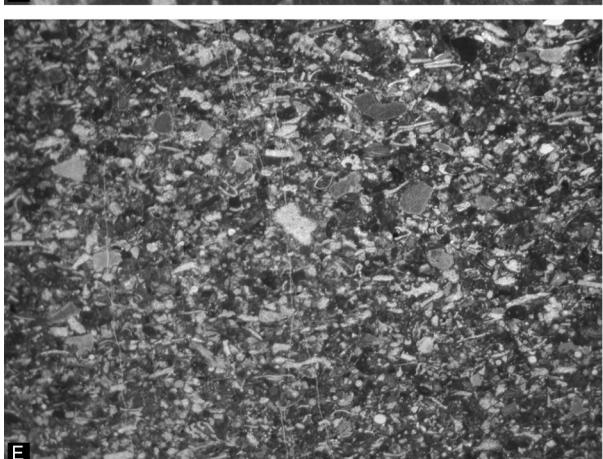
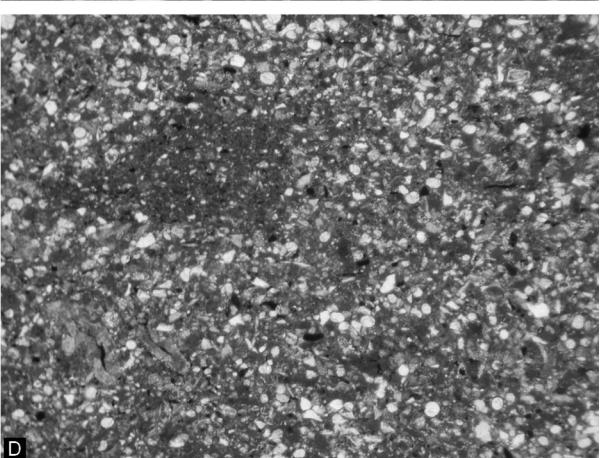
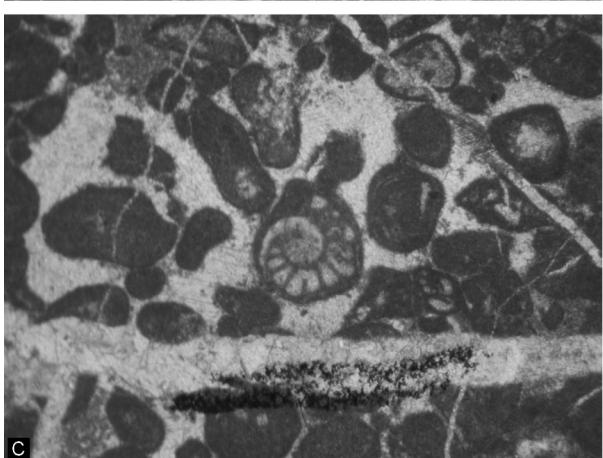
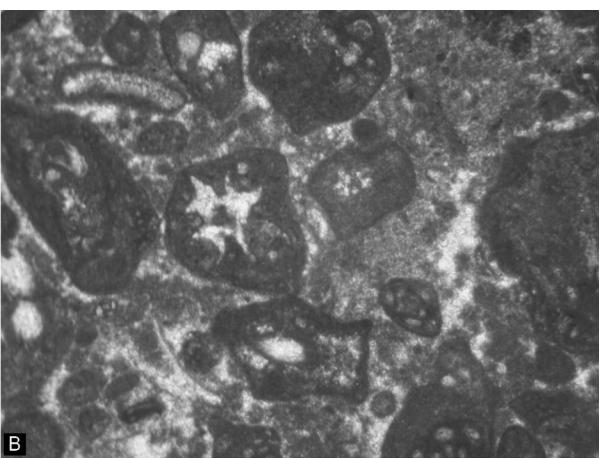
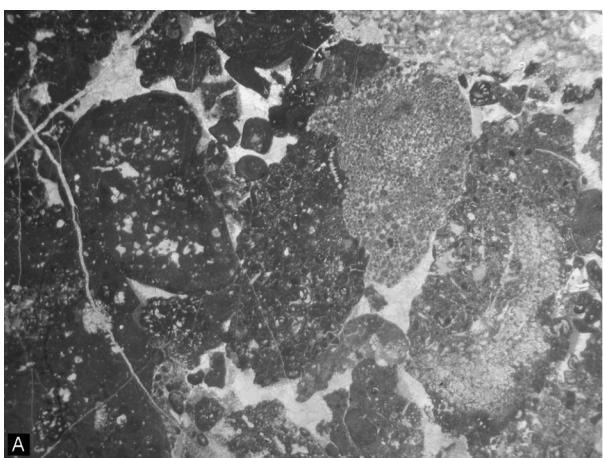


Abbildung 4.4.4.d: Profil der unterkretazischen Schichtfolge des südlichen Mitterberges.

Abbildung 4.4.4.e, Seite 265: Ausgewählte Mikrofazies aus der Reinfalzalm-Mitterberg Einheit. A: Monomikte Brekzienbank, die nur aus dolomitischen Lithoklasten besteht, OK-IS197. B: Unsortierte Karbonatbrekzie mit Kalk- und Dolomitlithoklasten in Wackestone-Matrix mit rekristallisierten Radiolarien und Sparitbruch, OK-IS198\_1C: Unsortierte Karbonatbrekzie mit Kalk- und Dolomitlithoklasten, OK-IS198\_2. D: Dolomitisierte und leicht rekristallisierte Lithoklasten in Wackestone-Matrix mit rekristallisierten Radiolarien und Schwammmadeln, OK-IS198\_1. E: Dolomikrosparitisch rekristallisierter Radiolarien-Wackestone mit Schwammmadeln, OK-IS198\_1. F: Leicht rekristallisierter Ooidkalk, Werfen Formation, OK-IS196\_2. G: Bio- und lithoklastischer, dicht gepackter Floatstone mit Extraktlasten wie z.B. Dolomikriten und feinkörnigen Siltsteinen, OK-IS200\_1. H: Bioklastischer Floatstone (Barmstein Kalk) mit größeren, mikrobiell inkrustierten, rekristallisierten Gerüstbildern, OK-IS179\_1. Bildbreite: A bis C, G bis H= 1,4 cm; D= 0,5 cm; E bis F= 0,25 cm.

Abbildung 4.4.4.f, Seite 266: Mikrofazies der Barmstein Kalke und deren Überlagerung vom Neuberg bis zur Reinfalzalm. A: Lithoklastische Kalkbrekzie (Barmstein Kalk) mit zementgefüllten Kornzwischenräumen und rekristallisierten Gerüstbildnern, OK-IS179\_3. B: Mikritumkrustete Foraminiferen und Dasycladaceenreste wie *Rajkaella bartheli* (DRAGASTAN & BUCUR 1988), OK-IS179\_2. C: *Protopeneroplis striata* (WEYNSCHENK 1950), OK-IS78. D: Mergeliger, siliziklastischer Packstone mit Quarz, Crinoiden, Mikritklasten, Sparitbruch und oxidierten Pflanzenresten, OK-IS50. E: Kieseliger Packstone mit Schwammnadeln, Mikritklasten, Sparitbruch, Schalenresten, rekristallisierten Radiolarien und Crinoiden, OK-IS914. F: Crinoidenreiche Brekzie mit verschiedenen Wacke- und Packstone-Lithoklasten, Karstfragmenten, mikrokristallinen Kieselsedimentgesteinen, Brachiopodenschalen und anderen Schalenresten, OK-IS111\_1. G: Brekzie mit Crinoiden, Wackestone-Lithoklasten, Siltsteinen und Mergelbruchstücken, OK-IS111\_2. H: Lithoklasten in den crinoidenreichen Brekzienbänken: Wackestone mit Sparitbruch und Calpionellen, Mikritklasten-Packstone mit Crinoiden, mikrokristallinen Kieselsedimentgesteinen und siliziklastisch beeinflussten Mikriten, OK-IS111\_2. Bildbreite: A, F bis G= 1,4 cm; D bis E, H= 0,5 cm; B bis C= 0,25 cm.





## Kalkgrube, Eck

Eine vergleichbare Schichtfolge wie im Bereich Neuberg-Mitterberg-Sulzbach-Reinfalzalm, ist in der Nähe der Ortsteile Kalkgrube, Obereck und Eck aufgeschlossen. Westlich der Häuser, bilden die Basis der Abfolge dickbankige Barmstein Kalke (Kalkbrekzien), mit teilweise sehr groben, resedimentierten, riffoiden Organismen wie z.B. Kalkschwämmen. Diese Barmstein Kalke werden zum Hangenden feinkörniger und erscheinen immer öfter 10 cm bis 20 cm gebankt (Packstones). Braune Mikrite treten nicht auf. Südlich der Häuser folgen darüber helle, weiße, gebankte Packstones mit Flachwasser Resedimenten.

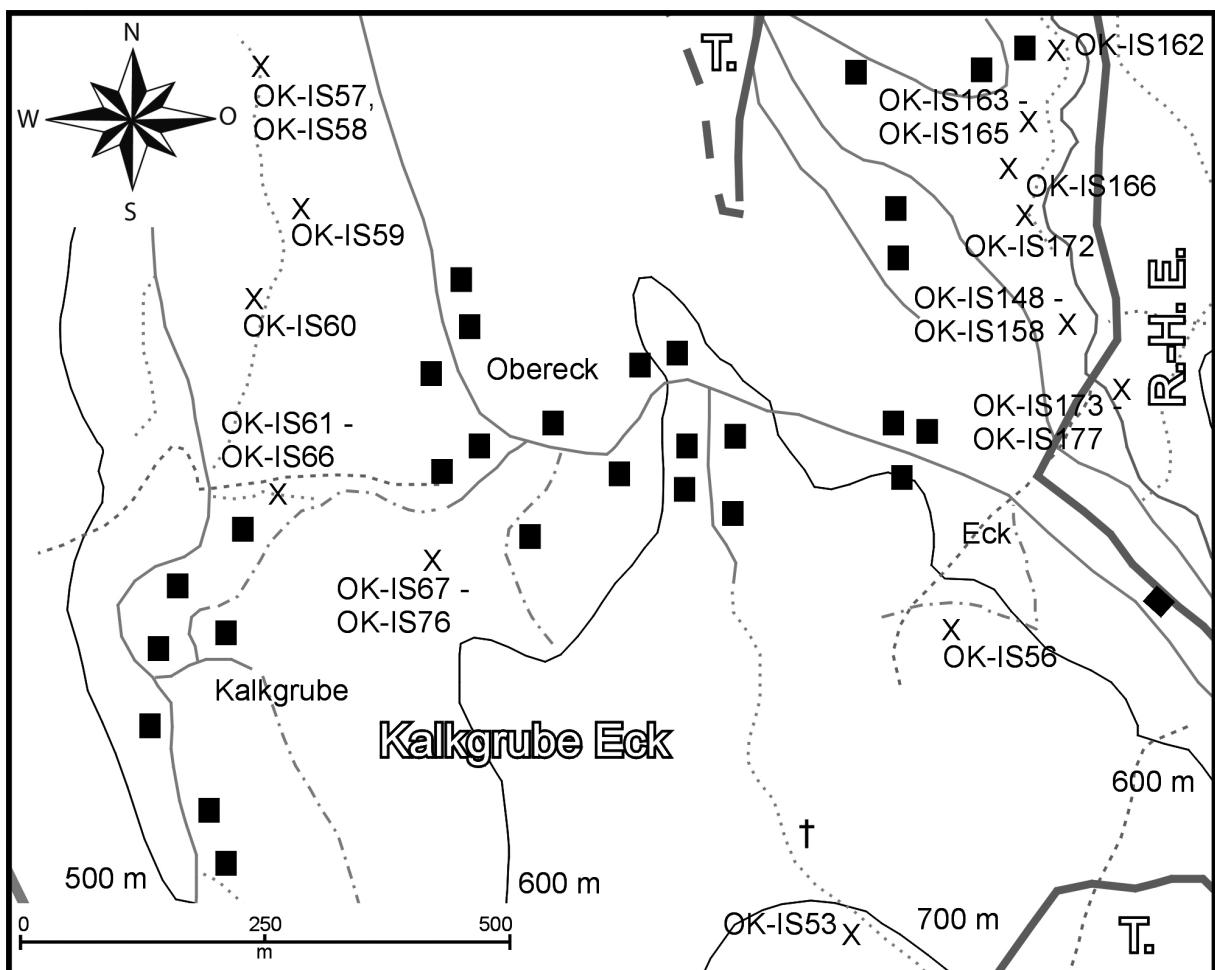


Abbildung 4.4.4.g: Geographische Übersicht und Probenlokationen um die Ortsteile Kalkgrube, Obereck und Eck. R.-H. E.: Reiterndorf-Hubkogel Einheit, T: Trias Dolomite.

Im Graben nördlich des Ortsteiles Kalkgrube ist die weitere sedimentäre Abfolge gut aufgeschlossen. Die Profilbasis bilden grün-graue, crinoidenreiche Wackestones mit Radiolarien und Calpionellen des Mittel-Berriasium. Eingeschaltet sind einige Bänke von gebankten, weißen, porzellanartig brechenden Flachwasserresedimenten (Barmstein Kalke). Diese werden erneut von grün-grauen, synsedimentär verfalteten Mikriten und schlussendlich von crinoidenreichen Rotkalken übelagert. Hangend finden sich in einem tiefgründig verwitterten Bodensubstrat einige Lesesteine von braunen Kieselmergeln.

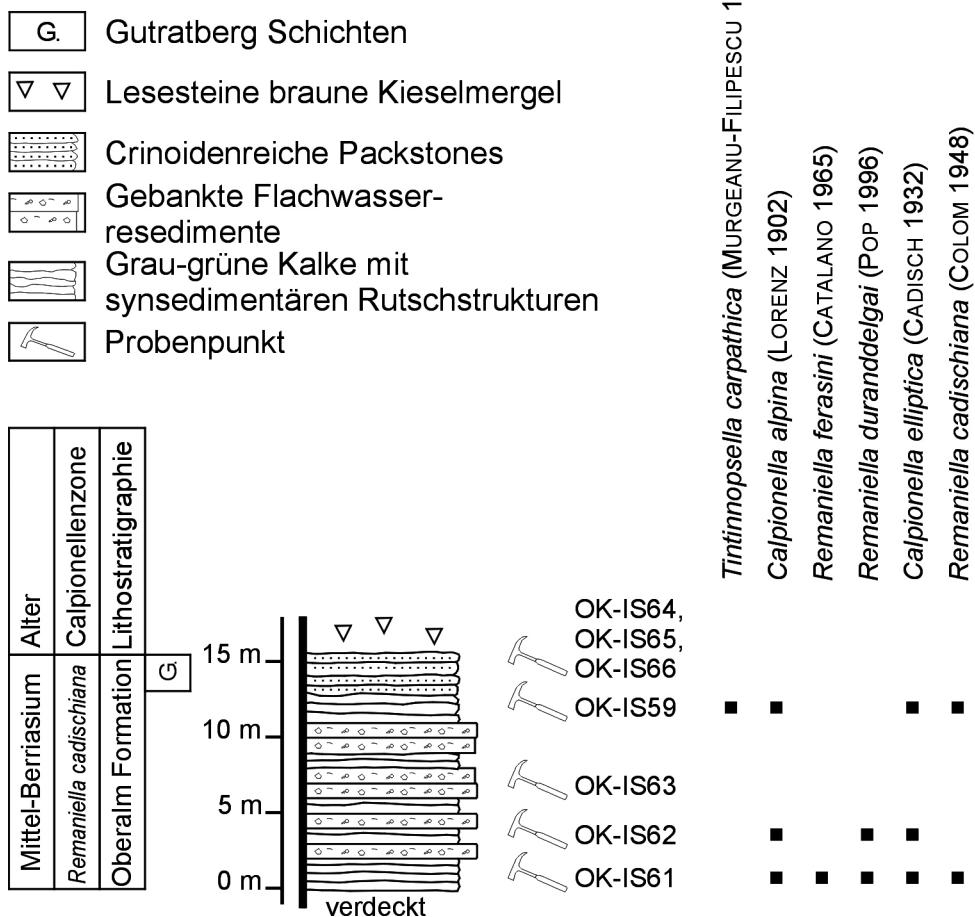


Abbildung 4.4.4.h: Zusammengesetztes Profil der unterkretazischen Gesteine der Schichtfolge Nähe Kalkgrube.

Etwas östlich, unter einer kleinen Kuppe befindet sich über den Kieselmergel Lesesteinen ein isolierter Aufschluss, der an der Basis aus groben Barmstein Kalken besteht, in welchen zum Hangenden hin vermehrt braune Siltsteine als Komponenten auftreten. Zusätzlich kommt es zu einer Vermischung der resedimentierten Flachwasser Lithoklasten mit quarzreicher, brauner, grobsiltiger Matrix. Schlussendlich verändern sich die Gesteine hin zu quarzreichen Packstones mit brauner, mergeliger Matrix und Flachwasser Lithoklasten, wobei die groben karbonatischen Lithoklasten zum Hangenden hin immer seltener werden. Im Wald westlich des Ortsteiles Eck (Abb. 4.4.4.g) sind erneut grobe Kalkbrekzien, bräunliche Packstones mit resedimentiertem Flachwassermaterial und grau-grüne Mikrite aufgeschlossen. Der Übergang der Karbonate hin zu den Kieselmergeln ist nur durch Lesesteine zu dokumentieren. Im weiteren Verlauf des Profiles liegen, entlang des Hohlweges von Eck in Richtung Predigkogel, 1 cm bis 2 cm plattige, braune, siltige Mergel vor. In diese sind 10 cm bis 20 cm gebankte, kieselige, braune Crinoidenturbidite und grobe Kalkbrekzien eingeschaltet. Erst auf der Höhe des Bildstockes werden die grauen, siltigen, pflanzenführenden Mergel von gröberen, quarzreichen Packstones (mit Crinoiden, Radiolarien, Schwammnadeln, Sparitbruch, Mikritklasten, detritären Körnern) überlagert. Diese 10 cm bis 20 cm mächtigen, turbiditischen Pakete nehmen zum Hangenden hin zu und verdrängen die Mergel vollständig. Das Profil endet innerhalb der siliziklastischen Packstones am Ende des Hohlweges an einer Störung.

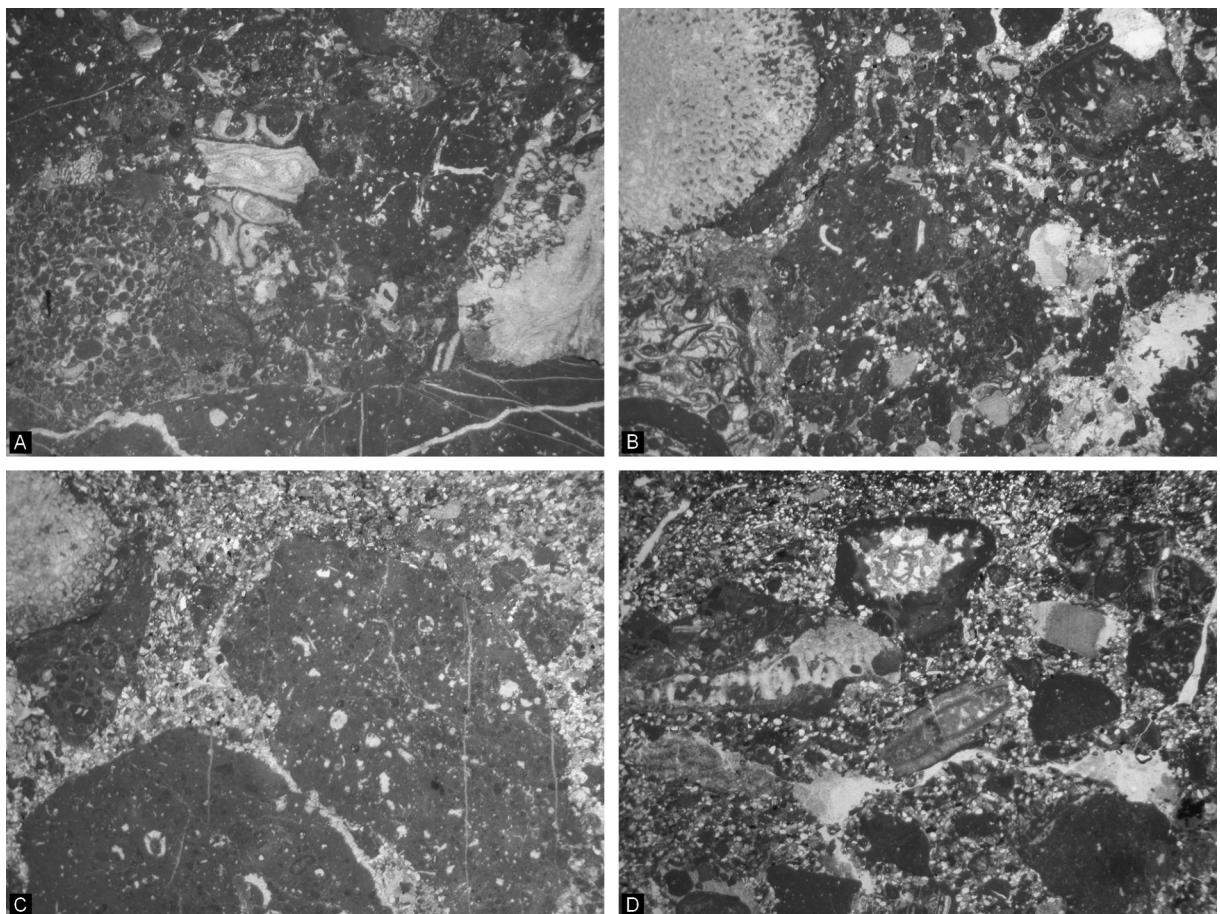


Abbildung 4.4.4.i: Mikrofazies der Barmstein Kalke und deren arenitische Überlagerung nordöstlich von Kalkgrube. A: Lithoklastische Kalkbrekzie mit ausgewaschenen Pellets-Packstones, Foraminifer-Dasyycladaceen-Wackestones, Mikritklasten, mikrobiell inkrustierenden Gerüstbildnern, Tubiphytes und Crinoiden, OK-IS67\_2. B: Kalkbrekzie mit verschiedenen Wacke- und Packstones, Schwämmen, Crinoiden und Tubiphytes. Die sandige Matrix enthält bereits subangularen Quarz, OK-IS75\_3. C: Dasyycladaceenreiche Wackestone- und Plattformrandfazies-Lithoklasten in einer sandigen, quarzreichen Matrix mit Crinoiden, Sparitbruch, Mikritklasten, Radiolarien, Schwammnadeln und detritären Körnern, OK-IS72\_1. D: Verschiedene Litho- und Bioklasten in sandiger, siliciclastischer Matrix, OK-IS76\_4. Bildbreite: A bis D= 1,4 cm.

Die Mergel und die kieseligen, turbiditischen Grobsiltsteine sind auch ober dem Hochbehälter östlich Eck (Abb. 4.4.4.g) aufgeschlossen. Hier liegen, die mikrofaziell identen, braunen turbiditischen Bänke direkt über beigen Packstones mit Flachwassermaterial, braunen, hornsteinführenden Mikriten und grauen bis braunen, etwas kieseligen Kalken.

### Reiterndorf Graben

Ein Vergleichprofil der obertithonien bis mittelberriasischen Entwicklung ist entlang des südöstlich von Reiterndorf befindlichen Grabens (Perneckbach) aufgeschlossen. Große Barmstein Kalke (Kalkbrekzien) und deren Überlagerung, weiße, gebankte, porzelanartig brechende Flachwasser Resedimente (Packstones bs Floatstones), werden von grün-grauen Radiolarien-Calpionellen-Wackestones des Mittel-Berriasium überlagert.

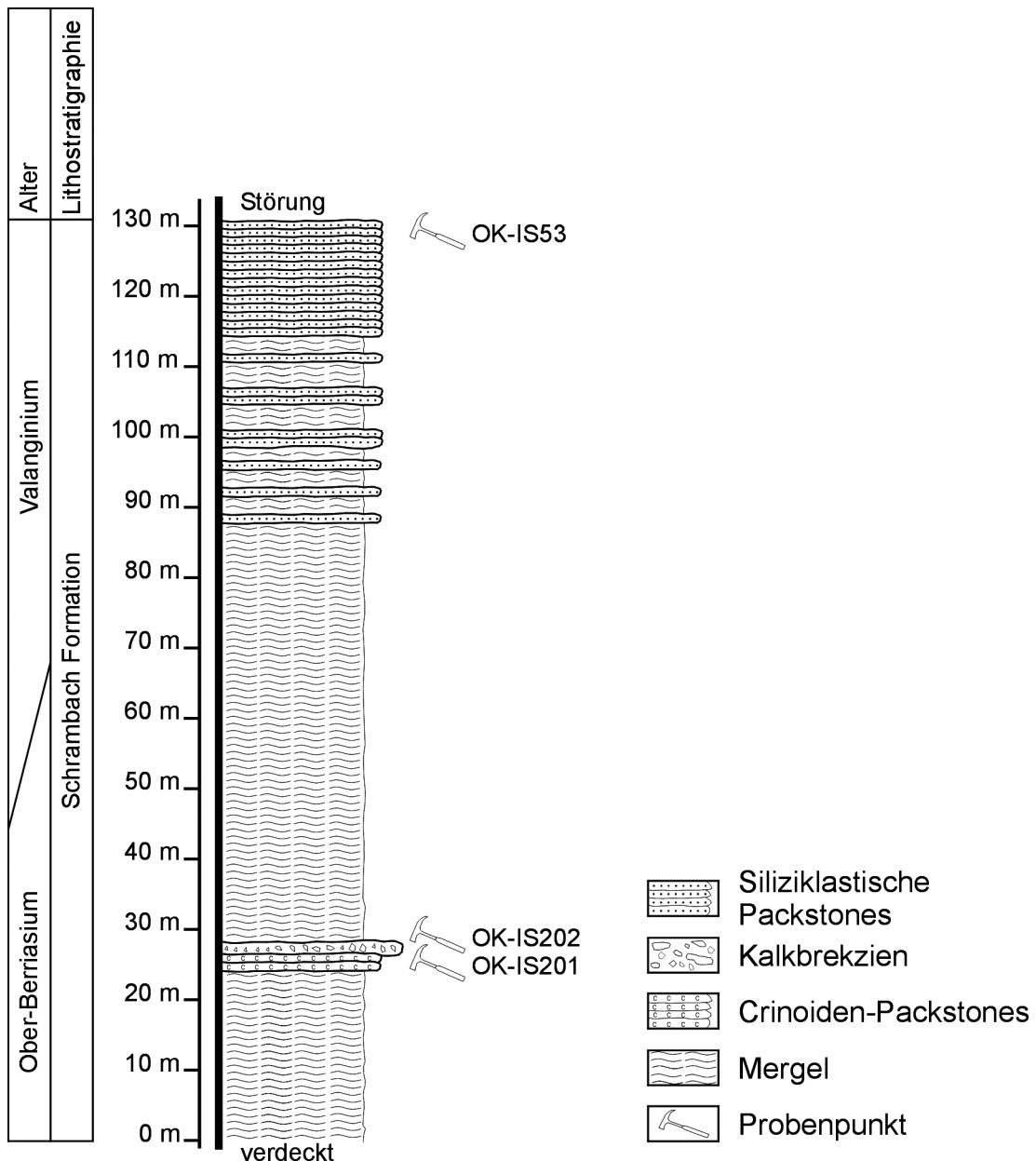
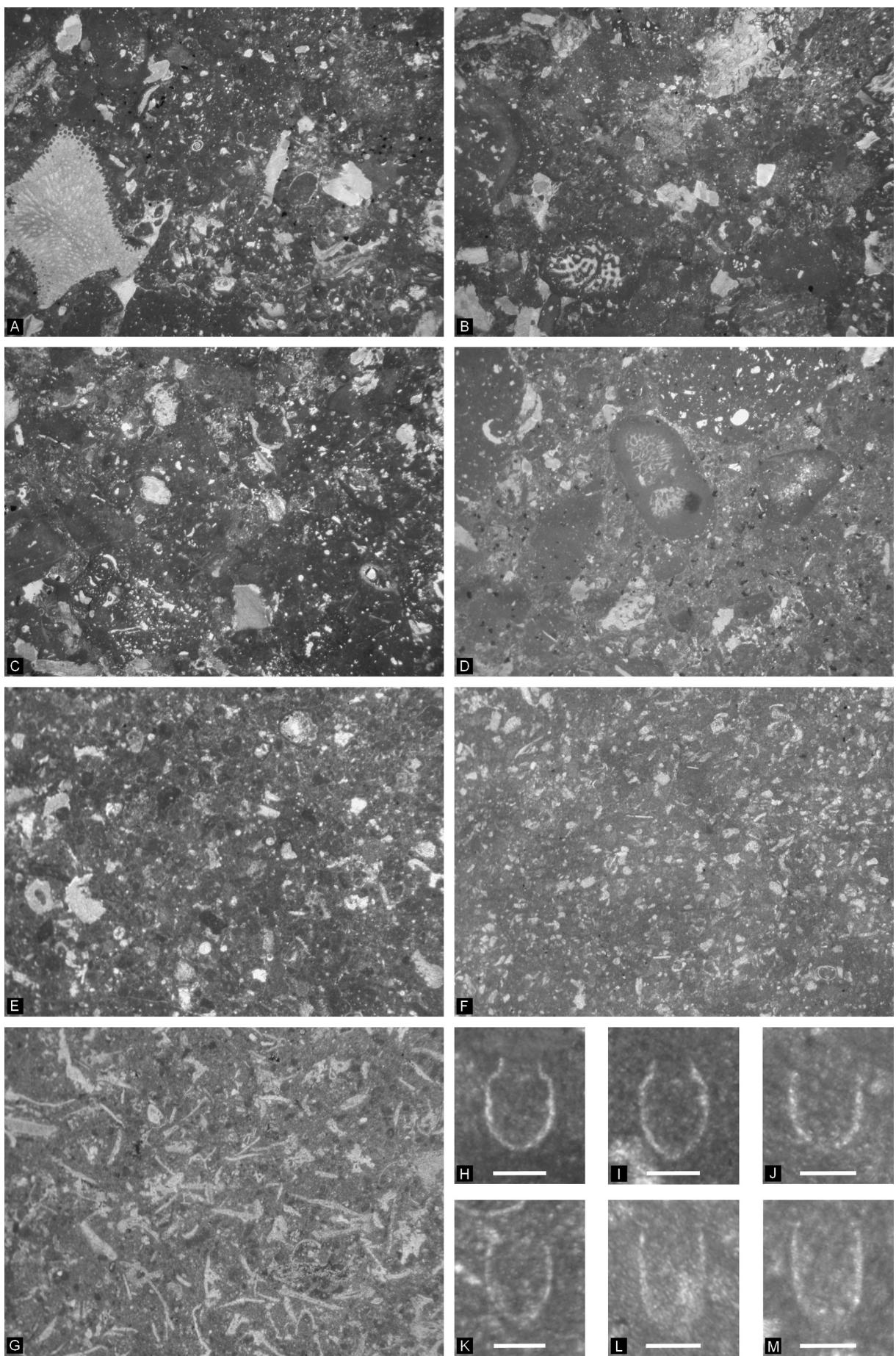


Abbildung 4.4.4.j: Profil der unterkretazischen Mergel entlang des Hohlweges. Diese bilden die Überlagerung des Profiles der Abbildung 4.4.4.h.

Abbildung 4.4.4.k, Seite 271: Mikrofazies der Kalkgrube Eck Schichtfolge. A: Bioklastischer Floatstone des oberen Hanges mit Crinoiden, Tubiphytes, Bryozoen und Mikritklasten, OK-IS165\_4. B: Bioklastischer Floatstone des oberen Hanges mit mikrobiell inkrustierten Schwämmen, Tubiphytes, Crinoiden, rekristallisierten, umkrusteten Gerüstbildnern und Lithoklasten wie Mikriten und Packstones der Hangfazies, OK-IS165\_1. C: Poröser, bioklastischer Floatstone mit Crinoiden, lituoliden Foraminiferen, Tubiphytes, Krebsresten und Lithoklasten der Hangfazies, OK-IS162\_1. D: Poröser Floatstone mit Crinoiden, mikrobiell umkrusteten Rivulariaceen, inkrustierenden Organismen, lagunären Lithoklasten sowie Mikritklasten, OK-IS63. E: Packstone der Hangfazies mit Crinoiden, Tubiphytes, Sparitbruch und Mikritklasten, OK-IS163. F: Locker gepackter Packstone mit Crinoiden, Schwammmadeln, Schalenresten und Calcionellen, OK-IS61. G: Grober, crinoidenreicher Packstone mit Schalenresten, OK-IS66. H, I: *Calpionella elliptica* (CADISCH 1932), OK-IS59. J: *Remaniella ferasinii* (CATALANO 1965), OK-IS61. K: *Remaniella duranddelgai* (POP 1996). L, M: *Remaniella cadischiana* (COLOM 1948), OK-IS172. Bildbreite: A bis E = 1,4 cm; F bis G = 0,5 cm. Maßstabsbalken: H bis M= 50 µm.



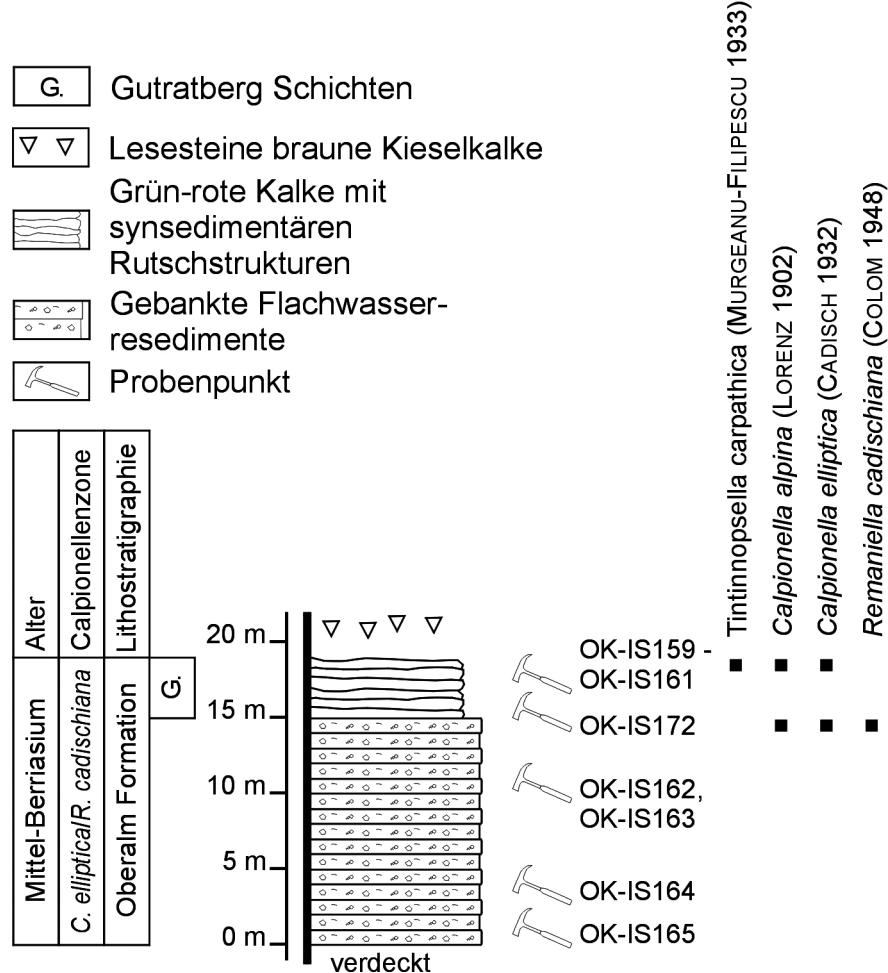


Abbildung 4.4.4.l: Profil der Mittel-Berriasium Kalke aus dem Graben südöstlich von Reiterndorf.

#### 4.4.5. Strukturelle Resultate Bad Ischl

##### Gschwandtalm

Der gemessene Harnisch mitsamt seinem Linear zeigt eine flache Überschiebung nach Osten an. Das bedeutet für diese tektonische Phase eine Kompression aus Ost.

##### Mitterberg Nord

Die Faltenachsen entlang der Forststraße nördlich des Mitterberges fallen generell flach ein. Ihre Einfallsrichtung variiert von Nordost, Südsüdwest und West gerichtetem Abtauchen. Die Schieferungsflächen fallen steil nach Nordwest bzw. nach Südost ein. Sie können einer von Südost und von Nordwest gerichteten Kompression zugeordnet werden.

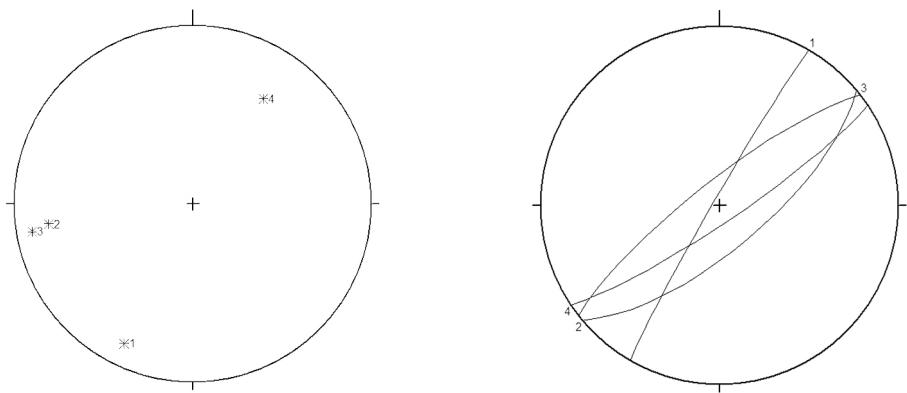


Abbildung 4.4.5.a: Faltenachsen (links) und Schieferungsflächen (rechts).

### Radgraben

Die Faltenachsen im Radgraben fallen generell mittelsteil nach Südwesten ein. Ein Wert zeigt ein Einfallen nach Nordosten. Die Schieferungsflächen fallen steil bis mittelsteil nach Süd ein, 2 Werte zeigen mittelsteiles Einfallen nach Südwest bzw. Südost. Steile Störungen streichen Südost-Nordwest. Zusätzlich treten flach Südost fallende und steile Ost West streichende Störungen auf. Die Harnischflächen und die dazugehörigen Lineare zeigen folgendes Bild:

- Mittelsteile, sinistrale Nord-Süd streichende Seitenbewegungen
- Flache Seitenbewegungen mit aufschiebendem Charakter nach Nordnordwest: Kompression aus Nord und Extension nach Ost
- Flache Nord-Süd bzw. steile Nordwest-Südost streichende Seitenbewegung mit aufschiebendem Charakter nach Südost: Kompression von Südost und Nord mit Überschiebungscharakter (Steil nach oben gerichtete Extension nach West, Nordwest und Nord)
- Steile Seitenbewegungen mit aufschiebendem Charakter nach Nordost und flache Aufschiebungen nach Nordost: Kompression von Südwest und Extension nach Nordost (Zusätzlich steil nach oben gerichtete Extension mit Überschiebungscharakter nach Nordwest und Nord)
- Steile Seitenbewegungen mit aufschiebendem Charakter nach Südost: Kompression von Nord und Extension nach Süd bzw. Südwest
- Flache Abschiebungen nach Südwest: Extension nach Südwest
- Steile Seitenbewegungen mit aufschiebendem Charakter nach Nordwest bzw. mittelsteile Aufschiebungen nach West: Kompression von Südwest bzw. West und Extension nach Nord
- Steile Nordwest-Südost streichende, dextrale Seitenbewegungen
- Steile Abschiebungen nach Nord: Extension nach Nord

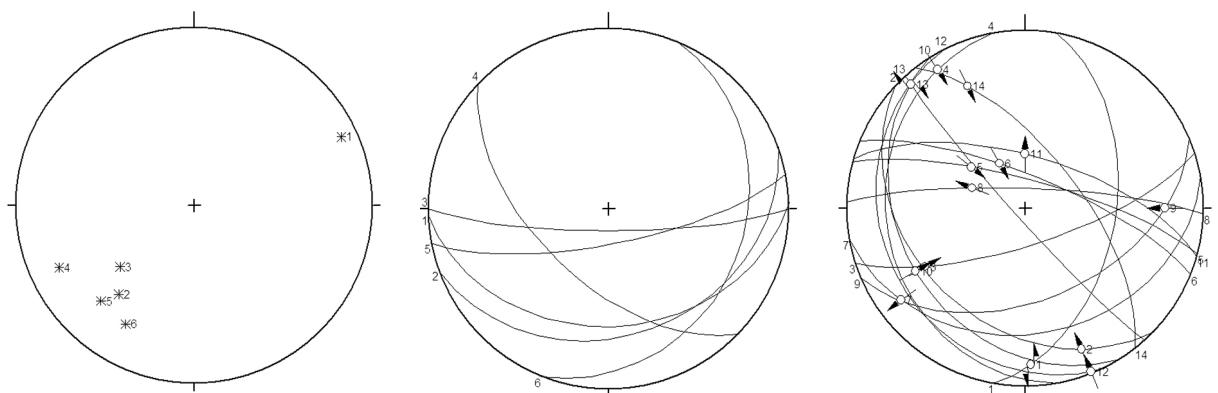


Abbildung 4.4.5.b: Faltenachsen (links), Schieferungsflächen (Mitte) und Harnischflächen (rechts).

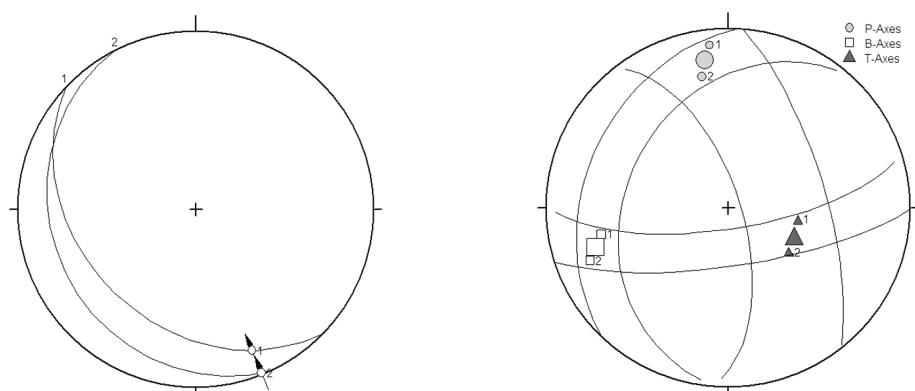


Abbildung 4.4.5.c: Flache Seitenbewegungen mit aufschiebendem Charakter nach Nordnordwest (Harnische links und berechnetes Stressfeld rechts).

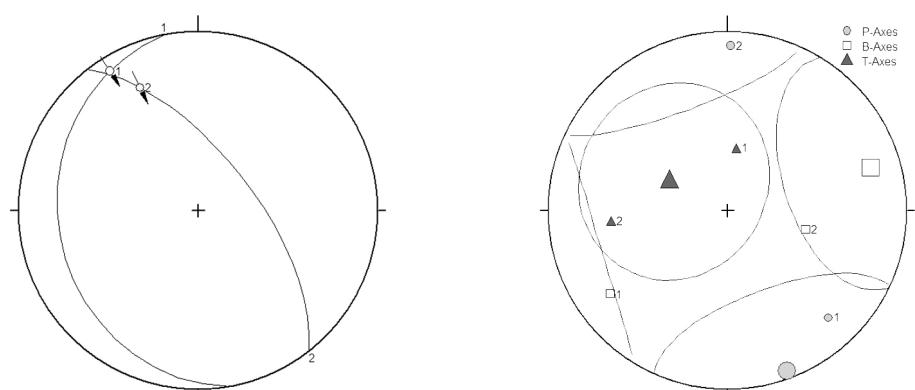


Abbildung 4.4.5.d: Flache Nord-Süd bzw. steile Nordwest-Südost streichende Seitenbewegungen mit aufschiebendem Charakter nach Südost (Harnische links und berechnetes Stressfeld rechts).

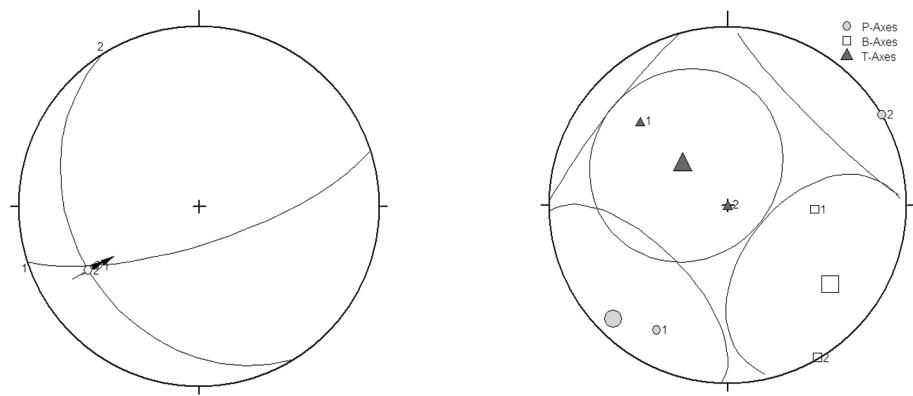


Abbildung 4.4.5.e: Steile Seitenbewegungen mit aufschiebendem Charakter nach Nordost und flache Aufschiebungen nach Nordost (Harnische links und berechnetes Stressfeld rechts).

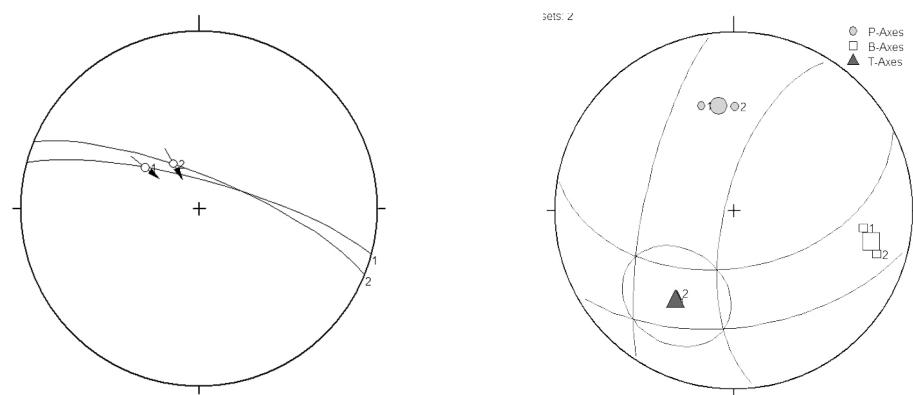


Abbildung 4.4.5.f: Steile Seitenbewegungen mit aufschiebendem Charakter nach Südost (Harnische links und berechnetes Stressfeld rechts).

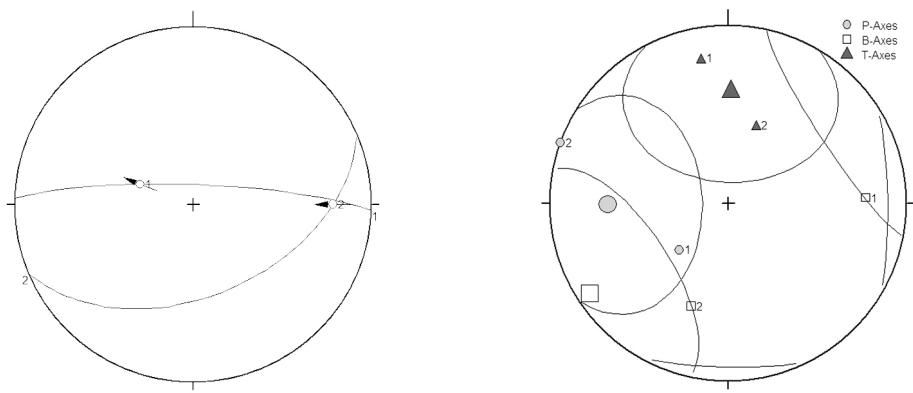


Abbildung 4.4.5.g: Steile Seitenbewegungen mit abschiebendem Charakter nach Nordwest bzw. mitsteile Aufschiebungen nach West (Harnische links und berechnetes Stressfeld rechts).

## Salzberg

Die steilen Störungen streichen Ostsüdost-Westnordwest und Nordost-Südwest. Die Harnischflächen und die dazugehörigen Lineare zeigen folgendes Bild:

- Steilstehende Südost-Nordwest streichende Seitenbewegungen mit aufschiebendem Charakter nach Südost

- Steile, Nordost-Südwest streichende, dextrale Seitenbewegungen und steile, Nordost-Südwest streichende Seitenbewegungen mit aufschiebendem Charakter nach Süd: Kompression von West bis Nordwest und Extension nach Nord, Nordost und Südwest
- Steile Nordost-Südwest streichende, dextrale Seitenbewegungen und steile Nordost Südwest streichende Seitenbewegungen mit abschiebendem Charakter nach Süd: Kompression aus Nord bzw. Nordost und Extension nach Südost
- Mittelsteile Abschiebungen nach Westnordwest: Extension nach Westnordwest
- Steilstehende, Nordost-Südwest streichende, sinistrale Seitenbewegungen

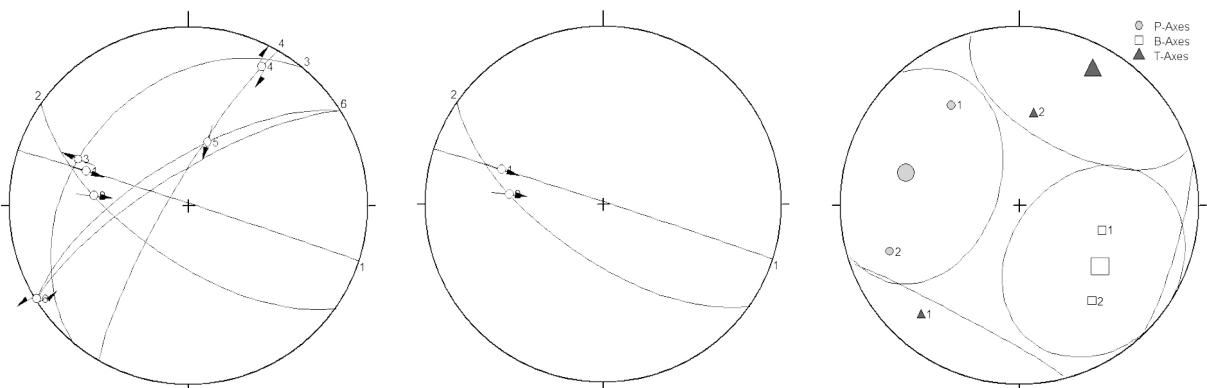


Abbildung 4.4.5.h: Harnischflächen (links), steile Nordwest-Südost streichende Seitenbewegung und steile Nordwest-Südost streichende Seitenbewegung mit aufschiebendem Charakter nach Südost (Harnischflächen Mitte und berechnetes Stressfeld rechts).

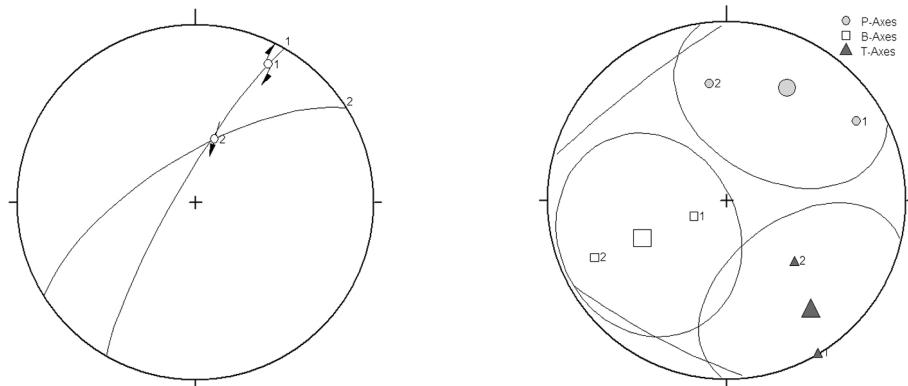


Abbildung 4.4.5.i: Steile Nordost-Südwest streichende, dextrale Seitenbewegung und steile Nordost-Südwest streichende Seitenbewegung mit abschiebendem Charakter nach Süd (Harnische links und berechnetes Stressfeld rechts).

## Hubkogel

Die Harnischflächen und die dazugehörigen Lineare zeigen folgendes Bild:

- Mittelsteile Aufschiebungen nach Nordnordost
- Steile Nordost-Südwest streichende Seitenbewegungen mit dextralem und sinistralen Charakter

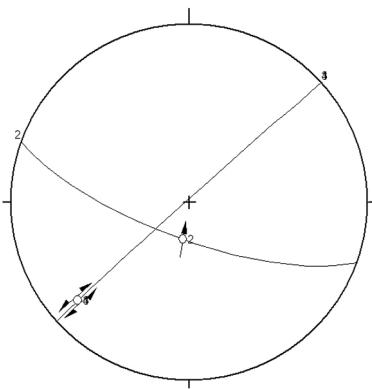


Abbildung 4.4.5.j: Harnischflächen vom Steinbruch am Hubkogel.

## Eck

Die gemessene Schieferungsfläche fällt steil nach Nordnordost ein, wofür Nordost-Südwest Kompression verantwortlich gemacht werden kann. Störungen fallen steil nach Südost ein.

## Reiterndorf

Südwestlich von Reiterndorf, entlang der Straße nach Perneck, fallen die Schieferungsflächen steil nach Ost ein. Der gemessene Harnisch mitsamt seinem Linear zeigt eine mittelsteil nach Osten einfallende, dextrale Seitenbewegung.

## 4.4.6. Biostratigraphische, fazielle und lithologische Diskussion

### Schichtfolge Gschwandtalm-Perneck Einheit

Die Basis der in Bad Ischl aufgeschlossenen obertrithonien bis unterkretazischen Schichtfolge ist weiter östlich, vom Brunnkogel über den Fludergraben, das Höhersteinplateau bis zur Gschwandtalm anzutreffen. Dieser Teil der Abfolge wurde von GAWLICK et al. (2007a, 2010) bereits im Detail untersucht. Über dem norischen Dachsteinkalk, der Kössen Formation und dem rhätischen Dachsteinkalk folgen der Unter- und Mittel-Jura mit Crinoidenkalken und kondensierten Rotkalken (Adent und Klaus Formationen). Über einer Schichtlücke beginnt ab dem Callovium die Tauglboden Formation (inklusive Fludergraben Subformation) in einer sehr proximalen Ausbildung und einer Mächtigkeit von annähernd 700 m (Callovium bis Unter-Tithonium). An der Westseite des Höhersteinplateaus kann die Überlagerung dieser hangenden, untertrithonien grauen, kieseligen Kalke studiert werden (GAWLICK et al. 2007a). Innerhalb der basalen Oberalm Formation des Ober-Tithonium liegen 10er Meter mächtige Brekzien, die ausschließlich aus Dachsteinkalk und Kalken der Plassen Formation (bevorzugt externe Faziesbereiche) bestehen (GAWLICK et al. 2007a). Ob die Plassen Formation sedimentär über den Dachsteinkalken abgelagert wurde und dann an Escarpments mobilisiert und in die Oberalm Formation umgelagert wurde, ist nur eine der möglichen Interpretationen (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2009). Diese grobblockige, komponentengestützte Brekzie wird, von der etwa 400 m mächtigen Oberalm Formation + Barmstein Kalken überlagert. In etwa 250 m über der basalen Brekzienlage, tritt eine weitere,

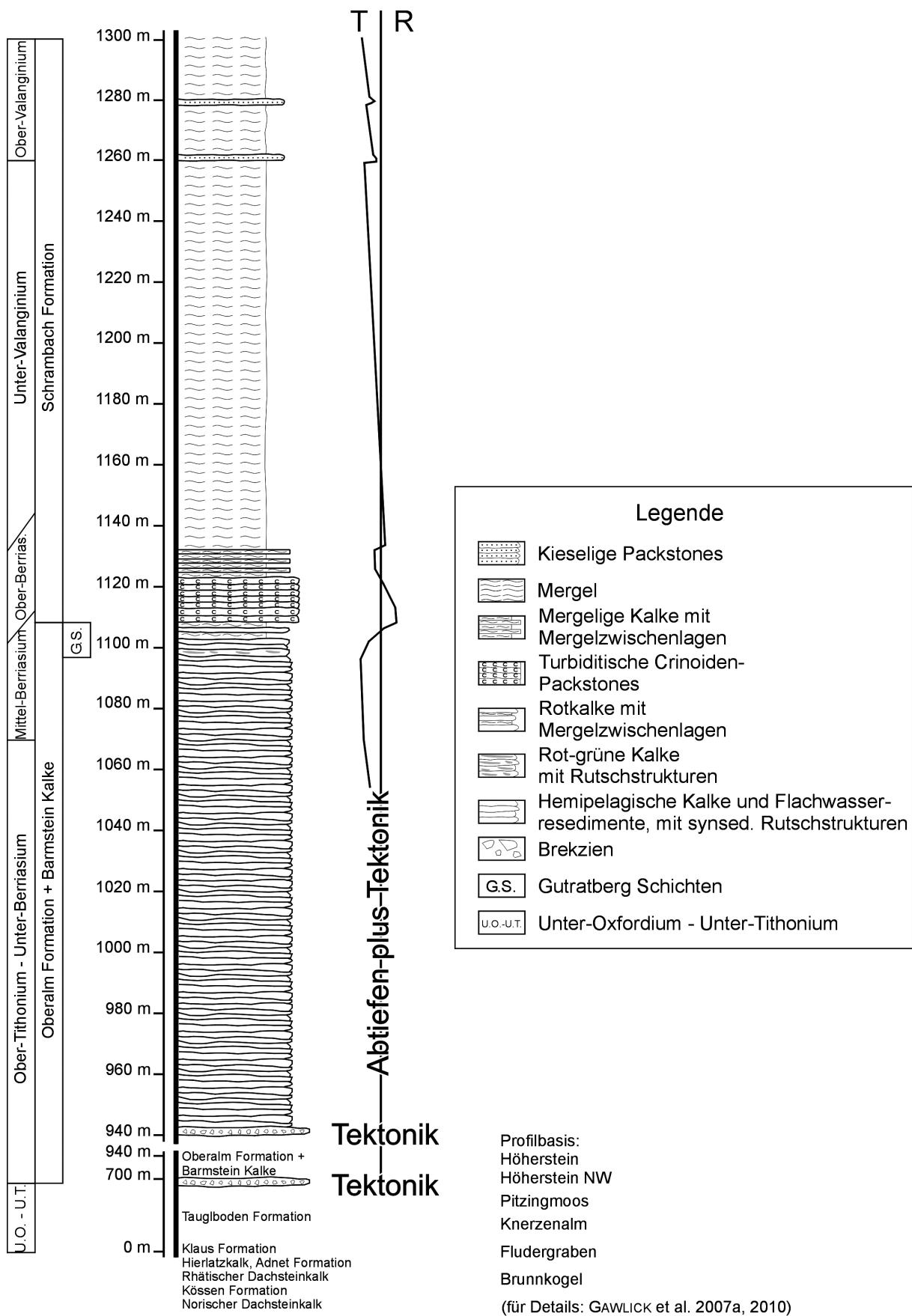


Abbildung 4.4.6.a: Übersicht über das zusammengesetzte Profil der Gschwandtalm-Perneck Einheit, liegender Teil, und dessen sequenzstratigraphische Interpretation. T: Transgression, R: Regression.

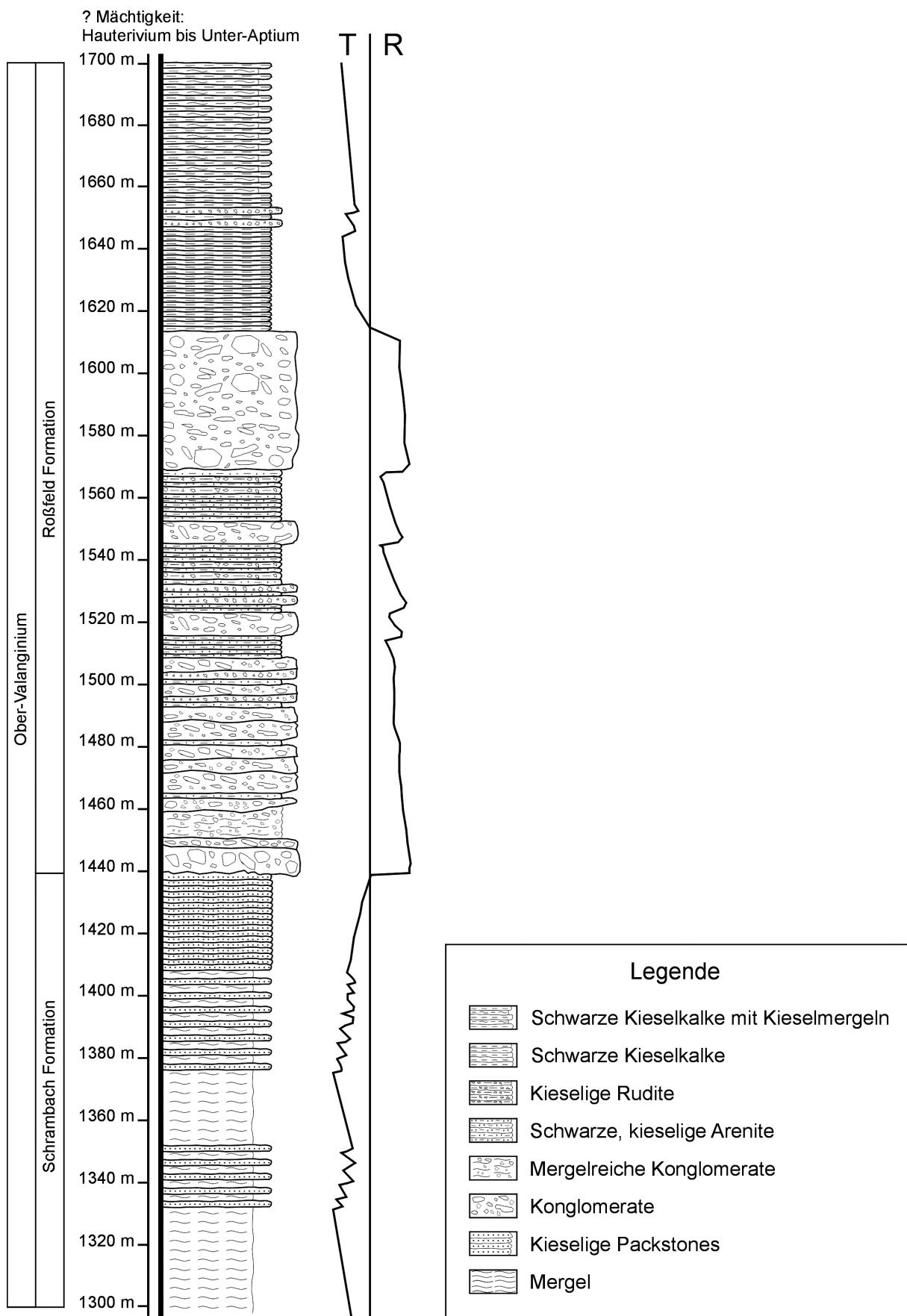


Abbildung 4.4.6.b: Übersicht über das zusammengesetzte Profil der Gschwandtalm-Perneck Einheit, hangender Teil, und dessen sequenzstratigraphische Interpretation. T: Transgression, R: Regression.

etwa 20 m mächtige matrix- bis komponentengestützte Brekzienbank innerhalb der Oberalm Formation auf. Die Komponentengröße der subangularen Litoklasten bewegt sich zwischen der arenitischen und der Geröll-Fraktion. Die Matrix ist überwiegend braun und mergelig, teilweise auch grau und mikritisch. An Bioklasten treten kalzitische Foraminiferen, Radiolarien, Schalen, Schwammnadeln, Mikritklasten, Sparitbruch und Crinioden auf. Zum Hangenden kommen vermehrt Crinoiden und kalzitische Foraminiferen vor. Calpionellen fehlen völlig in der Matrix. Das ist vermutlich auf die herrschenden palökologischen Verhältnisse zurückzuführen. An Lithoklasten treten folgende Komponenten auf.

- Rhätischer, lagunärer Dachsteinkalk, teilweise mit Spalten (gefüllt mit grauem Mikrit und Sparitbruch)
- Verkieselte, graue Wackestones mit Schwammnadeln, rekristallisierten Radiolarien
- Verkieselte Radiolarien-Filamentkalke
- Filamentkalke mit Schwammnadeln, Radiolarien
- Mergelige Wackestones mit Mikrosparit, graue Mikrite, höherenergetische, dünne Schüttungen mit Crinoiden, Radiolarien, Sparitbruch
- Hornstein

Die spärliche, graue, kalkige Matrix der Brekzien zeigt an, dass es während der Brekzienbildungsphase nur zu einer vorübergehenden Reduktion der Karbonatproduktion kam, da unter und über den Brekzien durchaus mergel- und tonarme Kalke der Oberalm Formation anstehen. Der braune, mergelige Anteil entstammt möglicherweise der Erosion älterer, feinkörniger Siliziklastika, wie sie z.B. in den unterschiedlichen karbonatklastisch radiolaritischen Wildflyschbecken (GAWLICK & FRISCH 2003) oder in den akkretionierten Mélangen (GAWLICK et al. 2008) vorkommen. Aus diesen Beckenbereichen könnten auch die verkieselten Filamentkalke stammen. Der überwiegende Anteil der Lithoklasten (mergelige Wackestones) stammt aber, wie die Bioklasten, aus einem, dem Ablagerungsraum nähergelegenen Liefergebiet eines distalen Hangbereiches. Die resedimentierten Crinoiden zeigen das Vorhandensein von zeitgleichen Hartgründen an. Der rhätische, lagunäre Dachsteinkalk könnte an tektonischen Escarpments mobilisiert worden sein (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2009) oder der bereits einmal umgelagerte rhätische Dachsteinkalk erfuhr einer weiteren Umlagerung aus einem der älteren, radiolaritischen Becken wie z.B. dem Sillenkopf oder dem Taugl Boden Becken. Die weitere Entwicklung der Gschwandtalm-Perneck Einheit geht konform mit dem Ertrinken der Plassen Karbonat Plattform. Die Gutratberg Schichten, die auch im Steinbruch Gutratberg das schrittweise Ertrinken anzeigen, sind hier in diesem Profil generell etwas mächtiger, aber auch kieseliger entwickelt. Die am Gutratberg vorhandene Portlandzementbank (mergeliger Calpionellen-Wackestone) ist in den Profilen an der Gschwandtalm und am nördlichen Mitterberg faziell anders ausgeprägt und liegt hier in mehreren dünnen Bänken innerhalb der rot-grünen, radiolarienführenden Kalke-Mergel Abfolge (Abb. 4.4.2.c) des Mittel-Berriasium. Die aus dem Ober-Berriasium des Steinbruches Gutratberg bekannten kieseligen Kalkturbidite treten auch hier mit demselben mikrofaziellen Inhalt und in derselben biostratigraphisch definierten Position auf. Die Gesteine sind allerdings etwas mächtiger ausgebildet. Sie beinhalten neben den umgelagerten älteren Lithoklasten aus der Plassen Karbonat Plattform und deren zeitgleichen Beckensedimenten (Oberalm Formation) auch Bioklasten wie Korallen und Schwämme einer oberberriasischen Flachwasserkarbonat Entwicklung. Zusätzlich zeigen die verkieselten Tiefseetone ein erodieren

der Ophiolithsequenz im Hinterland an. Die Schrambach Formation im Radgraben konnte erstmals mit Hilfe von Ammoniten als Ober-Valanginium datiert werden. Die früher bekannt gemachten Ammoniten (siehe Kapitel 4.4.1.) konnten keinem genauen Fundort und keiner genauen Position innerhalb der Profile zugeordnet werden. Die in den Mergeln eingelagerten Kalkbänke sind vom Alter her mit jenen des Steinbruches Gutratberg vergleichbar, durch die mehr beckeninterne Position der Gschwandtalm-Perneck Schichtfolge treten sie aber nicht als Mikritklasten-Sparitbruch-Packstones auf, sondern beinhalten neben einem höheren Anteil an mergeliger Matrix wesentlich mehr hemipelagische Organismen wie Radiolarien und Schwammnadeln. Die Umlagerungsprozesse dieser Kalkbänke können nicht nur in Progradationen des obervalanginischen, karbonatischen Flachwasserareals gesehen werden, sondern es müssen vermehrt episodische, höherenergetische Schüttungsergebnisse (Turbidite) innerhalb des gemischt karbonatisch siliziklastischen Schelfes in Betracht gezogen werden (vgl. LUKENEDER 2005). Die Konglomerate der Roßfeld Formation liegen unvermittelt mit erosivem Basalkontakt über der Schrambach Formation. Es kann von keiner stetigen Korngrößenanzunahme von der Schrambach in die Roßfeld Formation gesprochen werden, sondern der Wechsel folgt abrupt. Die Grobklastika können als kohäsive bis plastische Schuttströme bzw. kohäsionslose Schuttströme definiert werden. Altersmäßig sind sie durch Ammonitendatierungen im Liegenden (Profil Radgraben) und im Hangenden (Kolowratshöhe: LUKENEDER 2005) dem Ober-Valanginium zuzuordnen. Diese Datierung geht mit jener von IMMEL (1987), der zwar die Mischfaunen der Lokalität Pernecker bzw. Ischler Salzberg untersuchte, generell konform. Die als Hauerium bis Ober-Hauerium eingestuften Ammoniten (IMMEL 1987) entstammen daher einer anderen Lokation. Die von LOBITZER et al. (2005) bekannt gemachte Mikrofauna und -flora kann nun aufgrund der Ammonitendaten geeicht werden. Die vorhandene makroskopische Untersuchung der Konglomeratkörpern geht auf die Bestimmungen von MEDWENITSCH (1949, 1958) zurück (Lauffener Erbstollen).

- Schwarze Haselgebirgsglanzschiefer
- Rote Werfener Schiefer
- Hallstätter Kalke
- Tressensteinkalk (= Barmstein Kalk: GAWLIK & SCHLAGINTWEIT 2009)
- Oberalm Formation
- Lias Crinoidenkalke
- Lias Mergel
- Radiolarite
- Melaphyre
- Quarze

Vom Lauffener Erbstollen beschrieben LOBITZER et al. (2005) folgende Komponenten.

- Werfen Formation
- Barmstein Kalk
- Oberalm Formation
- Obere Roßfeld Formation

LOBITZER et al. (2005) konnten aber jedoch auch feststellen, dass in den untersuchten Konglomeraten im Lauffener Erbstollen folgende Komponenten nicht auftreten.

- Hallstätter Kalke

- Lias Crinoidenkalke
- Melaphyre
- Quarze

Die mikrofazielle Komponentenanalyse lieferte folgende, abweichende Resultate.

Karbonate:

- Trias: Obere Werfen bis basale Gutenstein Formation
- Filamentkalke
- „Oberalmer Basiskonglomerat“ (Unter-Tithonium/Ober-Tithonium)
- Plassen Karbonat Plattform (Ober-Jura bis Unter-Kreide) inklusive Oberalm Formation und Barmstein Kalken

Gemischt karbonatisch siliziklastische Gesteine:

- Schrambach Formation
- Verschiedene unterkretazische Schelfsedimente

Magmatite:

- Ophiolithsequenz: Vulkanite
- Vulkanisches Glas

Siliziklastika:

- Siltsteine
- Quarz, detritäre Körner, pedogene Bildungen

Die Zusammensetzung der Komponenten ist generell mit jenen aus dem Steinbruch Gutratberg und dem oberen Schrambachgraben ident. Der auftretende Dachsteinkalk ist an das „Oberalmer Basiskonglomerat“ gebunden und somit nach einer ersten Umlagerung im Ober-Jura, erneut im Ober-Valanginium als Komponente in die Konglomerate resedimentiert worden. Auffallend ist, wie auch im oberen Schrambachgraben, das Fehlen der mud-flows mit dem hohen, quantitativen Anteil an Radiolariten. Interessant ist das Auftreten von schwarz-grünen bis rot-schwarzen Tonkomponenten (OK-IS167, OK-IS168, Abb. 4.4.2.f) Diese zeigen eine Tonmineralogie, wie sie typisch für die Tone der Alpinen Haselgebirge Mélange ist (vgl. PYTEL 1999). Es muss daher neben einer weiteren Erosion des frühoberjurassischen Akkretionskeiles auch eine tiefgreifende Erosion in den radiolaritischen Wildflyschbecken in Erwägung gezogen werden. Es kann aber generell von einem ähnlichen Liefergebiet (lokale, ältere Karbonatplattform, feinkörnige siliziklastische und gemischt karbonatisch siliziklastische Schelfsedimente und Exotika aus einem erodierenden, ophiolithischen Deckenstapel) wie in der Weitenau, am Roßfeld und im Steinbruch Gutratberg ausgegangen werden. Die resedimentierten Bioklasten zeigen den Einfluss eines obervalangininen Flachwasserareals in den zentralen Nördlichen Kalkalpen an. Die Sedimentationsbedingungen (Meerespiegelschwankungen, lokale Schuttfächer und fluviatil transportierte Exotika) können mit jenen des Steinbruches Gutratberg und des oberen Schrambachgrabens verglichen werden. Durch die Altersdatierung kann ein bereits steigender Meeresspiegel (GRADSTEIN et al. 2004) für die Ablagerung der Konglomerate verantwortlich ge-

macht werden. Die Grobklastika liegen in etwa im unteren Drittel eines transgressiven Zyklus (Lowstand System Tract, siehe CoE 2003). Die überlagernden, synsedimentär verfalteten, kieseligen Gesteine dokumentieren deutlich das vorhandene Relief nach der Ablagerung der Konglomerate. Die Mikrofazies dieser Gesteine ähnelt jenen vom Steinbruch Gutratberg. Sie sind allerdings etwas mergeliger und dürften faziell zwischen jenen vom Roßfeld (siehe Kapitel 4.3.2) und jenen vom Gutratberg (siehe Kapitel 4.2.2) stehen.

Die weiteren hangend, am Westfuß und an der Forststraße am Westhang der Kollarwratshöhe auftretenden Konglomeratlagen beinhalten dasselbe Komponentenspektrum wie jene vom Ischler Salzberg. Sie zeigen höherenergetische Schüttungen, verbunden mit kleinmaßstäblichen Meeresspiegelschwankungen im höchsten Ober-Valanginium an und können mit jenen von der Hochreith Einheit und dem Steinbruch Gutratberg korreliert werden. Die abschließende Abfolge der Gschwandtalm-Perneck Einheit ist nur sporadisch im Wiesengelände rund um Perneck und entlang des Baches aufgeschlossen. Es kann aber davon ausgegangen werden, dass auch hier in Perneck die Sedimentation der Roßfeld Formation, analog zur Weitenau, zum Steinbruch Gartenau und zum Roßfeld bis in das Ober-Barremium/Unter-Aptium kontinuierlich weiterging, allerdings heute nicht in dementsprechenden Aufschlüssen zutage tritt, um die Schichtfolge komplett untersuchen zu können.

### Schichtfolge Reiterndorf-Hubkogel Einheit

Die Basis der obertithonen bis unterkretazischen Beckenfüllung am Hubkogel und in Reiterndorf bildet eine kondensierte unter- bis oberjurassische Abfolge, die entlang des Jubiläumssteiges aufgeschlossen ist. Über dem rhätischen Dachsteinkalk folgen wenige Meter Adnet und Klaus Formation (Mittel-Dogger: LEISCHNER 1959). Am südöstlichen Hubkogel konnte SCHMID (1976) in grauen Fleckenmergeln mit Mergelzwischenlagen mit Hilfe von Ammoniten und Foraminiferen ein sinemures Alter feststellen. Diese Gesteine werden von 2 m bis 3 m mächtigen, roten Kieselkalken und Radiolariten, mit einem fraglichen Alter von Callovium bis Oxfordium, überlagert (SCHMID 1975: höherer Dogger bis tieferer Malm am südöstlichen Hubkogel). Etwa 7 m bis 10 m mächtige mass-flows, die überwiegend aus Rotkalken, wenigen Flachwasserklasten und einzelnen Ammoniten bestehen markieren das fragliche Kimmeridgium. Darüber folgen graue, hornsteinreiche Mikrite des möglichen Unter-Tithonium, gefolgt von der Oberalm Formation und Barmstein Kalken (kartiert als Rettenbachkalk: LEISCHNER (1959) oder wechselfarbiger Oberalmmer Kalk: SCHÖLLNBERGER (1972), Diskussion in GAWLICK et al. 2009). Diese nur etwa 20 m bis 25 m mächtige Unter-Jura bis Unter-Tithonium Abfolge kann einer distalen Entwicklung innerhalb des Tauglboden Beckens zugewiesen werden. Allerdings sollte diese Abfolge in Zukunft mit Hilfe von mikrofaziellen und biostratigraphischen Methoden (Ammoniten, Radiolarien) im Detail untersucht werden. Die mass-flows entstanden im Zuge einer Reliefbildung bei der Entwicklung der Brunnwinkl-Schwelle ab dem Ober-Oxfordium (GAWLICK et al. 2007b). Die Bildung von Hartgründen wird durch das gehäufte Auftreten von Crinoidenresten in den hangenden Partien der Rotkalke bestätigt. Die Oberalm Formation und die Barmstein Kalke des Ober-Tithonium bis Berriasium zeigen sich am Hubkogel, im renaturierten Steinbruch Reiterndorf und im Profil nördlich Eck generell mit synsedimentären Rutschstrukturen, die Hinweis auf kontinuierliche Bewegungen der unverfestigten Sedimente geben. Die Barmstein Kalke sind überwiegend in etwas feinkörnigerer Fazies als z.B. an der Gschwandtalm ausgebildet und zeigen daher distale Bereiche der sedimentären Schüttungskörper

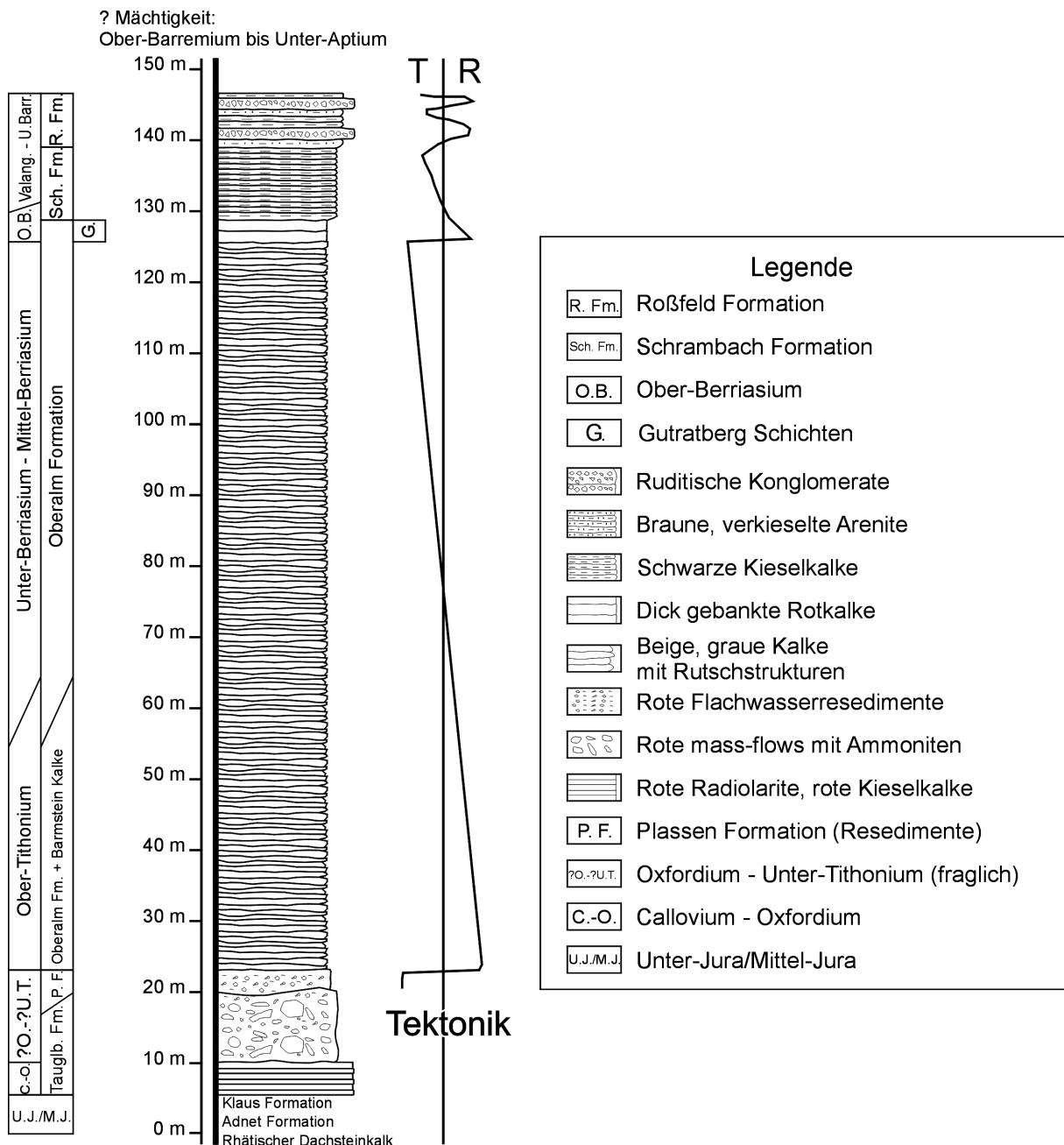


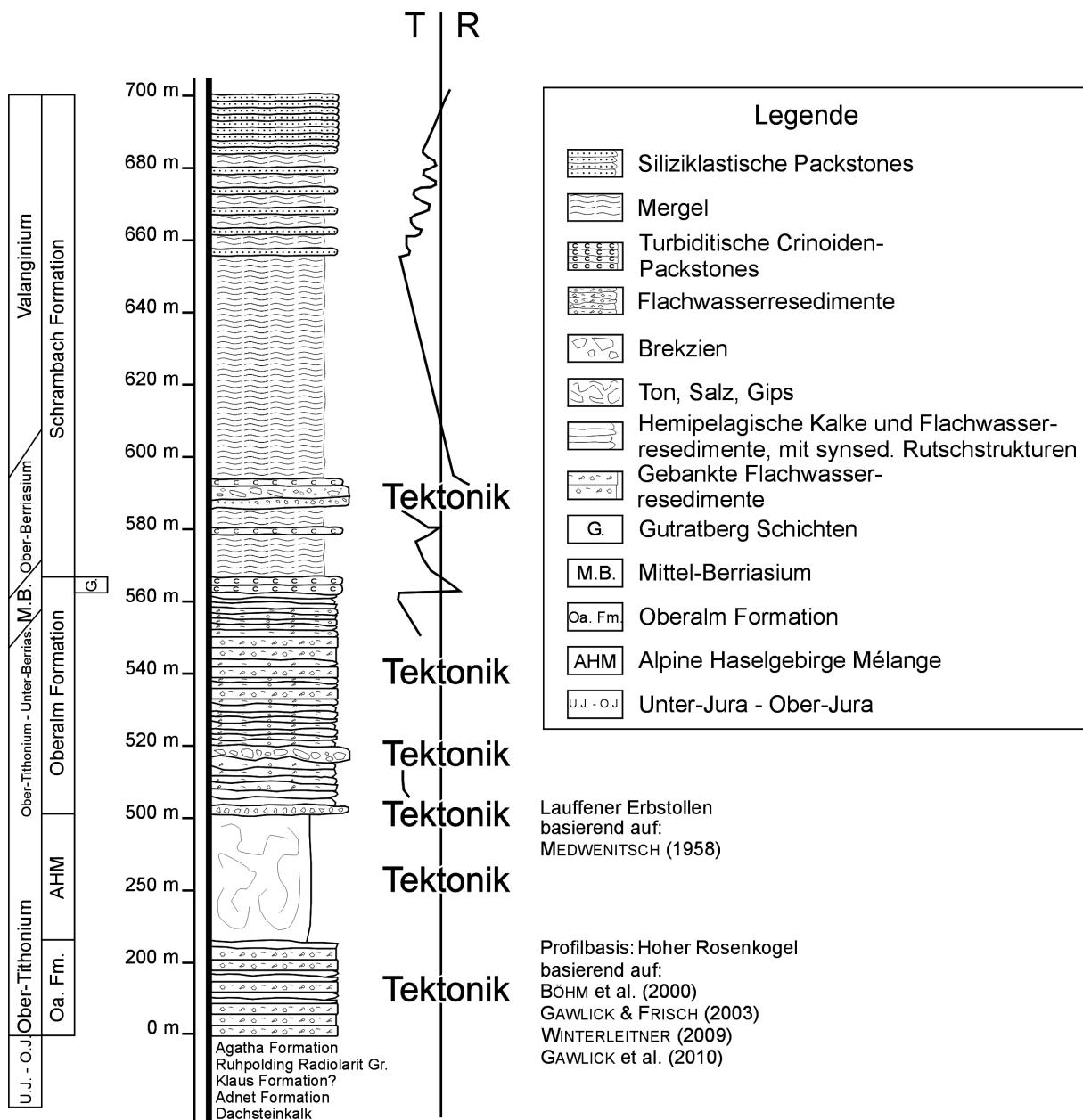
Abbildung 4.4.6.c: Zusammengesetztes Profil der Reiterndorf-Hubkogel Einheit und dessen sequenzstratigraphische Interpretation. T: Transgression, R: Regression.

an. Die Barmstein Kalke nehmen innerhalb des Ober-Tithonium sukzessive ab und im Unter-/Mittel-Berriasium fehlen sie zur Gänze (vgl. Gschwandtalm, Steinbruch Gutratberg). Die Gutratberg Schichten zeigen im Ober-Berriasium das Ertrinken der Plassen Karbonat Plattform an. Die Sequenz in diesem Profil, ist im Vergleich zu den mehrere 10er Meter mächtigen Ablagerungen in proximaleren Bereichen (Gschwandtalm, Profil nördlicher Mitterberg, Steinbruch Gutratberg) extrem kondensiert. Der Übergang zu den hangenden Kieselkalken und Kieselmergeln erfolgt abrupt und scharf über den Rotkalken der Gutratberg Schichten bzw. über einem Hartgrund der unter-/mittelberriasischen Oberalm Formation. Das Alter dieser Gesteine der Schrambach/Roßfeld Formationen bestimmte IMMEL (1987) am Hubkogel mit Hilfe von Ammonitendaten als Ober-Valanginium bis Hauterivium. Auch Barremium ist durch das Auftreten einiger Arten sehr wahrscheinlich (IMMEL 1987). Eine Zuordnung zur Schrambach Formation, die im Hangenden der Gutratberg Schichten gewöhnlich in einer mergeligen, feinkörnigen

Fazies auftritt, erscheint durch das gehäufte Auftreten von Kieselorganismen und detritärem Quarz als möglich. Die Ausbildung dieser kieseligen Gesteine ist aber auch für die Roßfeld Formation typisch. Unterstützt wird diese Theorie durch das Alter der Gesteine, wobei dann das Unter-Valanginium anscheinend primär fehlt oder erodiert wurde. Da auch die basalen Konglomerate des Ober-Valanginium im Vergleich zum Profil Radgraben/Salzberg fehlen, ist eine Einstufung zu der einen oder anderen Formation rein subjektiv und bedarf weiterer Untersuchungen. Die im Graben südlich Reiterndorf auftretenden Arenite und Konglomerate, die auf alle Fälle der Roßfeld Formation zugeordnet werden können, müssen durch das Alter der unterlagernden Gesteine mit einem (ober?) haueriven bis möglichem (unter?) barrem Alter angegeben werden. Dadurch sind sie mit jenen der Roßfeld Typlokalität am Hahnenkamm zeitgleich. Die Komponenten bestehen neben verschiedenen Bioklasten, die ein zeitgleiches, karbonatisches Flachwasserareal anzeigen, aus lokalem Material wie Karbonaten der Plassen Karbonat Plattform, der Oberalm Formation mit Barmstein Kalken, gemischt karbonatisch siliziklastischen Schelfsedimenten und verschiedenen Siliziklastika. Als ferntransportierte Exotika eines erodierenden ophiolithischen Deckenstapels sind verkiezelte Tiefseetone, Vulkanite und Serpentinite in den polymikten Konglomeraten zu erwähnen. Als Ablagerungsmechanismus können analog zu den Konglomeraten vom Bad Ischler Salzberg Meeresspiegelschwankungen im Ober-Hauterivium bzw. im Unter-Barremium angenommen werden (GRADSTEIN et al. 2004).

### Schichtfolge Reinfalzalm-Mitterberg Einheit

Die Reinfalzalm-Mitterberg Schichtfolge kann aus den Einzelprofilen westlicher Mitterberg, Neuberg, Sulzbach, Reinfalzalm, Mitterberg, Kalkgrube, Eck und Reiterndorf Graben zusammengesetzt werden (Abb. 4.4.6.d). Die Unterlagerung des obertithonen bis unterkretazischen Profiles bilden dabei der Hohe Rosenkogel, der von WINTERLEITNER (2009) neu untersucht wurde und der, in seiner Schichtfolge vergleichbare, Predigstuhl. Die Basis des Hohen Rosenkogels besteht aus Dachsteinkalk (Norum bis Rhätium), der von WINTERLEITNER (2009), als das Liegende der Adnet Formation interpretiert wurde. Darüber liegen die Klaus Formation und Radiolarit (Ruhpolding Radiolarit Gruppe (WINTERLEITNER 2009) oder Strubberg Formation) und Agatha Formation (Kimmeridgium bis Unter-Tithonium). Synsedimentäre Zerrspalten in der Agatha Formation (WINTERLEITNER 2009) zeigen die beginnende Extensionstektonik im Unter-Tithonium an (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2009). Darüber folgen dann die obertithone Oberalm Formation und die Barmstein Kalke. In diesen Barmstein Kalken sind neben zeitgleichen Bioklasten des Plattformrand- und Rifffbereiches, Lithoklasten des Gezeitenbereiches (Mittel-Tithonium) und der geschlossenen Lagune (Ober-Tithonium) der Plassen Karbonat Plattform sehr häufig und zeigen die tiefgreifende Erosion der internen Plattformbereiche an (WINTERLEITNER 2009). MANDL (1982) beschrieb zusätzlich faustgroße Tongerölle (Haselgebirge, vgl. Tonflatschenbrekzie PLÖCHINGER 1974), ?Werfener Schichten, ?Sandsteinbröckchen (beide Emersionsprodukte der trocken-gefallenen Plattform: SCHLAGINTWEIT et al. 2006, GAWLICK et al. 2010) und dunkle Gutensteiner Kalke (fragliche Resedimente aus den Mélangen). Aufgrund dieser von WINTERLEITNER (2009) beschriebenen Schichtfolge ist eine ehemalige Position des Hohen Rosenkogels auf der südlichen, distalen Trattbergschwelle zu favorisieren. In weiterer Folge liegt nun über der obertithonen Oberalm Formation und den Barmstein Kalken nicht die Schrambach Formation, die auch biostratigraphisch am Hohen Rosenkogel nicht erfasst wurde, sondern die Alpine Haselgebirge Mélange (siehe Profile A bis E,



4.4.6.d: Zusammengesetztes Profil der Reinfalzalm-Mitterberg Einheit und dessen sequenzstratigraphische Interpretation. T: Transgression, R: Regression.

Abb. 4.4.7.a bis c). Diese Überlagerung ist durch jüngere tektonische Ereignisse an der Oberfläche nicht nachzuvollziehen, allerdings zeigte eine Bohrung, von der SCHAU BERGER (1979) berichtete, im Liegenden der Alpinen Haselgebirge Mélange erneut Malmkalke (= Oberalm Formation und Barmstein Kalke). SCHÄFFER & STEIGER (1986) beschrieben oberpermische Sporen aus dem Tressensteinkalk (= Barmstein Kalk: GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2009). Damit kann die Lagerung der Alpinen Haselgebirge Mélange innerhalb der Reinfalzalm-Mitterberg Einheit mit jener des Steinbruches Gutratberg und mit jener der Hochreith Einheit verglichen werden. Die direkte Überlagerung der Alpinen Haselgebirge Mélange wurde von MEDWENITSCH (1958) im Lauffener Erbstollen kartiert und als „brekziöse Tressensteinkalke mit grünen Tonen“ beschrieben. Diese makroskopische Ansprache entspricht der Tonflatschenbrekzie von PLÖCHINGER (1974) und ist ein weiteres Indiz für die Vergleichbarkeit der Schichtfolgen. Hangend folgen mikritische, hemipelagische Kalke und anschließend, mit einem ersten Vergrößerungstrend zum Hangenden hin (westlicher Mitterberg), die Barmstein

Kalke. In den basalen Lagen der Barmstein Kalke sind Brekzien mit verschiedenen, zum Teil hemipelagischen Dolomiten (Pötschen Dolomit?) und Werfen Formation eingeschaltet. Diese geben Hinweis auf ein erneutes Umlagern von bereits resedimentierten Gesteinen z.B. aus dem Bereich des Lammer Beckens (Strubberg Formation) innerhalb des Ober-Tithonium.

Die darüber folgenden Barmstein Kalke werden zum Hangenden etwas feinkörniger und gehen in weiße, porzellanartig brechende Kalke über, die bereits dem Mittel-Berriasium angehören. In diesem Profil zeigt sich klar die Proximalität zur ehemaligen Karbonatplattform des Ober-Tithonium bis Mittel-Berriasium im Vergleich zu den anderen Profilen in Bad Ischl und im Steinbruch Gartenau. Lediglich die Hochreith Einheit im Schröckwald und die am Fuße des nordöstlichen Hochreithberges aufgeschlossenen porzellanartig brechenden, weißen Kalke sind mit dem Profil der Reinfalzalm-Mitterberg Einheit vergleichbar. Hemipelagische grüne Mikrite und/oder rote Crinoidenkalke (Gutratberg Schichten) bilden den Abschluss der karbonatischen Sedimentation. Die von WINTERLEITNER (2009) beschriebene Schichtfolge der obertithonen Zwerchwand ist jener der obertithonen Reinfalzalm-Mitterberg Abfolge ident. An der Basis der Zwerchwand sind schwarze Radiolarite (GAWLIK et al. 2010) und dunkle Beckensedimente (?Kimmeridgium bis ?Unter-Tithonium: WINTERLEITNER 2009) Teil der Alpinen Haselgebirge Mélange. Die basalen Barmstein Kalke der Zwerchwand enthalten noch braune, schwarze und rote Radiolarite (WINTERLEITNER 2009), die auf eine Umlagerung aus dem Akkretionskeil oder aus einem der fröhoberjurassischen Radiolaritbecken (z.B.: Lammer Becken, Sandlingalm Becken, Sillenkopf Becken) schließen lassen.

Von der überlagernden, kieselig, siliziklastischen Schichtfolge der Unter-Kreide sind an den untersuchten, oben erwähnten Lokalitäten jeweils unterschiedliche Teile der Abfolge erhalten. Durch die jeweils leicht differierende Überlagerung muss am Top der Oberalm Formation von größeren Reliefunterschieden (sedimentäre Schichtlücken, Erosion) bedingt durch die Proximalität der Abfolge zur obertithonen bis mittelberriasischen Karbonatplattform, ausgegangen werden. Generell folgen über den Kalken Kieselmergel (mit Quarz, detritären Körnern), für die SCHMID (1977), durch Nanoplanktonbestimmungen an der Reinfalzalm ein neokomes Alter angab. Für weiterführende Untersuchungen zur Klärung der biostratigraphischen Alter und damit zu einer Interpretation der Beckenentwicklung wäre vor allem das Auffinden von Ammoniten von größter Wichtigkeit. Am Mitterberg und östlich der Reinfalzalm sind in die teilweise crinoidenreichen, kieseligen Packstones, crinoidenreiche, lithoklastische Brekzien (Reinfalzalmbrekzie: MEDWENITSCH 1949, 1958) eingeschaltet. Die von MEDWENITSCH (1949, 1958) makroskopisch erhobenen Gesteinstypen differieren erheblich von den mikroskopisch bestimmbar Komponenten (Abb. 4.4.4.f).

- Tressensteinkalk, Plassenkalk
- Roter Jura
- Rot-gelbe Hallstätter Kalke
- Rote Werfener Schiefer
- Schwarze Haselgebirgsglanzschiefer
- Rote, graue, gelbe Radiolarite
- Melaphyre
- Quarze

Die schwarzen, verkieselten crinoidenreichen Brekzien beinhalten mikrofaziell nur wenige aussagekräftige Litho- und Bioklasten (Crinoiden, Brachiopodenschalen, Schalenreste).

- Calpionellen-Wackestones (Oberalm Formation)
- Crinoiden-Packstones (Hangfazies)
- Mergelige Mikrite, Mergel
- Siltsteine
- Mikrokristalline Kieselsedimentgesteine
- Karst

MEDWENITSCH (1949) beschrieb die Aufschlüsse mit „beim Jagdhaus Reinfalzalpe“ und mit „am Fußsteig zur Reinfalzalpe“. Möglicherweise existieren diese Aufschlüsse durch diverse Forststraßen Bautätigkeiten nicht mehr bzw. die alten Steige sind komplett dem Verfall preisgegeben worden. Ein Aufschluss des Roßfeld Konglomerates existiert in der Nähe des Sulzbaches, westlich des Mitterberges, liegt aber dort eindeutig innerhalb der Gschwandtalm-Perneck Schichtfolge. Die crinoidenreichen Gesteine können entweder zur Schrambach Formation (vgl. die Ober-Berriasisum Kalkturbidite des Steinbruches Gutratberg oder der Roßfeld Formation: sehr distale Konglomeratschüttungen mit wenig Exotika) zugeordnet werden. Ähnliche crinoidenreiche Brekzien sind in die Mergel, entlang des Hohlweges von Obereck nach Süden, in vergleichbarer, bis jetzt biostratigraphisch nicht näher bestimmten Position eingeschaltet (Abb. 4.4.5.d). Nur durch einen lithologischen und mikrofaziellen Vergleich, der die Mergel überlagernden, siliziklastischen Packstones, kann keine Zuordnung zu den obervalanginen, kieseligen Packstones des Radgrabens oder zu den siliziklastischen Packstones der Hochreith Einheit (Hauterivium/Barrremium) vorgenommen werden. Neben der Frage des Sedimentationsendes in diesem Beckenabschnitt stellt sich auch die Frage nach der ursprünglichen, sedimentären Überlagerung. Durch eine mögliche vergleichbare paläogeographische Position mit dem Hochreithberg wäre ein Verfeinerungstrend nach oben bis in das Barremium, mit einer anschließenden Überlagerung durch die Grabenwald Subformation gegeben. Allerdings ist auch nicht von der Hand zu weisen, dass wie z.B. im Steinbruch Gutratberg obervalangine Konglomerate, Kieselkalke und Kieselkalke den hangenden Teil der Abfolge bilden. Zukünftige Untersuchungen müssen neben einem Versuch der biostratigraphischen Zuordnung der Kieselmergel, Crinoiden-Packstones und der Crinoiden-Brekzien, auch darauf abzielen die hangenden Einheiten zu kartieren, um eine verbesserte paläogeographische Interpretation der unterkretazischen Sedimentationsbedingungen innerhalb der Reinfalzalm-Mitterberg Einheit geben zu können.

#### 4.4.7. Strukturelle Entwicklung Bad Ischl

Die Ober-Jura bis Unter-Kreide Schichtfolge der Bad Ischler Mulde wird bis heute als eine einzige durchgehende Abfolge interpretiert (siehe SCHÄFFER 1982). Die Neuergebnisse zeigen, dass es sich aber um drei Einheiten handelt, die durch ihre Unterlagerung, ihre lithologische und fazielle Ausbildung klar voneinander getrennt werden können (siehe vorige Kapitel).

Die Reiterndorf-Hubkogel Einheit entspricht einer distalen Entwicklung des Taugloden Beckens. Synsedimentäre tektonische Phasen sind nur über den Radiolariten innerhalb der roten, ammonitenführenden, wenige Meter mächtigen mass-flows der distalen Taugloden Formation nachweisbar. Sie zeugen von der Hebung der Brunnwinkl-Schwelle (GAWLICK et al. 2007b). Bis zum Ende der Sedimentation in der Unter-Kreide erfolgten keine weiteren sedimentär nachweisbaren, tektonischen Ereignisse. Die Resedimente der konglomeratischen Roßfeld Formation können aufgrund der mikrofaziellen Komponentenanalyse nicht mit einer unterkretazischen Deckenüberschie-

bungsphase gleichgesetzt werden.

Die Gschwandtalm-Perneck Einheit gehört zum proximalen Tauglbodenbecken. Sie ist die Überlagerung der Schichtfolge, die vom Fludergraben über den Höherstein bis nach Perneck reicht. Synsedimentäre Tektonik ist durch die mächtige Ausbildung der Tauglboden Formation mit Brekzien- und Gleitschollenbildung im Ober-Oxfordium (GAWLICK et al. 2007a) gegeben. Zusätzlich treten im basalen Ober-Tithonium (GAWLICK et al. 2007a) und im Ober-Tithonium Brekzienkörper auf, die tektonisch induziert wurden (siehe Kapitel 4.4.6.). Die in den Roßfeld Konglomeraten enthaltenen Karbonatkörper entstammen lokalen Schuttfächern der ehemaligen Karbonatsequenz. Diese Schutthaldebildung erfolgte möglicherweise durch Bewegungen der Alpinen Haselgebirge Mélange im Liegenden der Karbonate, hervorgerufen durch Tektonik (Kompression, Extension) oder durch den Auflagerungsdruck der überlagernden Sedimentgesteine. Die von MEDWENITSCH (1949, 1958) in das Aptium bis in die basale Ober-Kreide gestellte Ischler Brekzie, kann aufgrund der erfolgten Alterdatierung (Ober-Valanginium) und der mikrofaziellen Komponentenanalyse (fehlen der typischen Gesteine der Hallstätter Decke) nicht mehr als Schutthalde der herannahenden Hallstätter Decke im Aptium und jünger (MEDWENITSCH 1949, 1958) interpretiert werden. Es handelt sich vielmehr um eine durch Meeresspiegelschwankungen beeinflusste Abfolge und kann mit Hilfe von sequenzstratigraphischen Methoden interpretiert werden (Kapitel 5.).

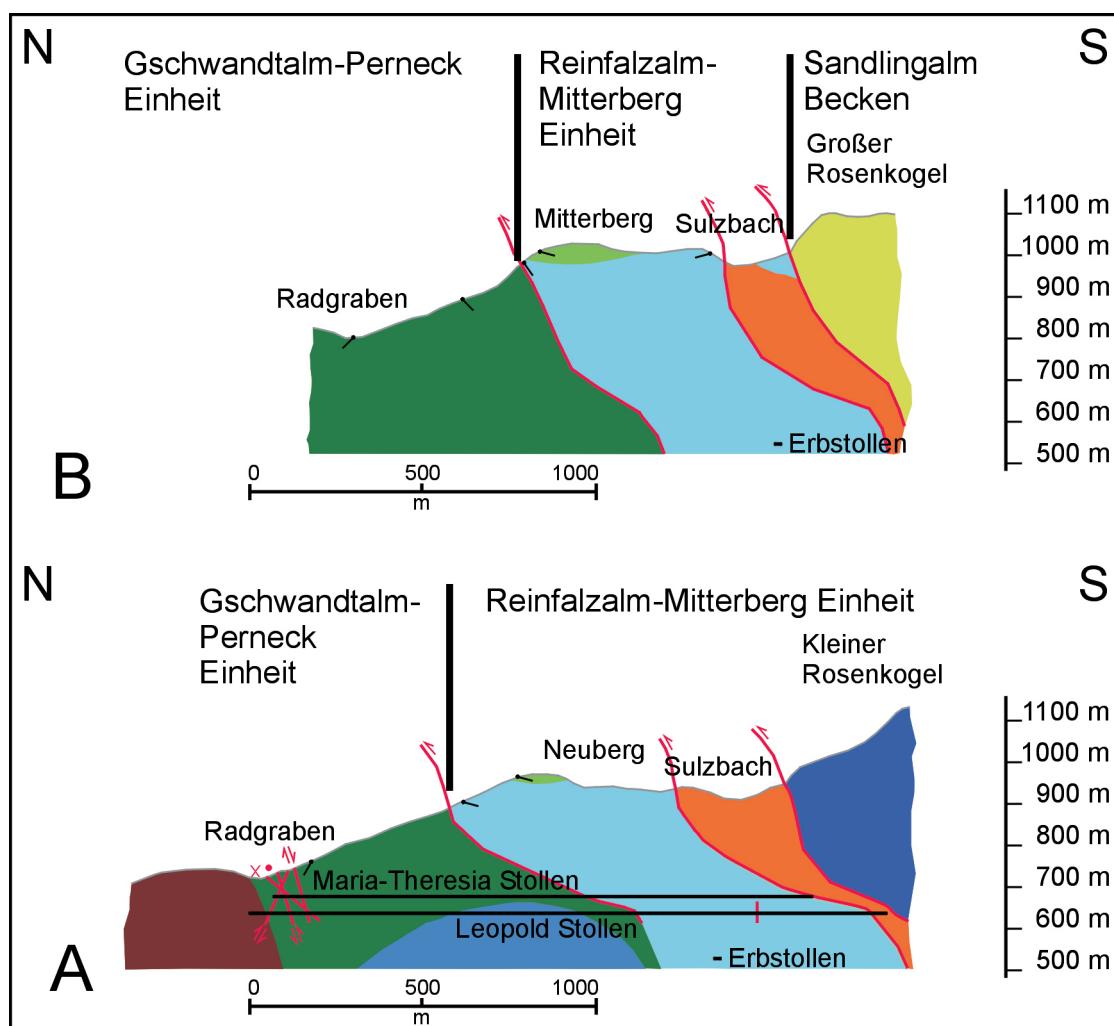


Abbildung 4.4.7.a: Nord-Süd Profile durch den südlichen Teil des Untersuchungsgebietes zwischen Radgraben und Rosenkogel. Zur Lage der Profile siehe Abbildung 4.4.1.a.

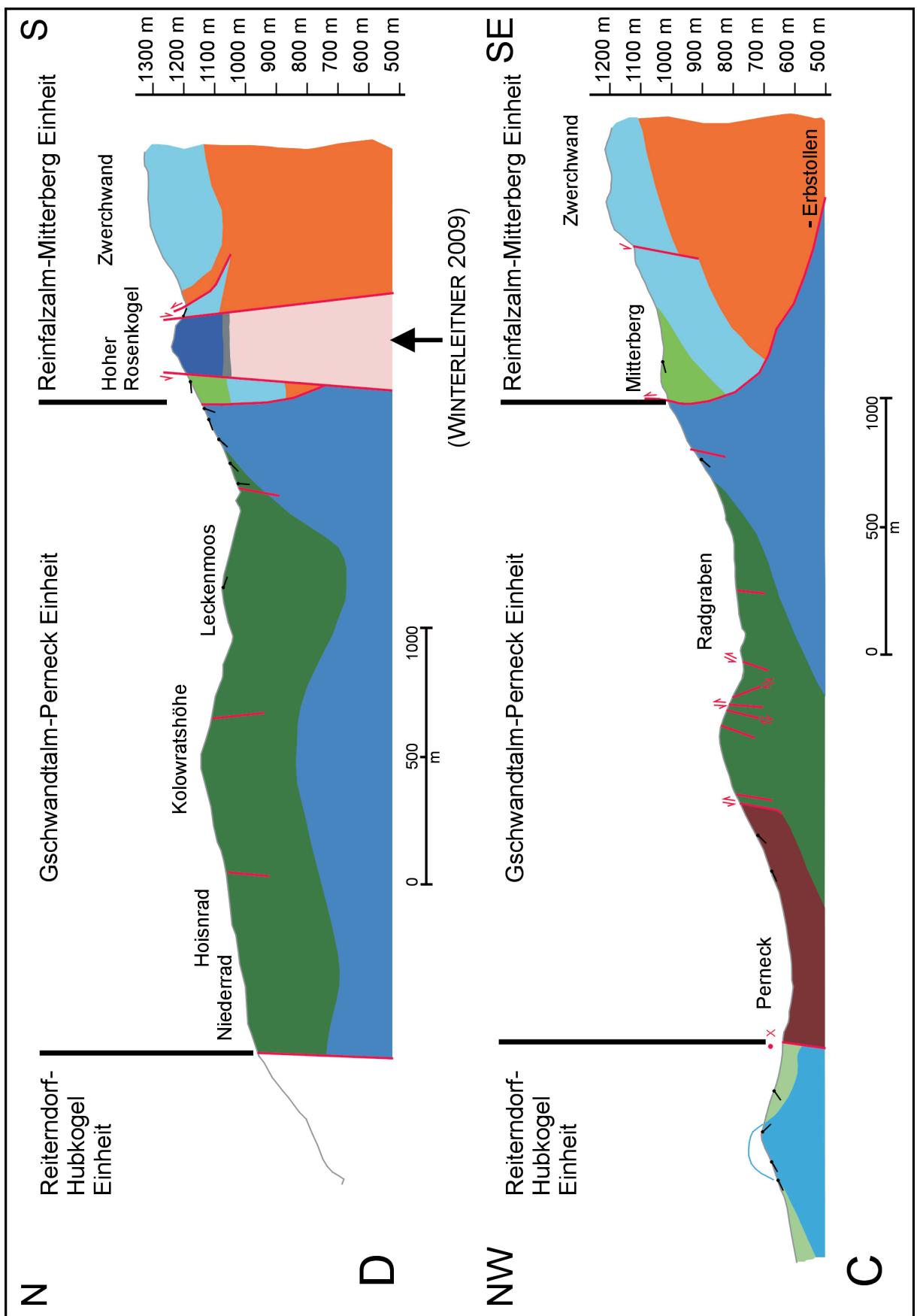


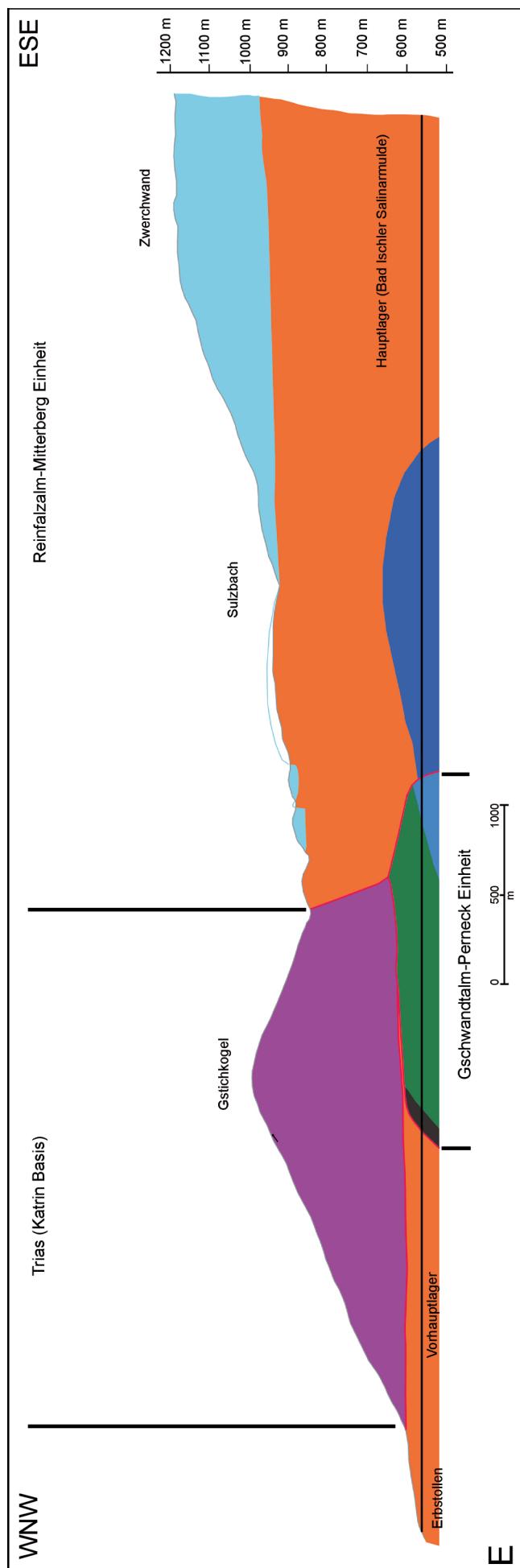
Abbildung 4.4.7.b: Nord-Süd und Nordwest-Südost Profile durch den zentralen Teil des kartierten Gebietes. Zur Lage der Profile siehe Abbildung 4.4.1.a.

Die Reinfalzalm-Mitterberg Einheit wird aufgrund der neuen Daten als distale Trattbergschwelle interpretiert. Innerhalb der Oberalm Formation liegt als submarine Gleitscholle, vergleichbar mit dem Steinbruch Gutratberg, die Alpine Haselgebirge Mélange. Diese wird von obertithonen bis unterkretazischen Gesteinen der Reinfalzalm-Mitterberg Schichtfolge sedimentär überlagert. Somit repräsentiert die Bad Ischler Lagerstätte weder die Basis kretazischer, juvavischer Decken (MEDWENITSCH 1949) noch eine tektonische Mulde vor der Stirn der kretazisch eingeschobenen Hallstätter Decke (MEDWENITSCH 1958).

Primär prägosauische Störungen innerhalb eines, bis heute nicht genau zuzuordnbaren tektonischen Regimes (z.B.: steile Seitenbewegungen zwischen Reiterndorf-Hubkogel und Gschwandtalm-Perneck Einheit), brachten die unterschiedlichen, vorher weit voneinander entfernten Faziesbereiche nahe aneinander. Die weitere gemeinsame, tektonische Entwicklung entspricht den generellen Deformationsmustern der zentralen Nördlichen Kalkalpen, die von SCHORN & NEUBAUER (2011) überarbeitet wurden. In allen drei Einheiten können sämtliche Deformationsergebnisse D2 (syngosauisch) bis D8 (Ober-Miozän bis Pliozän) mit strukturellen Messdaten nachgewiesen werden (siehe Kapitel 4.4.5.). Die tektonischen Phasen D3a, D3b und D5 zeigen sich für die Ausbildung der Schieferung (z.B.: Schrambach Formation im Radgraben) verantwortlich. Es dominieren die Phasen D3b (Oligozän bis Unter-/Mittel-Miozän, überschieben nach Nord) und D8 (Ober-Miozän bis Pliozän, orogener, gravitativer Kollaps). Ein reaktivieren der älteren Störungen D2 durch D5 ist gegeben. Flache Abschiebungen nach Südwest bzw. Extension nach Südwest kann den Phasen D6 (Unter-/Mittel-Miozän, Extension) oder D8 (Ober-Miozän bis Pliozän, orogener, gravitativer Kollaps) zugeordnet werden.

Die auf Basis der Oberflächenaufnahme, den biostratigraphischen, mikrofaziellen, lithologischen und strukturellen Ergebnissen, und der Untertagekartierung von MEDWENITSCH (1958) neu interpretierten Lagerungsverhältnisse der Alpinen Haselgebirge Mélange sind in den Abbildungen 4.4.7.a, b und c dargestellt. Die neuüberarbeiteten, tektonischen Phasen der zentralen Nördlichen Kalkalpen wurden von SCHORN & NEUBAUER (2011) übernommen. Die in den Profilen A bis E gezeigten Überschiebungen nach Nord bzw. Nordwest erfolgten vermutlich während der Phasen D3a (Ober-Eozän bis Oligozän, reaktivieren der bereits gebildeten Störungen) und D3b (Oligozän bis Unter-/Mittel-Miozän, überschieben nach Nord). Durch diese Kompression kam es zu einer starken Deformation der Alpinen Haselgebirge Mélange und zur Ausbildung eines Deckencharakters mit Evaporitserien an deren Basis (vgl. FRISCH & GAWLICK 2003: Paläogene Gebirgsbildung). Die Triasdolomite des Gstichkogels, Predigkogels, usw. wurden während der Phasen D5 (Mittel-Miozän, ostgerichtete Extrusion) und D7 (Ober-Miozän bis Pannonium) flach nach Ost bzw. Nordost aufgeschoben. Die steilen Abschiebungen am Hohen Rosenkogel müssen vor den kompressiven Phasen D3a und D3b entstanden sein und werden der tektonischen Phase D2 (syngosauische Extension) zugeordnet. Eine Überprägung dieser älteren Abschiebungen durch die jüngeren Extensionsergebnisse ist anzunehmen. Durch die Platznahme der Alpinen Haselgebirge Mélange in der Reinfalzalm-Mitterberg Einheit während einer tektonischen Phase im Ober-Tithonium und deren Nachbewegung, vor allem im Paläogen, entstand ein überaus komplizierter Falten- und Deckenbau innerhalb altersgleicher Sedimentgesteinsserien (Oberalm Formation + Barmstein Kalke), der durch jüngere Ereignisse noch weiter überprägt und verkompliziert wurde.

-----  
Abbildung 4.4.7.c, Seite 292: Westnordwest-Ostsüdost Profil entlang des Lauffener Erbstollens (Kaiser-Franz-Josef Erbstollen).



## Legende

-  Schichtung (Einfalten)
-  Überschiebung
-  Aufschiebung
-  Abschiebung
-  Dextrale Seitenbewegung
-  Sinistrale Seitenbewegung
-  Störung

Reiterndorf-Hubkogel Einheit (distales Tauglboden Becken)

-  Schrambach Formation (ab Ober-Berriasium)
-  Oberalm Formation (Ober-Tithonium bis Mittel-Berriasium)

Gschwandtalm-Perneck Einheit (proximales Tauglboden Becken)

-  Roßfeld Formation (Ober-Valanginium)
-  Schrambach Formation (Ober-Berriasium bis Ober-Valanginium)
-  Oberalm Formation (Ober-Tithonium bis Mittel-Berriasium)

Reinfalzalm-Mitterberg Einheit (distale Trattberg-Schwelle)

-  Schrambach Formation (Ober-Berriasium bis Ober-Valanginium)
-  Oberalm Formation (Ober-Tithonium bis Mittel-Berriasium)
-  Alpine Haselgebirge Mélange (Mittel-Jura bis Ober-Jura)
-  Oberalm Formation (Ober-Tithonium)
-  Adnet Fm., Radiolarit, Agatha Fm. (Unter-Jura bis Unter-Tithonium)
-  Dachsteinkalk (Norium, Rhätium?)

Sandlingalm Becken (Großer Rosenkogel)

-  Sandlingalm Formation (Callovium bis Ober-Oxfordium)

Katrin Basis?

-  Dolomit (Trias, undifferenziert)

Abbildung 4.4.7.d: Legende zu den Abbildungen 4.4.7.a bis c.

## 5. Die geodynamische Entwicklung der zentralen Nördlichen Kalkalpen im höchsten Jura und in der Unter-Kreide

Mit Hilfe der in den vorangegangenen Kapiteln vorgestellten Ergebnisse und deren lokalen Interpretationsmöglichkeiten kann versucht werden, die regionale geodynamische Entwicklung der zentralen Nördlichen Kalkalpen im höchsten Jura in einem etwas veränderten Kontext zu betrachten. Die Unter-Kreide kann dagegen in einem völlig neuen Kontext dargestellt werden. Das im Sinne von GAWLICK (ab 1993) vorgestellte Konzept der Kontraktionstektonik ab dem Mittel-Jura, mit der Obduktion von Ophiolithen (GAWLICK et al. 2008), der Entstehung von karbonatklastischen, radiolaritischen Wildflyschbecken an der Front der sich bildenden Decken im späten Mittel- und frühen Ober-Jura (GAWLICK et al. 1999, GAWLICK 2000, GAWLICK & FRISCH 2003) stellt die interpretative Basis der Neuergebnisse dar. Auf die Platznahme der Alpinen Haselgebirge Mélange wird im Kapitel 6. im Detail eingegangen. Die in den unterschiedlichen Gebieten aufgenommenen Profile können gut miteinander korreliert werden und stellen die Basis der Interpretationen dar (5.a).

Eng mit der Bildung und Verfüllung der Radiolaritbecken (Lammer Becken, z.B.: GAWLICK 1993, 1996, 2000; Tauglboden Becken, z.B.: GAWLICK et al. 1999; Sandlingalm Becken: GAWLICK et al. 2007a; Sillenkopf Becken: MISSONI et al. 2001, MISSONI 2003) ist auch das Werden und Vergehen der Plassen Karbonat Plattform *sensu lato* verknüpft. Diese sich innerhalb eines tektonisch aktiven Regimes von topographischen Hochzonen ab dem tieferen Ober-Oxfordium (AUER et al. 2009) entwickelnden Flachwasser Karbonatplattformen sind der Schlüssel für das Verständnis der Geodynamik und der Paläogeographie in den zentralen Nördlichen Kalkalpen. Generell wird von einer initialen Entwicklung der Plassen Karbonat Plattform *sensu lato* auf sich hebenden Deckenstirnen (z.B.: Trattberg-Schwelle, Brunnwinkl-Schwelle), über der akkretionierten Mélange (z.B.: Lärchberg Karbonat Plattform), oder über den obduzierten Ophiolithen (z.B.: Kurbnesh, Munella, Mali I Shejtit Plattformen: GAWLICK et al. 2008, SCHLAGINTWEIT et al. 2008, 2012) ausgegangen (siehe auch MISSONI & GAWLICK 2011a, 2011b). Der für die vorliegenden Untersuchungen relevante, weil auf Basis der akquirierten Daten neu zu interpretierende Teil dieser paläogeographische Rekonstruktion, im Sinne von MISSONI & GAWLICK (2011a, 2011b) ist für das Unter-Tithonium in Abbildung 5.b/A dargestellt. Die Plassen Karbonat Plattform *sensu stricto* progradierte dabei von der sich hebenden Trattberg-Schwelle nach Südosten über die unterfüllten radiolaritischen Wildflysch Becken (Lammer Becken, Sandlingalm Becken) inklusive über die Alpinen Haselgebirge Mélange. Assoziierte hemipelagische Kalke wie z.B. Agatha Kalk und die Saccocoma-Kalke lagen dabei in distaler Position zur Plassen Karbonat Plattform *sensu stricto*. Die Neuuntersuchung der sedimentären Abfolgen auf der Trattberg-Schwelle zeigt, dass große Bereiche dieser Deckenstirn eine Schichtlücke zwischen rhätischem Dachsteinkalk und unter-/obertithonen Brekzien, Oberalm Formation und Barmstein Kalken aufweisen (vgl. PLÖCHINGER 1950/1951, 1953, SCHLAGER 1953). Es gibt keinerlei Hinweise auf das Einsetzen einer Flachwasser-Karbonatplattformentwicklung ab dem tieferen Ober-Oxfordium (AUER et al. 2009) oder ab dem Ober-Kimmeridgium (SCHLAGINTWEIT et al. 2003, 2005). Es scheint eher die Möglichkeit zu bestehen, dass größere Teile dieser gehobenen Schwelle im proximalen Bereich emergiert waren (SCHLAGINTWEIT et al. 2006a). Die nach Süden abfallende Decke wurde in weiterer Folge von geringmächtigen Beckensedimenten einer kondensierten Unter- (Scheibenberg Formation) bis Ober-Jura Fazies bedeckt (distale Strubberg Formation, Agatha Kalk) (Abb. 5.b/B, 5.b/C). Daraus ergibt sich die Möglichkeit, die Trattberg-Schwelle in mehrere Teile zu unterteilen. Einen emergierten Bereich auf der Deckenstirn (z.B.:

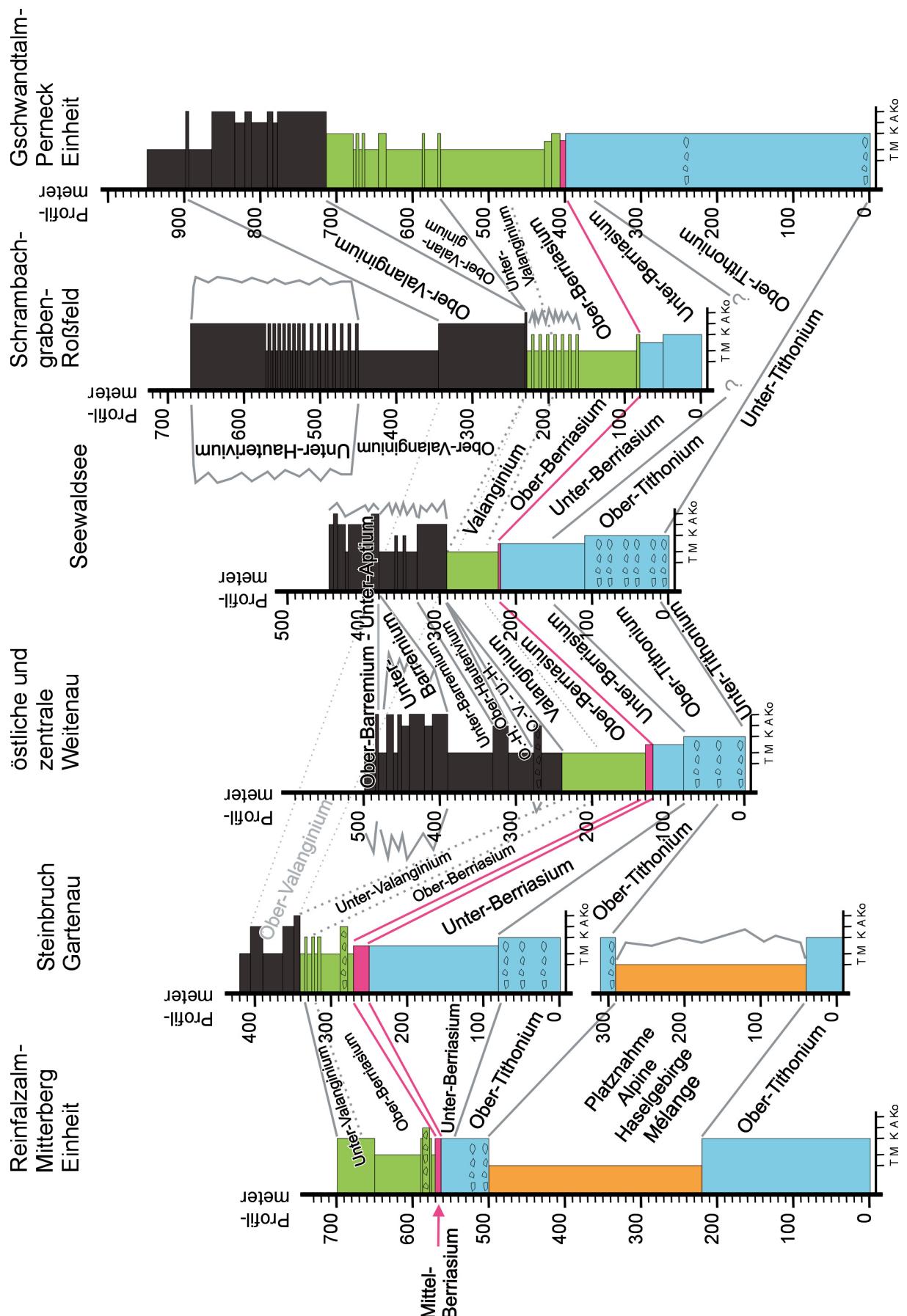


Abbildung 5.a: Korrelation der aufgenommenen Profile. T: Ton, M: Mergel, K: Kalk, A: Arenit, Ko: Konglomerat. Blau: Oberalm Formation, Rot: Gutratberg Schichten, Grün: Schrambach Formation, Braun: Roßfeld Formation, ⚡: Brekzien. O.-V.: Ober-Valanginium, U.-H.: Unter-Hauterivium, O.-H.: Ober-Hauterivium.

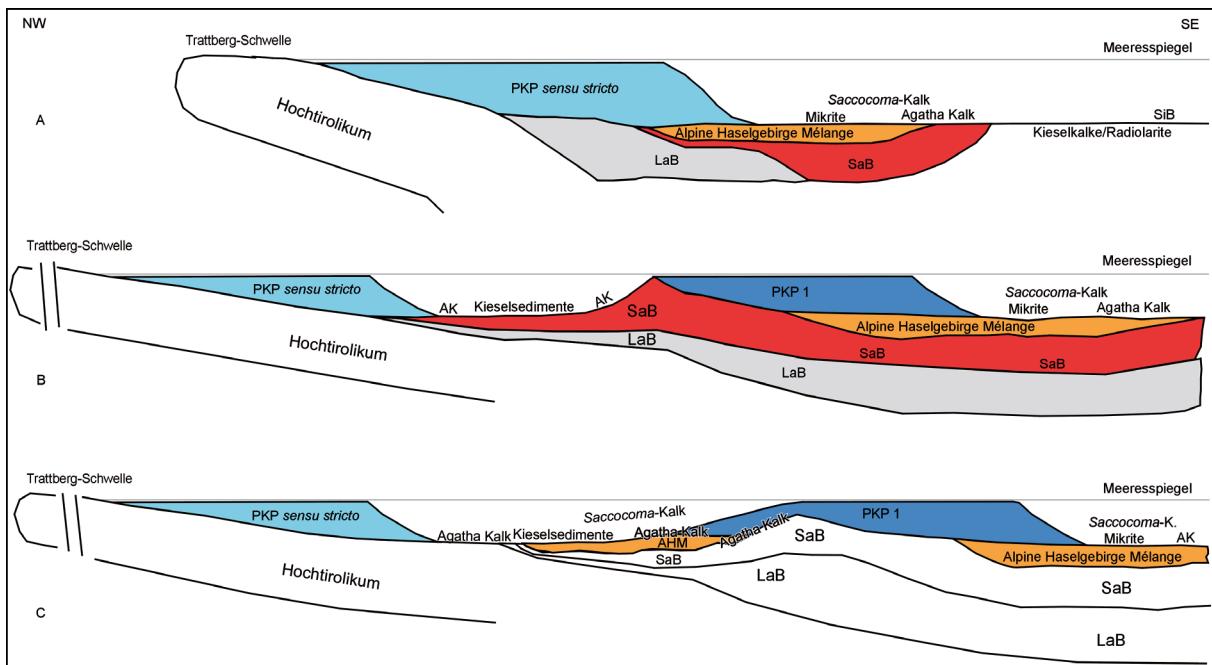


Abbildung 5.b: Paläogeographische Rekonstruktion des zentralen Hochtirolikums im Unter-Tithonium. A: verändert nach MISSONI & GAWLICK (2011a, 2011b). B,C: Interpretation der Paläogeographie basierend auf den Neuergebnissen und den Rekonstruktionen von MISSONI & GAWLICK (2011a, 2011b). AHM: Alpine Haselgebirge Mélange, AK: Agatha Kalk, LaB: Lammer Becken, PKP 1: Plassen Karbonat Plattform 1, SaB: Sandlingalm Becken, SiB: Sillenkopf Becken.

östliche und zentrale Weitenau, Seewaldsee, südlicher Trattberg), einen proximalen, mit durchgehender kondensierten Fazies bedeckten Teil (z.B.: Moosbergalm, Lienbachalm: PLÖCHINGER 1953, Hoher Rosenkogel (vgl. WINTERLEITNER 2009), Loser-Tressenstein: GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2009, GAWLICK et al. 2010, Predigstuhl: GAWLICK et al. 2010) und einen distalen Deckenschenkel mit der überlagernden Plassen Karbonat Plattform *sensu stricto* (z.B.: Rettenstein: AUER et al. 2009). Die Plattform progradierte dabei ab dem tieferen Ober-Oxfordium bis in das Unter-Tithonium (SCHLAGINTWEIT et al. 2003, 2005, AUER et al. 2009) über die bereits platzgenommenen Mélangen (Strubberg Formation, Sandlingalm Formation) wie in der Abbildung 5.b/B dargestellt. Zusätzlich erscheint es notwendig eine altersgleiche Karbonatplattformentwicklung über Hochzonen innerhalb der radiolaritischen Becken zu entwickeln, da eine Anzahl der heute noch erhaltenen Ober-Jura Karbonatplattformen über diesen Mélangen liegen (z.B.: Krahstein: GAWLICK et al. 2004; Rötelstein; Hechlstein-Gwöhnlstein; Teile des Plassen: SCHLAGINTWEIT et al. 2003, 2005). Dieses, in der Abbildung 5.b als Plassen Karbonat Plattform 1 bezeichnete Flachwasserareal progradierte vom Ober-Kimmeridgium bis Unter-Tithonium (SCHLAGINTWEIT et al. 2003, 2005) nach Südosten über Teile des Sandlingalm Beckens und der Alpinen Haselgebirge Mélange. Zwischen der Plassen Karbonat Plattform *sensu stricto* und der neu eingeführten Plassen Karbonat Plattform 1 entstand somit ein hemipelagischer Beckenbereich, wo sich über den Hallstätter Kalken des Sandlingalm Beckens (z.B.: Gollinger Hallstätter Schollen) eine kondensierte karbonatische Beckenfazies ab dem ?Oxfordium (Filamentkalke) bis in das Unter-Tithonium (Agatha Kalk: GAWLICK 2004) entwickeln konnte. Die an den südöstlichen Hängen des Plassen datierten Kieselsedimentgesteine (WEGERER et al. 2003) bildeten sich in diesem zentralen, karbonatplattformfernen Beckenbereich. Die Saccocoma-Kalke und die darin eingeschalteten Resedimente aus Flachwasserorganismen werden in dieser Interpretation in einer südöstlichen, beckenwärtigeren Position innerhalb der Plattform-Becken Konfiguration angesehen, wobei die Flachwasserresedimente einzelne

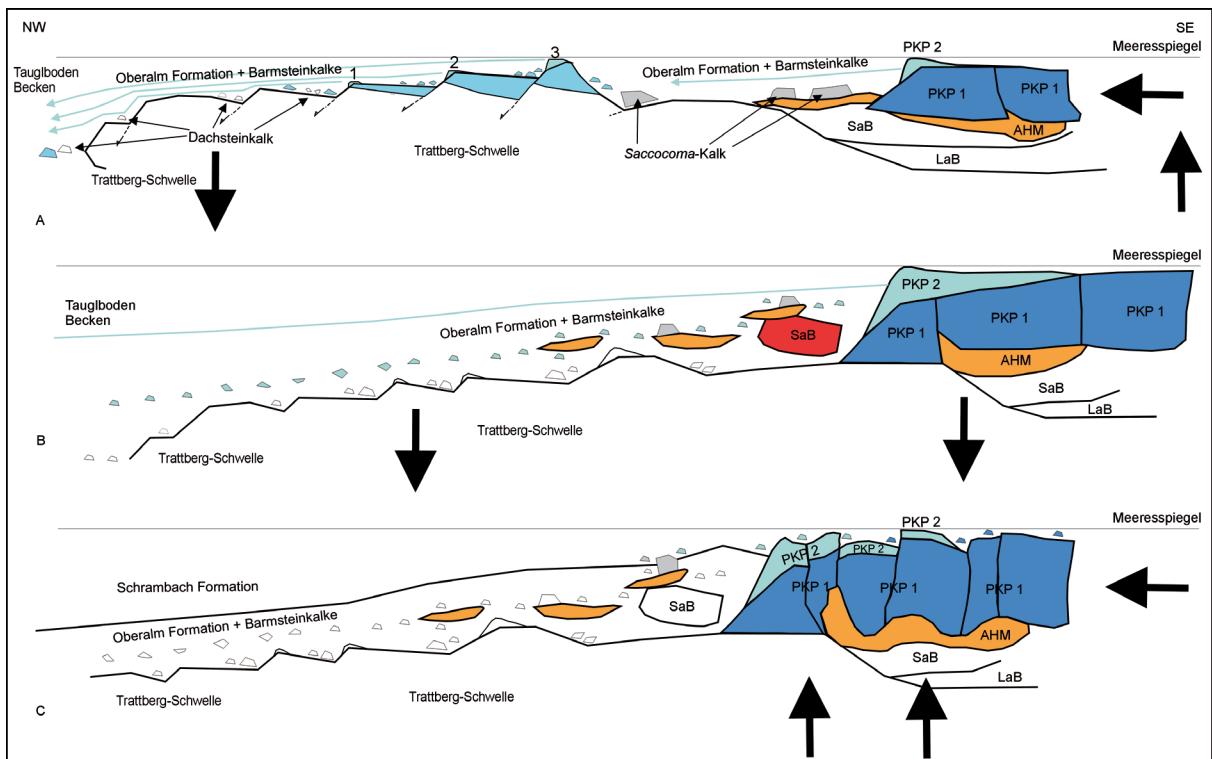


Abbildung 5.c: Paläogeographische Rekonstruktion des Tirolikums im Unter-Tithonium (A), Ober-Tithonium (B) und Valanginium (C). AHM: Alpine Haselgebirge Mélange, LaB: Lammer Becken, SaB: Sandlingalm Becken, PKP 1: Plassen Karbonat Plattform 1, 1, 2, 3: Teile der Plassen Karbonat Plattform 2 (PKP 2) über der tektonisch zerlegten Plassen Karbonat Plattform *sensu stricto*. Die Pfeile zeigen die jeweiligen relativen Bewegungsrichtungen an.

Schüttungseignisse in diese Richtung anzeigen (Abb. 5.b/B). Als weitere Möglichkeit muss in Betracht gezogen werden, dass neben dem Agatha Kalk (Meeresspiegeltiefstand, Emersion der Plattform: GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2009) auch die Saccocoma-Kalke nordwestlich der Plassen Karbonat Plattform 1 abgelagert wurden (Abb. 5.b/C), wobei hier aber auch schon Teile, der vorher über das Sandlingalm Becken eingeglittenen Alpinen Haselgebirge Mélange nordwestlich der Plassen Karbonat Plattform 1 zu liegen kamen. Somit könnten die Flachwasserresedimente innerhalb der Saccocoma-Kalke am südlichen Hochreithberg den beginnenden Umschwung in der Wachstumsrichtung der Plassen Karbonat Plattform 1 anzeigen. Die Plassen Karbonat Plattform *sensu stricto* läge in diesen beiden Rekonstruktionen (Abb. 5.b/B, 5.b/C) nur über der Hochtirolischen Decke aus Dachsteinkalk und kondensierten Unter-Jura bis Ober-Jura Sedimenten. Durch die Einführung einer weiteren Flachwasser Karbonatplattform zwischen der Trattberg-Schwelle und dem Akkretionskeil erscheint die, vordergründig kompliziertere Plattform-Becken Konfiguration, aber bei den in weiterer Folge auftretenden Veränderungen innerhalb des Unter-Tithonium und des Ober-Tithonium als kinematisch einfache Lösung als es bis jetzt mit nur einer Plattform möglich war. Ab dem Unter-Tithonium erfolgte bis in das Ober-Tithonium eine erneute tektonische Phase, die den gesamten tirolischen Teil der zentralen Nördlichen Kalkalpen inklusive des durch Akkretionierung und Ophiolithobduktion gebildeten mittel- bis oberjurassischen Orogen erfassende. Diese beckenweit verfolgbaren Auswirkungen waren:

- Ertrinken der Wolfgangsee Karbonat Plattform im Ober-Tithonium (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2010)
- Zunahme der Subsidenz an der Trattberg-Schwelle und die Ausbildung von Abschiebungen (MISSONI & GAWLICK 2011a, 2011b)

- Bildung von zwei, klar unterscheidbaren Brekzienlagen im Unter-Tithonium und im Ober-Tithonium
- Umlagerung und finale Platznahme der Alpinen Haselgebirge Mélange
- Änderung der Polarität (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2006) der Plassen Karbonat Plattform 1 nach dem Übergang, der von Gezeiten dominierten Fazies zur offenen Lagunenfazies im Mittel-Tithonium (SCHLAGINTWEIT et al. 2003, 2005)
- Ausbildung von Reliefunterschieden durch Brekzienbildung und Gleitvorgänge, die sich bis in die höhere Unter-Kreide durchpausen
- Hebung bzw. Abgleiten der Lärchberg Karbonat Plattform inklusive des Akkretionskeiles (MISSONI & GAWLICK 2011a, 2011b)
- Hebung und Erosion des ophiolithischen Deckenstapels inklusive der Kurbnesh Karbonat Plattform (SCHLAGINTWEIT et al. 2008, 2012, MISSONI & GAWLICK 2011a, 2011b)
- Sedimentäre Sequenzen mit einem Verfeinerungstrend zum Hangenden vom Ober-Tithonium bis in das Ober-Berriasium (z.B.: GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2006)
- Back-stepping der Ober-Tithonium bis Mittel-Berriasium Karbonat Plattform (SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2007, GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2009)

Diesen im Gelände und Schliff beobachtbaren Phänomene wurden unterschiedliche mögliche, großtektonische Ursachen zugeordnet (KRISCHE et al. 2012a). Durch die etwas veränderte Paläogeographie mit der Einführung der Plassen Karbonat Plattform 1 über Hochzonen innerhalb der Radiolarit Becken muss aber noch eine weitere Möglichkeit in Betracht gezogen werden. Mit dem Ende der aktiven Überschiebungen im ophiolithischen Deckenstapel, und dem daraus resultierenden Einstellen eines Gleichgewichtes von Subsidenz und Karbonatplattform Wachstum (Gezeiten dominierte Fazies am Plassen: SCHLAGINTWEIT et al. 2003, 2005), kam es zu einer Hebung des tektonisch gebildeten, verdickten Akkretionskeiles (vgl. MISSONI & GAWLICK 2011a: orogenic bending). Dieser isostatische Ausgleich innerhalb des mittel-/oberjurassischen Orogens führte zu einem Absinken der Trattberg-Schwelle vom Unter-Tithonium an und zu einem Verkippen der Unterplatte (Hoch- und Tieftirolikum). Diese Verkippung (Abb. 5.c/A) führte am nördlichem Rand der hochtirolischen Einheit (proximale Trattberg-Schwelle) zur Ausbildung von Abschiebungen bzw. Escarpments und Brekzien, die zum Großteil aus lokalem Material bestehen (Dachsteinkalk, Scheibelberg Formation, Agatha Kalk, Strubberg Formation, Plassen Karbonat Plattform *sensu stricto*). Das Herkunftsgebiet dieser lokalen Dachsteinkalkblöcke war die zerbrechende Trattberg-Schwelle, wo z.B. im Bereich Seewaldsee Dachsteinkalk-Megabrekzien (vgl. SCHLAGER 1953: Dachsteinkalke mit rötlicher und gelblicher Kluftfüllung) an der Basis der Entwicklung vorliegen. Die Umlagerung von Olistolithen wie z.B. am Tressenstein (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2009) fand bereits in einem karbonatischen Milieu statt. Durch die bergsturzartigen Massenbewegungen kam es im Bereich des nordwestlichen Höherstein (proximales Tauglodenbecken) zu einer Vermischung von Dachsteinkalk und Plassenkalk Blöcken. Zusätzlich zerbrachen die Plassen Karbonat Plattform *sensu stricto* gemeinsam mit der Trattberg-Schwelle sowie Teile der Plassen-Karbonat-Plattform 1, durch ein beginnendes Abrutschen auf den sich bewegenden Mélangen. Fast zeitgleich erfolgte über der Plassen Karbonat Plattform 1 die Änderung in der Progradationsrichtung durch die Ausbildung eines neuen Plattformrandes (Plassen Karbonat Plattform 2). Auf der absinkenden Plassen Karbonat Plattform *sensu stricto* bildeten sich an den entstehenden Escarpments ebenfalls kleinräumige Plattformen (Abb. 5.c/A: 1, 2, 3), die durch die Subsidenz einer raschen Retrogradation unterlagen. Die neu gebildeten Plattformen und die angeschnittenen älteren Plattformbereiche resedimentierten

bioklastisches und lithoklastisches Material in die neu gebildeten Ablagerungsräume, über die zerbrochene Trattberg-Schwelle hinweg bis in das Tauglboden Becken. Resedimentierte Flachwasser-Bioklasten zeigen das Aufwachsen neuer Plattformränder (GAWLICK et al. 2005, GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2009). Die auftretenden Barmstein Kalke beinhalten neben Klasten aus älteren Faziesbereichen (z.B.: Lagune) ebenfalls Bio- und Lithoklasten der neu aufwachsenden Plattformränder (GAWLICK et al. 2005, SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2007, GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2009). Diese Phase entspricht den Ablagerungen der offenen Lagune innerhalb der Plassen Karbonat Plattform 1 (SCHLAGINTWEIT et al. 2003, 2005). Begleitet wurde diese erste Phase mit dem Umschwung von kieseliger Sedimentation im Tauglboden Becken hin zu hemipelagischen Beckenkarbonaten, die in die calpionellenführende Oberalm Formation überleiten. In den sich neu konfigurierenden Beckenbereichen war die Ablagerung der Oberalm Formation + Barmstein Kalken stark von der zuvor angelegten Topographie beeinflusst. Mehreren 100 m mächtigen Karbonaten innerhalb des Tauglboden Beckens (z.B.: Höherstein) sind zeitgleiche Serien von wenigen Metern bis 10er Metern (z.B.: Seewaldsee, östliche Weitenaу, Kellau) gleichzusetzen. Zusätzlich spielte aber wahrscheinlich ein Vorbeitemportieren der Sedimente an diesen im Unter-Tithonium gebildeten Hochzonen eine große Rolle.

Die fortschreitende Hebung des Akkretionskeiles bzw. der obduzierten Ophiolithdecken und der dadurch bedingten Kippung des Hochtirolikums führte zur zweiten Phase über. Es kam zu einer Remobilisierung von Teilen der Mélangen, die zuvor primär unter der Plassen Karbonat Plattform 1 Platz genommen hatten (Abb. 5.c/B). Teile der starren Plattformen bewegten sich auf ihrer weichen Unterlage entlang des Reliefs hangabwärts. Dies kann innerhalb der Plassen Karbonat Plattform 1 als ein Umbau der geschlossenen Lagune hin zu einem reinen Riffrand verstanden werden (SCHLAGINTWEIT et al. 2003, 2005). Es kam zur periodischen Ausquetschung der Alpinen Haselgebirge Mélange, deren Überlagerung mit karbonatischer Hangfazies innerhalb eines progradierenden, karbonatischen Systems und einer zyklischen Resedimentation in Form von Tonflatschenbrekzien (z.B.: Steinbruch Gutratberg, Hochreith Einheit, Reinfalzalm-Mitterberg Einheit, Sandling). Während der Hauptphase (rascheres Abgleiten der älteren Plattformen) erfolgte das submarine Eingleiten des Hauptkörpers der Alpinen Haselgebirge Mélange und Teilen des Sandingalm Beckens über die Oberalm Formation + Barmstein Kalken + Tonflatschenbrekzien. Teilweise wurde die Überlagerung der Alpinen Haselgebirge Mélange (Beckenmikrite, Agatha Formation, Saccocoma-Kalke) mittransportiert (z.B.: Sandling, Hochreith Einheit). Nach der Hauptumlagerung der evaporitischen Gleitkörper, die als ein Ende der Hauptkippung (Einstellen eines isostatischen Gleichgewichtes im Akkretionskeil bzw. im obduzierten Deckenstapel) verstanden werden kann, erfolgte eine sukzessive Abnahme der Bewegungen (siehe Steinbruch Gutratberg) und ein mögliches isostatisches Gleichgewicht innerhalb des Deckenstapels. In den distalen Bereichen zur Karbonatplattform erfolgte der rasche Übergang zu hemipelagischen Kalken der Oberalm Formaton ab dem Grenzbereich Jura/Kreide. In den proximalen Bereichen hielt die Resedimentation von Flachwassermaterial bis in das Mittel-Berriasium (Hochreith Nordost, Reinfalzalm-Mitterberg, Kalkgrube, Reiterndorf Graben) an. Diese unterschiedlichen Mächtigkeiten und Faziesausbildungen, der über den resedimentierten Evaporiten liegenden oberterithonen bis mittel-/oberberriasischen Karbonate kann zum Teil als ein Verfüllen des vorhandenen Reliefs interpretiert werden. Durch den Sedimenttransport entlang vorgegebener unterterithoner Wegigkeiten entstanden mächtige karbonatische Sedimentkörper (z.B.: Osterhorn, Trisselwand). Die an der Trisselwand auftretenden Brekzien (Photos freundlicherweise zur Verfügung gestellt von Matthias Auer) sind makroskopisch mit

den Tonflatschenbrekzien des Steinbruches Gutratberg absolut zu vergleichen und zeigen eine vergleichbare paläogeographische Position der Trisselwand an der distalen, südlichen Trattberg-Schwelle an. An der proximalen Trattberg-Schwelle lagerten sich im selben Zeitraum überwiegend hemipelagische Kalke ab und bezeugen damit ihre relative Distalität zur Plattform bzw. eine relative Hochlage und ein vorbeitransportieren des Hauptteiles des Sedimentes. In den Bereichen des ehemaligen Tauglbothen Beckens entwickelten sich zur gleichen Zeit mächtige Ablagerungen aus Oberalm Formation + Barmstein Kalken. Als Endergebnis der Neuuntersuchungen der obertithonien bis berriasischen Karbonate kann interpretiert werden, dass die ältere Plassen Karbonat Plattform 1 (inkl. ihrer Mélangeunterlage) während dem Ober-Tithonium südlich der distalen Trattberg-Schwelle (über Sandlingalm Formation, Alpiner Haselgebirge Mélange, siehe z.B. Plassen: SUZUKI & GAWLICK 2009) zu liegen kam. Teile der Plattform wurden gemeinsam mit Mélangekomponenten (z.B.: Knallalm/Neualm: AUER et al. 2006, 2007) weiter nach Norden transportiert. Zusätzlich erfolgte ein Eingleiten der Alpinen Haselgebirge Mélange inklusive ihrer hemipelagischen Überdeckung (Saccocoma-Kalke) über die basalen Teile der Oberalm Formation (inkl. allodapische Resedimente und Barmstein Kalke) in den Bereichen Steinbruch Gutratberg, Hochreith Einheit, Reinfalzalm-Mitterberg und Kalkgrube. Ein Teil der Ober-Kimmeridgium bis Unter-/Ober-Tithonium Plattformen bzw. deren heute erhaltenen, unvollständigen Reste, blieben während dieser Abgleitungsphase in parautochthone Position über unterschiedlichen Teilen der Mélangen bzw. der Radiolaritbecken „liegen“ oder „hängen“ (z.B.: Hechlstein-Gwöhnlistein), während andere Teile der Ausgangspunkt für die neu aufwachsende Plassen Karbonat Plattform 2 (z.B.: Plassen) waren.

Die im zentralen Hochtirolikum festgestellten zeitlichen Änderungen der Sedimentgesteine und die daraus resultierenden Interpretationen stimmen auch mit den Änderungen innerhalb des gesamten Orogens und des Vorlandes überein. Das untersuchte Gebiet stellt ja nur einen kleinen Ausschnitt dieses Bereiches dar. Die Hebung des Akkretionskeiles bewirkte eine sukzessive Hebung der Lärchberg Karbonat Plattform mit dem Übergang von lagunärer in brackische Fazies (DARGA & SCHLAGINTWEIT 1991) bis hin zu Emersion bzw. einem zeitgleichen/nachfolgenden Abgleiten der Plattform durch die Reliefverteilung des Akkretionskeiles. Die über den Ophiolithen liegende Kurbnesh Karbonat Plattform wurde ebenfalls gehoben und zusammen mit Teilen des Akkretionskeiles und der Ophiolithdecken erodiert und in sich neu entwickelnde Becken umgelagert (GAWLICK et al. 2008, SCHLAGINTWEIT et al. 2008, 2012, KOSTAKI et al. 2012). Zeitgleich mit der beginnenden Umlagerung von Oberalm Formation und Barmstein Kalken erfolgte das Ertrinken der Wolfgangsee Karbonat Plattform durch ein Absinken der Brunnwinkl-Schwelle (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2010, vgl. Reiterndorf-Hubkogel Einheit). Die weitere Entwicklung der Plassen Karbonat Plattform 2 im Ober-Tithonium bis in das Berriasium des Oberalm/Roßfeld Beckens wurde durch das Auffüllen des geschaffenen Reliefs durch neu produziertes, resedimentiertes Karbonat und durch die fortschreitende Umlagerung der älteren, lithifizierten Komponenten in den Barmstein Kalken bestimmt.

Während die sedimentären Abfolgen des Unter-/Ober-Tithonium durch tektonische Ereignisse erklärt werden können, so können die Schichtfolgen aller untersuchter Lokalitäten ab dem Unter-Berriasium auch unter der Zuhilfenahme von Meeresspiegelschwankungen interpretiert werden (Abb. 5.d). Generell erfolgte ab dem Berriasium ein immer stärker wirkender Eintiefungstrend (SCHLAGINTWEIT et al. 2003, 2005), der bereits im Ober-Tithonium durch die beobachteten fining-upward Zyklen beginnt, aber noch sehr stark von den tektonischen Bewegungen überprägt wurde. Das Abtiefen im Unter-Berriasium, der Verfeinerungstrend innerhalb der Oberalm Formation inklusive

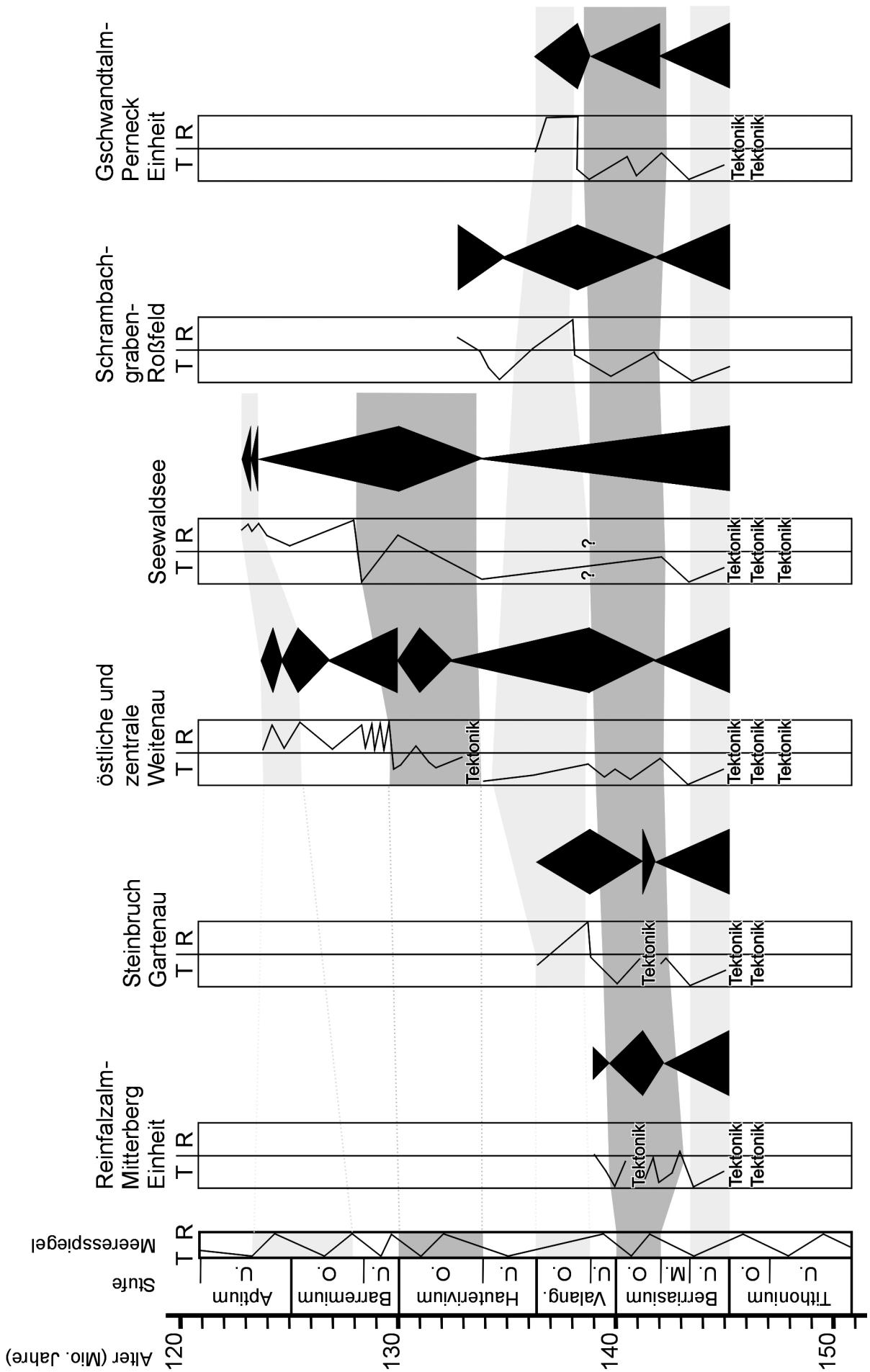
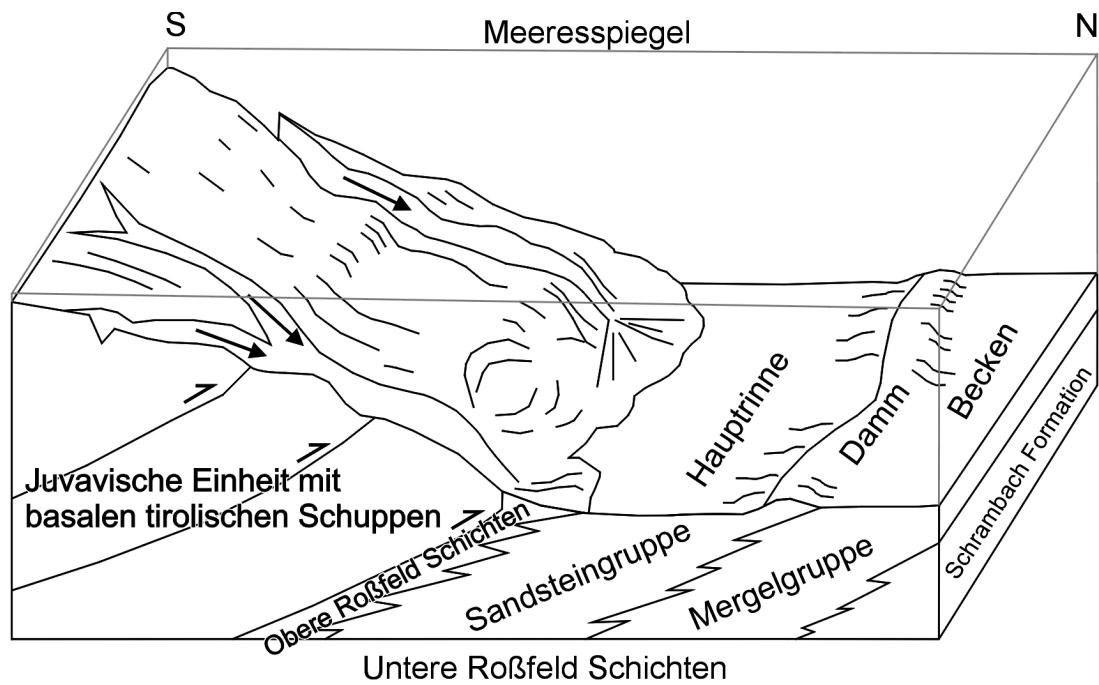


Abbildung 5.d, Seite 301: Korrelation der interpretierten Meeresspiegelschwankungen innerhalb der aufgenommenen Profile und die Verfeinerungs-/Vergröberungstrends der Sedimentgesteinsserien. T: Transgression, R: Regression.

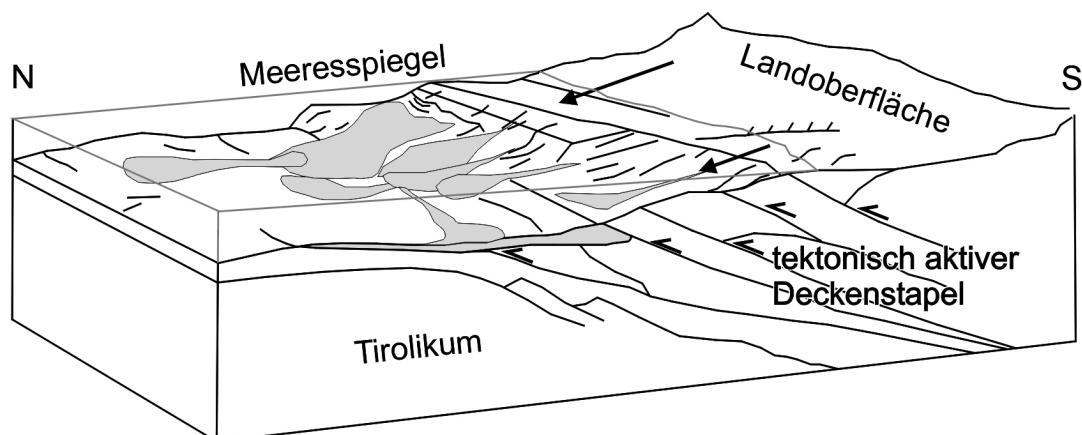
---

dem interpretierten retrogradieren der Plassen Karbonat Plattform 2 kann mit einer transgressiven Phase, die mit der noch verstärkten Subsidenz des Ober-Tithonium interferiert, korreliert werden. Der Verfeinerungstrend hält generell bis in das Mittel-Berriasium an, wobei es in diesem Zeitbereich vermehrt zu einem Eintrag von feinkörnigen Siliziklastika kommt, die den Umschwung von karbonatisch dominierter Sedimentation hin zu siliziklastisch dominierter einleiten. Somit ist der interpretierte Verfeinerungstrend nicht unbedingt ein weiterer Vertiefungstrend, sondern zeigt bei sinkendem Meeresspiegel den vermehrten Eintrag von Siliziklastika aus erodierenden Festlandbereichen und das Ertrinken der Karbonat Plattform durch den steigenden Anteil an Feinsiliziklastika an. Das finale Ertrinken der Plassen Karbonat Platform 2 erfolgte im Ober-Berriasium (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2006). In den Beckenbereichen kann an allen untersuchten Lokalitäten der Beginn des Ertrinkens und der Eintrag von siliziklastischem Material ab dem höheren Mittel-Berriasium dokumentiert werden (Gutratberg Schichten). In den proximal zur Plattform gelegenen Bereichen wie Reinfalzalm-Mitterberg Einheit, Kalkgrube, Basis der Hochreith Nordost Entwicklung erfolgte bis in das höhere Mittel-Berriasium die Umlagerung von karbonatischem Flachwassermaterial. Das endgültige Ertrinken kann in den Beckenbereichen durch die überlagernden Mergel der Schrambach Formation des Ober-Berriasium dokumentiert werden. Die untersuchten oberberriasischen Schichtfolgen können nur schwer Meeresspiegelschwankungen zugeordnet werden. Während in den distalen Einheiten (Abb. 5.a, 5.d: östliche und zentrale Weitenau bis Gschwandtalm-Perneck Einheit) sowohl Vergröberungs- als auch Verfeinerungstrends festgestellt wurden, ist in den proximalen Profilen ein mehrmaliger Wechsel festzustellen. Diese Unterschiede sind durch das Zusammenspiel des noch immer vorhandenen Paläoreliefs des Tithonium, durch die auftretenden gemischt karbonatisch siliziklastischen Gesteine, Tektonik und Meeresspiegelschwankungen zu erklären. Zusätzlich erfolgte ein erneutes Aufwachsen von karbonatischen Flachwasserarealen im Ober-Berriasium (siehe KRISCHE & GAWLICK 2010a). Diese auftretenden karbonatischen Bioklasten geben Hinweis auf ein zeitgleich bestehendes Flachwasserreal im Ober-Berriasium (vgl. Munella Plattform: SCHLAGINTWEIT et al. 2008, 2012). Die Lokationen Reinfalzalm-Mitterberg, Kalkgrube, Bachrainer und Hochreithberg Nordost (Ober-Berriasium Brekzien direkt auf Mittel-Berriasium Hangfazies) zeigen die proximale Entwicklung an. Der Steinbruch Gutratberg dokumentiert die distalere, vollständige Entwicklung dieser Turbidite über den Mergeln. Beim Bachrainer und am nordöstlichen Hochreithberg lagerten sich im gleichen Zyklus auch gröbere siliziklastische Arenite ab und zeigen neben der kurzzeitigen Tektonik auch einen gekoppelten Meeresspiegelabfall an. Im Zuge eines weiteren Vertiefungstrends bis in das höchste Ober-Berriasium verfüllte sich das Becken mit feinkörnigen Siliziklastika (Schrambach Formation). Die in die Mergel eingelagerten Kalkturbidite (Steinbruch Gutratberg, proximal) und kieseligen Packstones (Gschwandtalm-Perneck Einheit, distal) zeigen erneut den Einfluss der oberberriasischen bis valanginen Karbonatplattform/-rampe (Munella: PEZA & MARKU 2002, GAWLICK et al. 2008, SCHLAGINTWEIT et al. 2006b, 2008, 2012) an. Die Schüttung der Resedimente erfolgte in einem regressiven Milieu im Unter-Valanginium und basalen Ober-Valanginium. Innerhalb der zyklischen, regressiven Sequenz im Steinbruch Gutratberg zeigen die Mergelbänke die Regressionen und die Kalkturbidite Meeresspiegelhochstände und Progradation des Flachwasserareales an. In den distaleren Bereichen wie Seewaldsee-Grabenwald, östliche und zentrale Weitenau sind diese Phänomene innerhalb der Profile nicht dokumentierbar. Im Schrambachgraben

erlauben die bis jetzt aufgenommenen Teilprofile noch keine genaue Interpretation. Dieser generelle Vergrößerungstrend, durch ein Verfüllen des Beckens mit turbiditischen Serien, kann an allen Untersuchten Lokationen bestätigt werden. Durch die Neuergebnisse, den Korrelationen der einzelnen Beckenbereiche (Abb. 5.a, 5.d) und deren genereller Übereinstimmung der überregionalen Phänomene innerhalb des Berriasium und Unter-Valanginium (Oberalm und Schrambach Formationen) wird auch versucht die Roßfeld Formation und die Grabenwald Subformation mit Hilfe von Meeresspiegelschwankungen sequenzstratigraphisch zu interpretieren. Durch das sich durchpausende Paläorelief entstanden am Hochreithberg spezielle lokale Gegebenheiten, die aber beckenweit gesehen mit den altersgleichen Serien korrelieren. In der Literatur wird die Roßfeld Formation als synorogene Ablagerung vor den herannahenden kalkalpinen,... Decken interpretiert (siehe Kapitel 3 und 4.3.; Abb. 5.e). Durch die Komponentenanalyse der Roßfeld Konglomerate und Brekzien (siehe Kapitel Resultate) konnte klar festgestellt werden, dass die für die Deutung der unterkretazischen Deckentektonik relevanten Gesteine in den Resedimenten nicht vorhanden sind. Vielmehr zeigt sich, dass es nach der mittel-/oberjurassischen Deckenstapelung zu abnehmender tektonischer Aktivität kam (siehe oben). Die rein sedimentologischen Untersuchungen von FAUPL & TOLLMANN (1979), DARGA & WEIDICH (1986) und HENRICH et al. (2012) lassen auch sequenzstratigraphische Interpretationen zu (Abb. 5.f). Das Einsetzen der Roßfeld Formation beginnt generell mit basalen, polymikten Grobklastika, die aufgrund ihrer Komponentenzusammensetzung charakteristisch sind. Sie bestehen aus den ferntransportierten Gesteinen des ophiolithischen Deckenstapels, den gemischt karbonatisch siliziklastischen Sedimentgesteinen des unterkretazischen Schelfbereiches und älteren, lokal umgelagerten jurassischen bis unterkretazischen Gesteinen (Abb. 5.b/C, siehe auch Kapitel Resultate). Wo diese Grobklastika nicht ausgebildet wurden, können die regressiven Feinsiliziklastika der Schrambach Formation im Unter-Valanginium nur sehr schwer von den sich während der Transgression ab dem höheren Unter-Valanginium entwickelnden Feinsiliziklastika der Roßfeld Formation unterschieden werden (Diskussion siehe Kapitel Resultate). Die basalen Grobklastika der Roßfeld Formation im Ober-Valanginium wurden, nach dem Meeresspiegeltiefstand zwischen der *Busnardoites campylotoxus* und der *Saynoceras verrucosum* Ammonitenzone (vgl. RASSER et al. 2003), in einem bereits wieder leicht transgressiven Milieu abgelagert. Die mächtigen Grobklastika innerhalb der Gschwandtalm-Perneck Schichtfolge und im Steinbruch Gutratberg entsprechen mäandrierenden und verzweigten Rinnensystemen, wobei diese Ablagerungen als zentrale Rinnenfüllungen der äußeren Fächer interpretiert werden können (DARGA & WEIDICH 1986, vgl. FAUPL & TOLLMANN 1979). Die auftretenden matrixreichen Konglomerate (mud-flows) entsprechen nach dieser Definition über die Fächerloben ausbrechenden Schlammströmen im mittleren Fächer oder an den oberen Rändern der eingeschnittenen Canyons abgelagerten Schlammströmen des oberen Fächers (DARGA & WEIDICH 1986). Die Rudite, Arenite und siliziklastikarenichen Packstones jeder Ablagerungssequenz können kleinmaßstäblichen Meeresspiegelanstiegen zugeordnet werden. Diese an der Basis groben und nach oben feiner werdenden Sedimentpakete wechseln in den Profilen Salzberg und Gutratberg mehrmals. Die Abfolge im oberen Schrambachgraben dokumentiert nur mehr die distalen Ausläufer dieser wechselnden Sedimentationsbedingungen. Der generelle Trend innerhalb des Ober-Valanginium bis in das Unter-Hauterivium ist ein erneuter Meeresspiegelanstieg mit einer Verfeinerung der Sedimentgesteine zum Hangenden hin. Dieser Trend kann auch am westlichen Hochreithberg bestätigt werden. Gröbere, siliziklastische Packstones, die unter den valanginen Kieselkalken liegen, zeigen den Meeresspiegeltiefstand an, die darüber folgende Transgression verschiebt diese tur-



A



B

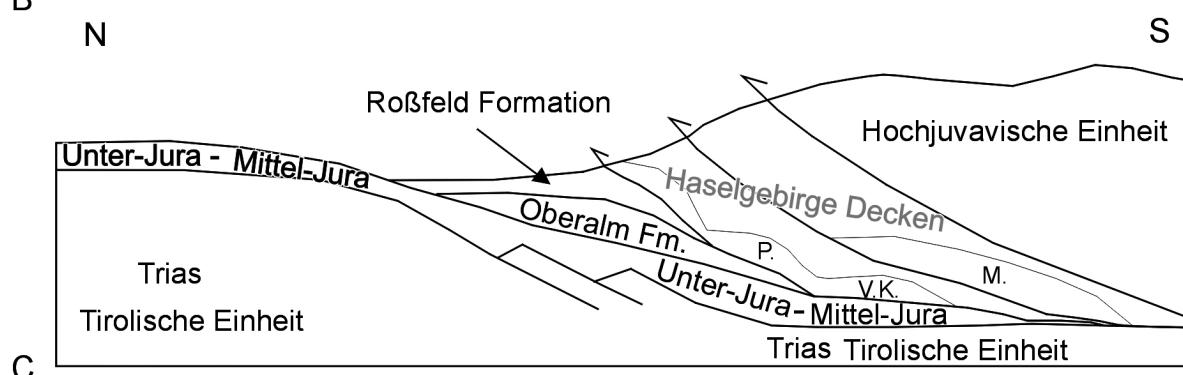


Abbildung 5.e: Aus der Literatur bekannte Interpretationen des Sedimentationsgeschehens der Roßfeld Formation und dessen tektonischen Ursachen. A: FAUPL & TOLLMANN (1979) bzw. DECKER et al. (1987). B: Sedimentationsmodell der obervalanginen Turbiditbänke nach LUKENENDER (2005). C: SCHORN & NEUBAUER (2011, verändert nach SCHWEIGL & NEUBAUER (1997a, 1997b)). M: Ozeanische Lithosphäre (Meliata). P: Permische Magmatite (Riftsuite). V.K.: Variszisches kristallines Basement.

biditische Fazies weiter Richtung Schelf und nur feinkörnige Siliziklastika wurden gemeinsam mit Kieselorganismen angelagert (Kieselkalke, Kieselmergel). Am nord-

östlichen Hochreithberg bestehen die basalen Grobklastika nur aus lokalem Material (Hangschutt, Abb. 5.f). Dieses Phänomen ist auch am westlichen und nördlichen Hochreithberg in den Brekzienlagen zu beobachten. Durch die unterlagernde Alpine Haselgebirge Mélange und durch eine kompressive tektonische Phase (5.b/C) wurden die Evaporite etwas nachbewegt (siehe Kapitel Resultate, vgl. FAUPL & WAGREICH 2000, MANDL 2000) und die überlagernden Karbonate und Kieselsedimente als Hangschutt mobilisiert und in lokalen Schuttfächern abgelagert bzw. resedimentiert. Die von KRALIK et al. (1987) datierten Störungstone könnten diesen Nachbewegungen im Valanginium entsprechen. Diese Tektonik kann auch mit der tektonisch bedingten Verstellung der Munella Plattform (SCHLAGINTWEIT et al. 2012) in diesem Zeitraum in Zusammenhang gebracht werden. Während diese Kieselkalke und ihre assoziierten Brekzien lokal bedingte Phänomene am Hochreithberg darstellen, aber auch noch z.B. im Steinbruch Gutratberg nachgewiesen werden können, kam es in den restlichen Beckenbereichen in diesem Zeitabschnitt, nach der Ablagerung der basalen Grobklastika, zur Ablagerung von mächtigen Mergellagen (oberer Schrambachgraben, Seewaldsee-Grabenwald) bzw. zur Ablagerung von gemischt siliziklastisch kieseligen Gesteinen (Gschwandtalm-Perneck, östliche und zentrale Weitenau) innerhalb des Abtiefungstrends im Ober-Valanginium. Erst ab dem höheren Unter-Hauterivium bis basalen Ober-Hauterivium wurden Siliziklastika in Feinsandgröße als turbiditische, siliziklastische Packstones in größerem Umfang wieder in die Beckenbereiche transportiert. Dieser Trend kann am Roßfeld, in der Seewaldsee-Grabenwald Schichtfolge und im Krautegg Profil beobachtet werden und ist durch eine regressive Phase charakterisiert. Der Übergang von den Mergeln zu den Packstones ist generell ein gradueller. Zum überlagernden Ober-Hauterivium hin kommt es wieder zu einer Faziesdifferenzierung. Während in proximal zu den Hauptschüttungskörpern wie z.B. an der Hochreithalmstraße und südwestlich der Aubaueralm (östliche und zentrale Weitenau) weiterhin siliziklastische Packstones abgelagert wurden, kam es in distaleren Bereichen wie in der Seewaldsee-Grabenwald Abfolge zur Ablagerung von Mergeln. Diese zeigen deutlich eine erneute Transgression und somit einen Umschwung von einer regressiven Turbiditfazies hin zu einer transgressiven an. Eine spezielle Situation, welche die weiterhin bestehenden faciellen Unterschiede im Becken anzeigt, ist im Schönleitenbach entwickelt. In die Kieselmergel sind Kalkturbidite eingeschaltet, die eine Umlagerung von karbonatischem Flachwassermaterial (distale Hangfazies) im Hauterivium anzeigen. Diese Kalkbänke sind auch im Graben westlich Schönleiten vorhanden, allerdings wesentlich feinkörniger und innerhalb von siltigen Mergeln entwickelt (Faziesäquivalent zu den Kieselmergeln). Eine Besonderheit im Schönleitenbach sind Crinodenturbidite des obersten Hauterivium bzw. der Grenze Hauterivium/Barremium, die neben den Bioklasten der zeitgleichen karbonatischen Flachwasserentwicklung auch ältere Lithoklasten z.B. der Plassen Karbonat Plattform enthalten. Lithologisch, mikrofaziell und biostratigraphisch ähnliche Gesteine beschrieben LUHENEDER & SCHLAGINTWEIT (2004) aus der Schneebergmulde von Reichraming. Überlagert werden diese Flachwasserresedimente von Kieselkalken, die zu Kieselmergeln mit zwischen geschalteten siliziklastischen Packstones (Regression) übergehen und die erneut von Kieselmergeln überlagert werden (Transgression). Diese kieselige Gesteinsvarietät ist auch am Roßfeld zu beobachten. Darüber liegen die Grobklastika zwischen Hundskar, Aubaueralm, Bachbauer, Hahnenkamm und der Reiterndorf-Hubkogel Abfolge. Diese Ablagerungen sind äquivalent zu den Meeresspiegeltiefständen im Unter-Barremium. Sie sind intern noch etwas gegliedert und lassen so den Schluss von untergeordneten, sehr kurzzyklischen Meeresspiegelschwankungen im Unter-Barremium zu. Das Reiterndorf-Hubkogel Profil ist insofern speziell, weil die unter den Grobklastika liegen-

den Kieselmergel der Schrambach/Roßfeld Formation sehr einheitlich sind und daher als eine sehr distale Entwicklung innerhalb der Roßfeldentwicklung gesehen werden können. In Bereichen wo keine Grobklastika entwickelt sind, wie im Grabenwald und in der Hochreith Einheit geht die feinkörnige Mergelsedimentation möglicherweise bis in das Unter-Aptium (FUCHS 1968) bzw. das Mittel-Aptium (WEIDICH 1990) weiter. Die Grabenwald Subformation zeigt am Beginn ihrer Entwicklung im Grabenwald grobe Klastika, die mit dem Meeresspiegeltiefstand im basalen Ober-Barremium oder im Unter-Aptium korreliert werden können. Die in diesen Klastika enthaltenen Orbitolinen und anderen Bioklasten zeigen ganz klar den Einfluss einer oberbarremen/unterapten Flachwasserentwicklung an (SCHLAGINTWEIT et al. 2012: Mali I Shejtit, SCHLAGINTWEIT et al. in Druck). Altersmäßig und lithofaziell vergleichbare Ablagerungen beschreiben DIMITRIJEVIC & DIMITRIJEVIC (2009) aus dem Paraflysch der Vardarzone und MIKES et al. (2008) aus dem Bosnischen Flysch (Vranduk Formation). Durch kurzyklische Transgressions-Regressionszyklen innerhalb dieses flachen Schelfbereiches kam es sowohl horizontal als auch vertikal zu raschen Fazieswechseln (Rudite-Arenite-siliziklastische Packstones-silitige Mergel). Die hangenden Konglomerate des Grabenwaldes zeigen die erneute Regression im basalen Unter-Aptium bzw. höheren Unter-Aptium an. Zu diesem Zeitpunkt sind vermutlich sämtliche der untersuchten Beckenbereiche aufgefüllt. Jüngere unterkretazische Sedimentgesteine sind durch Nichtablagerung bzw. Erosion nicht mehr erhalten. Durch die Komponentenanalyse der Roßfeld Formation, verbunden mit mikrofaziellen Untersuchungen der Schrambach Formation und Makrofossilien ist es möglich zu zeigen, dass die sedimentäre Entwicklung des tirolischen Abschnittes der zentralen Nördlichen Kalkalpen in der Unter-Kreide sehr stark an die übergeordneten Meeresspiegelschwankungen gebunden ist und ausgenommen von lokalen Phänomenen wie am Hochreithberg über sämtliche untersuchte Beckenbereich konsistent ist. Die sedimentäre Entwicklung innerhalb des zentralen Tirolikums endet generell in allen untersuchten Profilen im Ober-Barremium/Unter-Aptium. Weitere Untersuchungen vergleichbarer Schichtfolgen müssen zeigen, ob sich diese Neuinterpretationen der Roßfeld Formation auch kalkalpenweit anwenden lassen.

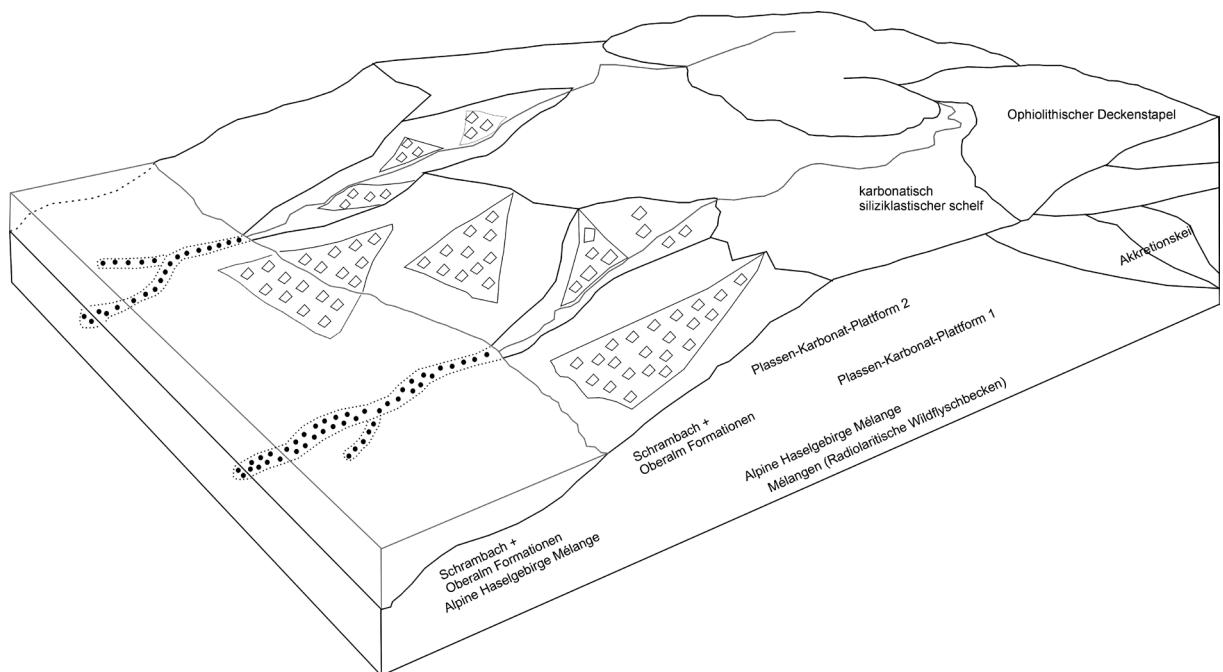


Abbildung 5.f: Interpretation der Ablagerungsbedingungen der Roßfeld Konglomerate am Beispiel des Steinbruches Gutratberg im Ober-Valanginium (siehe auch Abb. 5.c/C).

## 6. Die Platznahme der Alpinen Haselgebirge Mélange

Die in dieser Arbeit verwendete Bedeutung des Wortes Platznahme entspricht einer Umlagerung von Gestein aus beckenexternen Bereichen in zeitgleich bestehende Sedimentationsräume. Dabei ist die Art des Transportes wie z.B. gravitatives Eingleiten oder tektonisch induziertes Überschieben, Abschieben,... nicht von Relevanz. Das umgelagerte Gesteinsvolumen unterscheidet sich dabei stratigraphisch und lithologisch von der neuen sedimentären Unter- und Überlagerung. Die liegenden und hangenden Schichten der platzgenommenen Einheit sind sowohl lithologisch, als auch stratigraphisch sehr ähnlich bzw. vergleichbar. In dieser Arbeit werden weder die primären Sedimentationsräume (z.B.: ERKAN 1976, SPÖTL cum lit., siehe Kapitel 3.1.) noch die älteren Bewegungen innerhalb des permotriassischen bis mitteljurassischen Sedimentstapels (z.B.: LEIN 1981, 1985, siehe Kapitel 3.1.) erörtert. Gezeigt werden soll ein Modell über die finale Platznahme der Alpinen Haselgebirge Mélange (SPÖTL 1989). Dieses Modell basiert auf den Konzepten von LEIN (1985, 1987a, 1987b), PLÖCHINGER (1974a, 1976, 1977b, 1979b, 1984a), TOLLMANN (1981) und SPÖTL (1989) sowie auf GAWLICK (ab 1993) für die Platznahme der Evaporitserien und für Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen ab dem Mittel-Jura. Diese Literaturdaten werden mit den neuen Resultaten aus der vorliegenden Arbeit (siehe Kapitel 5.) verknüpft.

Durch die Akkretionierung des passiven Kontinentalrandes der Neotethys, der Sedimentationsraum der Nördlichen Kalkalpen vom Ober-Perm bis in den Mittel-Jura war, kam es speziell in rheologisch weichen Lagen zur Abscherung des ehemaligen Sedimentstapels. Der Einbau des Meliata-, Hallstatt- und Zlambachfaziesraumes in den Akkretionskeils ging entweder mit einer fast zeitgleichen Umlagerung der akkretionierten Gesteinspakete in die an der Front der Decken gebildeten radiolaritischen, karbonatlastischen Wildflyschbecken (GAWLICK et al. 1999, GAWLICK 2000, GAWLICK & FRISCH 2003) einher bzw. es kam durch die fortschreitende Kompressionstektonik zu einem Versenken in tiefere Bereiche und zu Druck- und Temperaturüberprägungen. Bei dieser Versenkung erreichten die akkretionierten Evaporite nach SPÖTL & HASENHÜTTL (1998) ihr Temperaturmaximum (z.B.: 160°C bis 180°C im Steinbruch Grubach-Moosegg). SPÖTL et al. (1996, 1998b) und WIESHEU (1997) stellten daneben aber auch Temperaturen von mehr als 240°C fest (vgl. LEITNER et al. 2011). Diese erste thermische Überprägung und Bildung der Mélange fand nach MISSONI & GAWLICK (2011a) bereits im Callovium/Oxfordium durch eine Verlegung der Beckenachse aus dem Zlambachfaziesraum in den Dachsteinriffkalk Faziesraum statt. Die, in die primär rein tonig-evaporitische Mélange inkorporierten unterschiedlichen Gesteine wie z.B. Pötschen Dolomit, Dürrnberg/Birkenfeld Formation, rote, verkieselte Tone, kalkige Sandsteine, unterschiedliche magmatische und metamorphe Gesteine der akkretionierten Ophiolithe (z.B.: KIRCHNER cum lit., KIRCHNER & MEIXNER 1981, VOZAROVA et al. 1999, BERNOIDER et al. 2011, SCHORN & NEUBAUER 2011) kamen entweder bei einer ersten Resedimentationsphase im frühen Ober-Jura zu den evaporitischen Gesteinen hinzu oder durch weitere tektonische, chaotische Amalgamierung bzw. Akkretionierung im Ober-Oxfordium (MISSONI & GAWLICK 2011a). Durch die Vielfalt der inkorporierten Gesteine und durch deren unterschiedliche Temperatur- und Drucküberprägungen kann von einer klassischen Mélange (DILEK et al. 2012) gesprochen werden. Die Alpine Haselgebirge Mélange wurde, nach dem Platznehmen des Sandlingalm Beckens auf Teilen des Lammer Beckens, im Oxfordium/Kimmeridgium Grenzbereich, aus dem Akkretionskeil tektonisch ausgequetscht und glitt über Teilbereiche des Sandlingalm Beckens ein (GAWLICK et al. 2007a, SUZUKI & GAWLICK 2009). Danach erfolgte die Überlagerung der resedimentierten Alpinen Haselgebirge Mélange mit hemipelagischen Beckenmikriten, Agatha Kalk und Saccocoma-Kalken

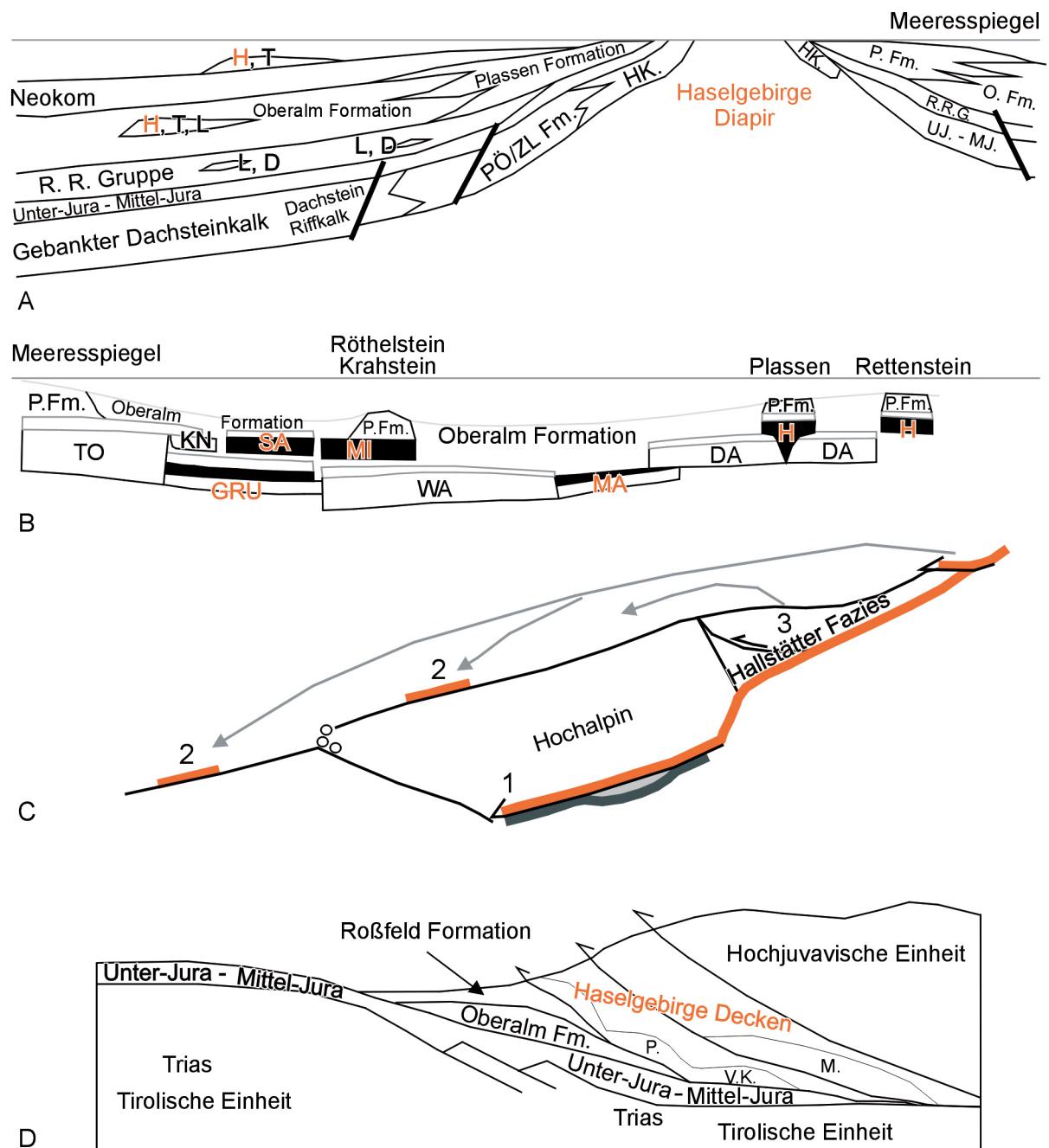


Abbildung 6.a: Vorstellungen über die Platznahme der Alpinen Haselgebirge Mélange. A: Haselgebirge Diapir vom Ober-Jura bis in das Neokom nach PLÖCHINGER (1977b, 1990). D: Dachstein Kalk, H: Haselgebirge, HK.: Hallstätter Kalk, L: Lias, O. Fm.: Oberalm Formation, P. Fm.: Plassen Formation, PÖ: Pötschen Formation, R. R. G.: Ruhpolding Radiolarit Gruppe, T: Trias, UJ. - MJ.: Unter-Jura - Mittel-Jura. B: Hallstätter Kanäle und Gleitektonik und neoautochthones Tithonium nach TOLLMANN (1981). DA: Dachstein-Decke, GRU: Grundlsee-Zlambach, H: Haselgebirge, KN: Knerzenalm, MA: Mandling-Werfen, MI: Mitterndorf, P.Fm.: Plassen Formation, SA: Sandling-Salzberg Bad Ischl, TO: Totengebirgs-Decke, WA: Warscheneck-Decke. Orange: Position des Haselgebirges. C: Hüllentausch (1), Brekzienbildung und mehrphasige Gleitektonik im Malm nach LEIN (1987b) mit einer Umlagerung des Haselgebirges (orange) während der Phasen 2 und 3. D: Haselgebirge Decken der oberen Unter-Kreide bis Mittel-Kreide nach SCHORN & NEUBAUER (2011, verändert nach SCHWEIGL & NEUBAUER (1997a, 1997b)). M: Ozeanische Lithosphäre (Meliata), P: Permische Magmatite (Rift), V.K.: Variszisches kristallines Basement.

des Kimmeridgium bis Unter-Tithonium (siehe Abb. 5.b). Die abschließenden Umlagerungsprodukte dieser Resedimentationsphase des Haselgebirges sind in den Ober-Kimmeridgium bis Unter-Tithonium Brekzien der Sillenkopf Formation abgelagert worden (MISSONI et al. 2001, MISSONI 2003). Diese Brekzien können durch ihren polymikten

Charakter (MISSONI et al. 2001, MISSONI 2003) als ein Zergleiten, des durch Kompression und Amalgamierung übersteinen Akkretionskeiles verstanden werden (vgl. MISSONI & GAWLICK 2011a, 2011b). Der hauptsächliche Prozess der finalen Platznahme der Alpinen Haselgebirge Mélange erfolgte nach dem sich umstellenden Regime und einem ersten Zerbrechen der Plassen Karbonat Plattform 1 im höheren Ober-Tithonium innerhalb des Sedimentationsraumes der Oberalm Formation und der Barmstein Kalke (Abb. 5.c/B, 6.b). Diese Tatsache kann durch die Ergebnisse aus Bad Ischl, der Weitenau und dem Steinbruch Gutratberg (siehe auch PLÖCHINGER 1977b) bestätigt werden. Die durch tektonische Prozesse (siehe Kapitel 5) abgescherte und instabil gewordene, evaporithältige Mélange resedimentierte duktil (SCHORN & NEUBAUER 2011) mit zeitgleichen Bioklasten, älteren Lithoklasten der Plassen Karbonat Plattform, Tonflatschenbrekzien, Brekzien der Sillenkopf Formation (MISSONI & GAWLICK 2011a, 2011b) sowie Gesteinen der oberjurassischen Überlagerung (Beckenmikrite, Agatha Kalk, *Saccocoma*-Kalk) und nahm ihren Platz im Oberalm/Roßfeld Becken ein. Diese obertithone, auf Basis von Calpionellen datierte Platznahme korreliert mit den von SPÖTL et al. (1998a, 1998b) gewonnenen  $^{40}\text{Argon}/^{39}\text{Argon}$  Altern von neugesprossenen Kalifeldspäten, innerhalb der Alpinen Haselgebirge Mélange, mit 154 Millionen Jahren (Tithonium) bis 145 Millionen Jahren (Grenze Tithonium/Berriasium). Die Temperatur dieser Mélange lag nach dem Ende der Resedimentation im Ober-Jura bereits unter 150°C (SPÖTL & HASENHÜTTL 1998).

Die vom Steinbruch Gutratberg (DRAXLER, in PLÖCHINGER 1974a) und aus der Saline Hallstatt (KLAUS 1965) bekannten oberpermischen und skytisch/anisischen Alter der Sporenflora zeigt den Mélangecharakter des Alpinen Haselgebirges sehr deutlich. Neben der Akkretionierung des oberpermischen Haselgebirges (primäre Lage unter dem Hallstätter Salzbergfaziesraum: z.B.: LEIN 1987a, 1987b oder dem Pötschenfaziesraum: SUZUKI & GAWLICK 2009) in den frühoberjurassischen Deckenstapel, wurden auch Teile des Hochtirolikums (z.B.: Hohes Brett, Jenner: MISSONI & GAWLICK 2011b) von ihrer Unterlagerung abgeschert und resedimentierten innerhalb der karbonatklastischen Wildflyschbecken (GAWLICK & FRISCH 2003). Einer dieser möglichen Abscherhorizonte lag innerhalb der Reichenhall Formation (siehe MISSONI & GAWLICK 2011a, 2011b). So mit konnten diese skytisch/anisische Evaporite durch Resedimentationsprozesse oder tektonische Amalgamierung im frühen Ober-Jura (spätestens im Oxfordium) mit den bereits davor akkretionierten, oberpermischen Evaporiten vermischt werden.

Die resedimentierte Alpine Haselgebirge Mélange nahm innerhalb des Oberalm/Roßfeld Beckens im höheren Ober-Tithonium Platz. Die neue sedimentäre Überlagerung der Mélange besteht aus Oberalm Formation + Barmstein Kalken des Ober-Tithonium. Im Verlauf der Sedimentation in der Unter-Kreide kam es zu keinen weiteren, großenmaßstäblichen Umlagerungen, auch im Roßfeld Konglomerat (siehe Kapitel 5) sind nur untergeordnet den Haselgebirgstenen mineralogisch ähnliche Tonlithoklasten (Salzberg Bad Ischl) resedimentiert worden. Kompressive Bewegungen in der Unter-Kreide führten zu Bewegungen innerhalb der evaporitischen Mélange und zum Zerbrechen der überlagernden spröderen Karbonatgesteine. Weiträumige Überschiebungen (siehe Kapitel 5) können für diesen Zeitraum ausgeschlossen werden. Während der mittelkretazischen bis rezenten Bildung der Ostalpen erfuhr die Alpine Haselgebirge Mélange, abhängig von ihrer jeweiligen Lage zu den neu angelegten Diskolations-, Extensions- und Kompressionsbereichen unterschiedliche Deformationen sowie kleinräumige Mobilisierungen und war vor allem bei kompressiven Phasen, von der Mittel-Kreide bis in das Neogen (vgl. LEITNER & NEUBAUER 2011, KRISCHE et al. in Druck), innerhalb des obertithonen Sedimenstapels der typische Abscherhorizont bzw. bei extensionalen Phasen die primäre Abgleitungsschicht.

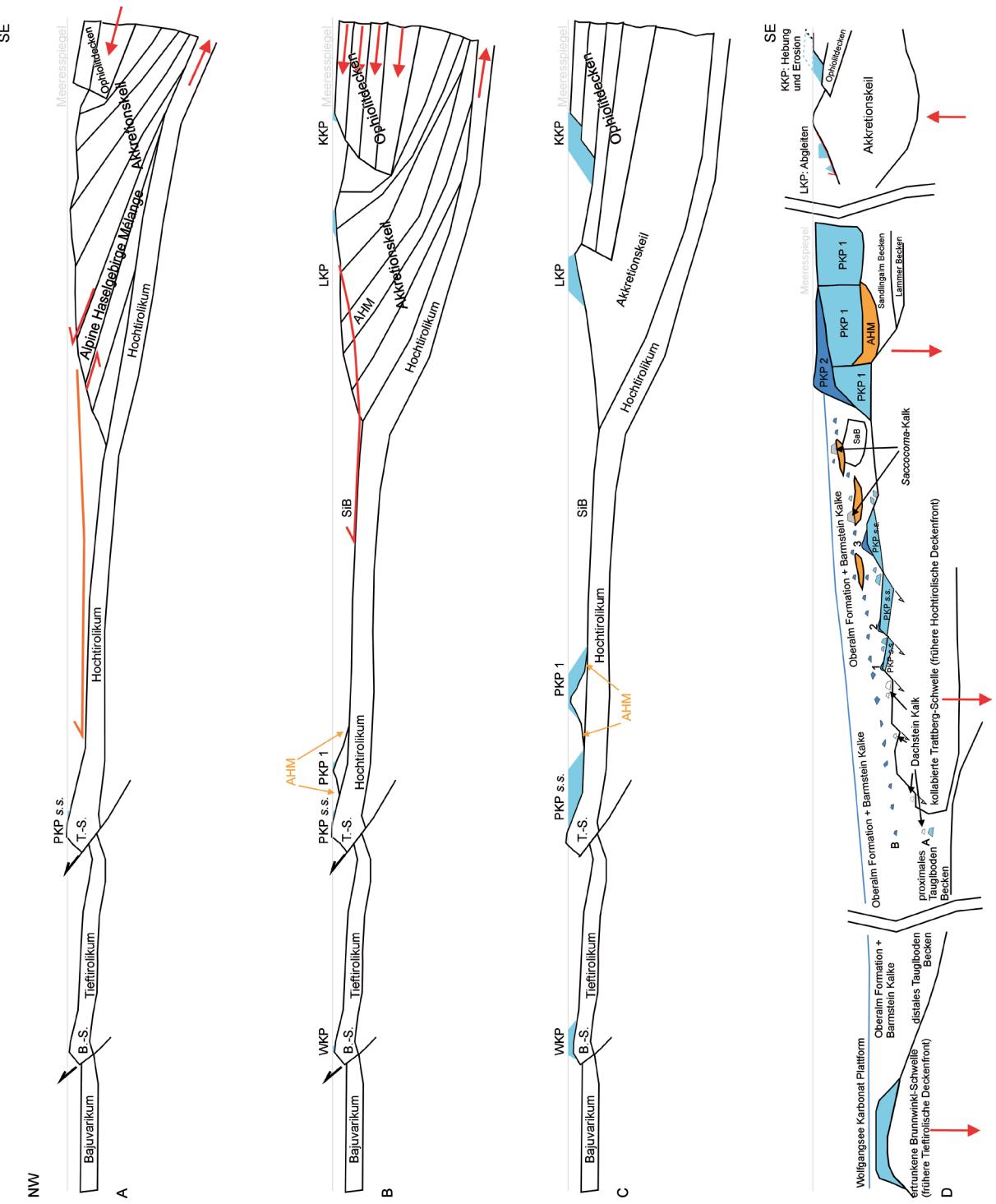


Abbildung 6.b: Die Platznahme der Alpinen Haselgebirge Mélange erfolgte in mehreren Schritten. A: Ausquetschen aus dem Akkretionskeil im Oxfordium/Kimmeridgium und Eingleiten über das Sandlingalm Becken (nach GAWLICK et al. 2007a, MISSONI & GAWLICK 2011b). B.-S.: Brunnwinkl-Schwelle, PKP s.s.: Plassen Karbonat Plattform *sensu stricto*, T.-S.: Trattberg-Schwelle. B: Zergleiten des Akkretionskeiles im Ober-Kimmeridgium und Umlagerung von Klasten der Alpinen Haselgebirge Mélange (AHM) in das Sillenkopf Becken (SiB) (nach MISSONI et al. 2001, MISSONI 2003). KKP: Kurbnesh Karbonat Plattform, LKP: Lärchberg Karbonat Plattform, PKP 1: Plassen Karbonat Platform 1, WKP: Wolfgangsee Karbonat Plattform (basiert auf GAWLICK et al. 2008, SCHLAGINTWEIT et al. 2008, 2012, GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2010, MISSONI & GAWLICK 2011a, 2011b). C: Situation im Unter-Tithonium (vgl. Abb. 5.b). D: Finale Platznahme der Alpinen Haselgebirge Mélange im Ober-Tithonium (vgl. Abb. 5.c). PKP 2: Plassen Karbonat Plattform 2, SaB: Sandlingalm Becken. A: Brekzienhorizont im Unter-Tithonium, B: Brekzienhorizont im Ober-Tithonium inklusive der Alpinen Haselgebirge Mélange. 1, 2, 3: Retrogradieren der PKP 2 auf der absinkenden Trattberg-Schwelle.

Durch die Neuuntersuchung und Neuinterpretation von oberjurassischen und unterkretazischen Sedimentbecken mit Salz und Anhydrit/Gips Vorkommen innerhalb der zentralen Nördlichen Kalkalpen ergeben sich neben den Ergebnissen neue Diskussionspunkte und zusätzliche Fragestellungen im Hinblick auf eine moderne geowissenschaftliche Beschreibung, eine effizientere Vorhersage von evaporithöffigen Gebieten und eine effektivere bergbauliche Abbauplanung. Folgende Punkte sollen dabei besonders hervorgehoben werden.

## Weitenau

Die Alpine Haselgebirge Mélange in der Weitenau ist auf die Hochreith Einheit beschränkt. Sie tritt nördlich des Schrökwaldes unterhalb der Oberalm Formation + Barmstein Kalken und im Steinbruch Grubach-Moosegg über prognostizierter Oberalm Formation auf (Schrambach Kalke: PETRASCHEK 1947a). Die von FUGGER (1907) lithologisch beschriebenen Schrambach Kalke können ebenfalls der Oberalm Formation zugeordnet werden. Unter der Lagerstätte liegen keine Gosaumergel und -konglomerate (WOLF 1873) bzw. die Lagerstätte liegt nicht innerhalb der Neokommergel (BITTNER 1883/1884). Die Roßfeld Formation unterteuft die Anhydrit/Gips Lagerstätte nicht sedimentär im Sinne von FUGGER (1905). Es handelt sich nicht um eine tektonische Klippe (SCHORN & NEUBAUER 2011), sondern um ein tektonisches Fenster der Anhydrit/Gips Lagerstätte innerhalb einer Antiklinalstruktur (Sattel, siehe KRISCHE et al. in Druck). Damit wäre eine weitere Ausdehnung der Lagerstätte in die Tiefe bis zum Top der Oberalm Formation (100 m bzw. 258 m Bohrtiefe: PETRASCHEK 1947a), mit wesentlich größeren prognostizierbaren Ressourcen und einer damit einhergehenden Verlängerung des Abbauzeitraumes zu erwarten. Die Aufschlüsse der ebenfalls mitresedimentierten, sedimentären Überlagerung der Alpinen Haselgebirge Mélange, wie Agatha Kalk und Saccocoma-Kalk (Kimmeridgium bis Unter-Tithonium) lassen auf weitere Vorkommen von Evaporiten in ihrem Liegenden hoffen (z.B.: Hochreithberg Südseite). Dazu wären auch z.B. die in der Geologischen Karte, Blatt 94 (PÖCHINGER 1987) dargestellten Evaporitausbisse in der Nähe des Gipswerkes Strubau zu zählen. Durch die Komponentenanalyse der Roßfeld Formation und der Grabenwald Subformation wurde klar, dass die für eine deckentektonische Interpretation relevanten Gesteine nicht vorhanden sind und es sich somit bei der Lagerstätte von Grubach-Moosegg nicht um eine, in der Mittel-Kreide überschiebende Hallstätter Deckscholle von Grubach-Grabewald (PLÖCHINGER 1968), um eine tiefjuvavische Decke (SCHWEIGL & NEUBAUER 1977a, 1997b) oder eine haselgebirge-führende Decke (SCHORN & NEUBAUER 2011) handelt.

## Steinbruch Gutratberg

Zur Zeit ist keine bergmännische Nutzung der Alpinen Haselgebirge Mélange im Schneiderwald vorgesehen. Die Herkuft des in der Mélange vorhandenen oberpermischen Haselgebirges sahen GAWLICK et al. (2005) in der Deckenstirn des Hochtirolikums, was aber durch die Lage der sedimentären Abfolgen des Schneiderwaldes und des Steinbruches Gutratberges auf eben dieser hochtirolischen Decke nicht bestätigt werden kann. Vielmehr stammt die Alpine Haselgebirge Mélange aus einem fröhoberjurassischen Becken, woraus sie aus ihrer älteren, resedimentierten Lage über dem Sandlingalm Becken (GAWLICK et al. 2007a, SUZUKI & GAWLICK 2009) in den Sedimentationsraum der Oberalm Formation submarin umgelagert wurde. Das

skytisch/anische Salinar wurde bereits vor der Umlagerung im Ober-Tithonium, bei der tektonischen Bildung der Mélange im Mittel-Jura bis frühen Ober-Jura eingebaut (siehe oben). Durch die steilstehende, die Alpine Haselgebirge Mélange in sedimentärem Kontakt ummantelnde, Oberalm Formation ist ein gewisses Risiko durch unkontrollierbare Wassereinbrüche bei einer bergmännischen Gewinnung der Evaporite in Betracht zu ziehen. Die in Abbau befindlichen Mergelkalke und Mergel der Oberalm Formation (Unter-Berriasium) und der Gutratberg Schichten (Mittel-Berriasium) sind in dieser Mächtigkeit und Lithologie in den vergleichbaren Beckenbereichen der Hochreith Einheit und der Reinfalzalm-Mitterberg Schichfolge nicht vorhanden. Nur das Unter-Berriasium in der östlichen Weitenau entspricht in Mächtigkeit und Lithologie den abgebauten Gesteinen des Steinbruches Gutratberg. Es kann in der östlichen Weitenau nur von einem geologisch wichtigen Vorkommen gesprochen werden, da die geographischen und geomorphologischen Verhältnisse eine bergmännische Nutzung unmöglich machen. Für weitere explorative Tätigkeiten wäre die generelle Verbreitung des unterberriasischen Anteils der Oberalm Formation und des Anzembach Members innerhalb des Oberalm/Roßfeld Beckens großmaßstäblich zu kartieren, um dem Steinbruch Gutratberg paläogeographisch vergleichbare Sedimentationsräume zu explorieren.

### **Bad Ischl**

In Bad Ischl ist das Vorkommen der Evaporite auf die Reinfalzalm-Mitterberg Einheit beschränkt. Die Platznahme der Alpinen Haselgebirge Mélange erfolgte innerhalb der obertithonen Oberalm Formation. Das sedimentär Liegende der Lagerstätte bilden der Hohe Rosenkogel und der Predigstuhl, das sedimentär Hangende die obertithone bis unterkretazische Reinfalzalm-Mitterberg Schichfolge (Kalkgrube, Eck, Obereck, Zwerchwand). Dieselben Gesteine, wie in den Oberflächenausbissen, stehen auch in der Lagerstätte an (MEDWENITSCH 1958, SCHAUBERGER 1979) und bilden dort innerhalb der Reinfalzalm-Mitterberg Einheit das sedimentäre Liegende bzw. Hangende der Alpinen Haselgebirge Mélange. Der heute vorliegende Decken- und Überschiebungsbau und die heutige Form der Lagerstätte entstanden im Zuge der paläogenen bis neogenen Gebirgsbildung (KRISCHE et al. 2012b, KRISCHE et al. in Druck, vgl. LEITNER & NEUBAUER 2011.).

### **Alt Aussee**

Die Lagerstätte Altaussee liegt am Top der Sandlingalm Formation, wobei ein Eingleiten der Evaporite an der Oxfordium/Kimmeridgium Grenze (GAWLICK et al. 2007a) bzw. im Kimmeridgium (Breunerberg Brekzien, Sillenkopf Formation: GAWLICK et al. 2010, MISSONI & GAWLICK 2011b) möglich erscheinen. Durch die sedimentäre Überlagerung mit Saccocoma-Kalken ist die Abfolge mit jener der Hochreith Einheit zu vergleichen. Es stellt sich allerdings die Frage, ob sich die Alpine Haselgebirge Mélange mit ihrer Über- und Unterlagerung im Ober-Tithonium analog zur Hochreith Einheit und zum Steinbruch Gutratberg ebenfalls weiterbewegte und innerhalb der Oberalm Formation resedimentiert wurde (Abb. 5.b/C) oder ob es sich nur um geringe Nachbewegungen und ein plus/minus Verbleiben in der schon im Oxfordium/Kimmeridgium eingenommenen Position handelt. Durch die grob brekziöse Ausbildung der Barmstein Kalke des Sandling (GAWLICK et al. 2007a, 2010) kann davon ausgegangen werden, dass auf alle Fälle eine proximale Position zur zerbrechenden Plassen Karbonat Plattform 1 gegeben war. Die

Barmstein Kalke der Zwerchwand (WINTERLEITNER 2009) ähneln durch ihre Lithologie, ihr Alter und ihrer Position über den Evaporiten sehr stark dem Sandling. Durch die Eingliederung der Zwerchwand in die Reinfalzalm-Mitterberg Einheit von Bad Ischl kann auch auf die unterkretazische Überlagerung des Sandling, welche dort nicht mehr erhalten ist, geschlossen werden. Durch Nachbewegungen wie Westnordwest-Ostsüdost Kompression (LEITNER & NEUBAUER 2011, Deformationsereignis 3a nach SCHORN & NEUBAUER 2011) und einer nach Ostsüdost gerichteten Überschiebungs- bzw. Abschiebungsrichtung (LEITNER & NEUBAUER 2011) erfuhr die Lagerstätte ihre hauptsächliche Formgebung. Durch die weiteren tektonischen Beanspruchungen wie z.B. obermiozäner Ost-West Kompression (LEITNER & NEUBAUER 2011) kam es zu Verschuppungen der Alpinen Haselgebirge Mélange mit dem darunterliegenden Sandlingalm Becken und einer bruchtektonischen Zerlegung der Saccocoma-Kalke und der Barmstein Kalke des Sandling.

## Hallstatt

Die Lagerstätte von Hallstatt ist durch ihre Komplexität besonders interessant. SUZUKI & GAWLICK (2009) beschrieben neben mehreren Platznahme Mechanismen auch unterschiedliche mögliche Alter der Platznahme. Durch Vergleiche mit Bad Ischl, Altaussee, Hochreith Einheit und Steinbruch Gutratberg kann das Alter der Platznahme der Alpinen Haselgebirge Mélange mit diesen Vorkommen gleichgesetzt werden. Anhand des Profiles von SUZUKI & GAWLICK (2009) kann die oberjurassische sedimentäre Entwicklung sowie die Tektonik gut interpretiert werden. Über dem Dachsteinkalk und dem Klauskogelbach Member (Strubberg Formation) folgt das Sandlingalm Becken, wobei das Sandlingalm Becken bereits im Ober-Oxfordium über die Strubberg Formation einglitt (GAWLICK et al. 2007a). Die darüber folgende Alpine Haselgebirge Mélange liegt mit fraglichem sedimentärem oder tektonischen Gleitkontakt (SUZUKI & GAWLICK 2009) darüber. Teile, der über der Mélange liegenden Plassen Karbonat Plattform 1 (Ober-Kimmeridgium bis Unter-/Ober-Tithonium) wurde im Zuge der Verkippung des Hochtirolikums (siehe Kapitel 5) nachbewegt (siehe auch SUZUKI & GAWLICK 2009) und Teile der Alpinen Haselgebirge Mélange ausgequetscht und in das Oberalm/Roßfeld Becken umgelagert (z.B.: Steinbruch Gutratberg). Die in den Beckenbereichen festgestellte Umlagerung der Alpinen Haselgebirge Mélange im Ober-Tithonium kann innerhalb der Plattformfazies nur mit dem Umschwung der geschlossenen Lagunenfazies zur Vorrifffazies korreliert werden (SCHLAGINTWEIT et al. 2003, 2005). Dieser rasche Umbau der Plattform ist auf die Änderung der Faziespolarität (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2006), von der, über die „südlichen“ Radiolarit Becken progradierenden älteren Ober-Kimmeridgium bis Unter-/Ober-Tithonium Plassen Karbonat Plattform 1, hin zur retrogradierenden, in das „nördliche“ Oberalm Becken resedimentierenden Ober-Tithonium bis Mittel-Berriasium Plassen Karbonat Plattform 2 zurückzuführen (siehe Abb. 5.c). In weiterer Folge wiederfuhr der Lagerstätte Hallstatt, von der Mittel-Kreide bis in das Neogen, eine starke tektonische Umgestaltung und Deformation mit dominierender dextraler Ost-West Kompression (ARNBERGER et al. 2004, 2005), subvertikaler Foliation, Westnordwest streichenden, dextralen Seitenbewegungen (LINZER et al. 1995) und Vorland-vergenten Duplexen (SCHMID et al. 2004a)

## Bad Dürrnberg/Berchtesgaden

Die Platznahme der Lagerstätte Bad Dürrnberg kann aufgrund der vorhandenen Lite-

ratur im Vergleich mit den neuen Ergebnissen ebenfalls diskutiert werden. Eine ältere Platznahme über dem Sandlingalm Becken an der Oxfordium/Kimmeridgium Grenze (GAWLICK et al. 2007a) ist ebenso möglich wie eine im Kimmeridgium durch das Auftreten von Brekzien der Sillenkopf Formation im Liegenden (MISSONI & GAWLICK 2011b). Diese Brekzien treten auch in Alt Aussee auf (Diskussion siehe oben). Durch die von GAWLICK & LEIN (1997, 2000) dargestellten Querprofile des Halleiner Salzberges, basierend auf Neukartierungen, der Berücksichtigung der abgeteuften Bohrungen I bis V (AMPFERER 1936, PETRASCHEK 1947b, siehe GAWLICK & LEIN 1997, 2000) und der Zusammenfassung von PLÖCHINGER (1996) ist es nicht von der Hand zu weisen, dass die Platznahme der Alpinen Haselgebirge Mélange analog zu den Vorkommen am Sandling und in Hallstatt (siehe SUZUKI & GAWLICK 2009) spätestens im Kimmeridgium erfolgte. Die obertithonen Nachbewegungen können südlich von Bad Dürrnberg durch die auftretenden Tonflatschenbrekzien am Zinken (PLÖCHINGER 1955, GAWLICK et al. 2005) nachgewiesen werden. Es sind somit analog zu den Vorkommen Hallstatt und Alt-Aussee nur geringe Nachbewegungen der Evaporite der Lagerstätte im Ober-Tithonium erfolgt. Die paläogeographische Lage, nördlich der Plassen Karbonat Plattform 1 zwischen Kimmeridgium bis Unter-Tithonium, kann mit jener der Kellauer Schichtfolge verglichen werden (Abb. 5.b/B oder C). Teile der Alpinen Haselgebirge Mélange des Bad Dürrnberger Bereiches wurden durch die abscherende Bewegung der Plassen Karbonat Plattform 1 im Ober-Tithonium in andere Beckenbereiche umgelagert wie z.B. in die heutige Position des Steinbruches Gutratberg (Abb. 5.c/B). Die weitere Entwicklung zeigt neben einer dominierenden Nordwest Kompression (LEITNER & NEUBAUER 2011), die dem Deformationseignis 3a (SCHORN & NEUBAUER 2011) zugeordnet werden kann, noch tektonische Verschuppungen der Alpinen Haselgebirge Mélange mit der Schrambach und der Roßfeld Formation (LEITNER & NEUBAUER 2011) und Nord-nordost gerichtete Vergenzen innerhalb der Evaporite (Aufstieg des Haselgebirges: GAWLICK & LEIN 1997, 2000). Altersmäßig werden diese Bewegungen von LEITNER & NEUBAUER (2011) oberkretazischen bis rezenten tektonischen Phasen zugesprochen.

## 7. Schlussfolgerungen und offene Fragen

Das in dieser Arbeit gesetzte Ziel, die Platznahme der Alpinen Haselgebirge Mélange zu klären, konnte erfüllt werden. Die Neuergebnisse zeigen klar, dass die evaporitische Mélange im Ober-Tithonium innerhalb der Oberalm Formation + Barmstein Kalke resedimentiert wurde, damit die Ergebnisse von PLÖCHINGER (1977b: Steinbruch Gutratberg) bestätigen und in weiterer Folge für den gesamten untersuchten oberjurassischen bis unterkretazischen Beckenbereich von der Weitenau bis nach Bad Ischl verifiziert werden können. Neben diesem primär erreichten Ziel konnten noch wertvolle Informationen über die paläogeographisch unterschiedlichen Beckenbereiche mit ihren so ähnlichen und trotzdem unterscheidbaren Schichtfolgen des Ober-Jura und der Unter-Kreide gewonnen werden. Durch die Komponentenanalyse der konglomeratischen und brekziösen Roßfeld Formation und der Grabenwald Subformation konnten Hinweise auf die sedimentologische, paläogeographische und geodynamische Entwicklung der zentralen Nördlichen Kalkalpen in der Unter-Kreide gesammelt werden. Ein Schlüsselergebnis ist die Tatsache, dass die bis jetzt interpretierte Unter-Kreide Tektonik mit weiträumigen Deckenüberschiebungen innerhalb der zentralen Nördlichen Kalkalpen in dieser Form nicht gehalten werden kann. Die Ergebnisse zeigen klar, dass neben abklingenden tektonischen Impulsen in der Unter-Kreide (Ober-Berrias, Valangin, Ober-Hauterive) vor allem Meeresspiegelschwankungen für die Ablagerung der

unterkretazischen Sedimentgesteine von Bedeutung waren.

Neben den beantworteten Fragen sind aber gleichzeitig neue aufgetaucht. Vor allem die Plattform-Becken Konfiguration im höchsten Ober-Jura und in der Unter-Kreide bedarf weiterer Untersuchungen, um die bis heute vorhandenen Interpretationen der Plassen Karbonat Plattform *sensu lato* zu verbessern. Zusätzlich wären die in den zentralen Nördlichen Kalkalpen gewonnenen Ergebnisse in weiterer Folge auch auf die östlichen und westlichen Kalkalpen anzuwenden, um diese zu bestätigen, zu verfeinern und weiterzuentwickeln. Die Zukunft wird zeigen, ob sich die in den zentralen Nördlichen Kalkalpen gewonnenen Ergebnisse über die Platznahme der Alpinen Haselgebirge Mélange auch orogenweit anwenden bzw. durch zusätzliche Untersuchungen verbessern lassen. Auch die neu gewonnenen Daten über großräumige paläogeographische Veränderungen innerhalb der zentralen Nördlichen Kalkalpen während der Mittel-Kreide wären in diesem Zuge zu überprüfen. Insgesamt zeigen die Endergebnisse ganz klar, dass nur über eine intensive Geländetätigkeit und einer Auseinandersetzung mit dem Gestein direkt vor Ort die Basis für die weiterfolgenden Untersuchungen gelegt werden kann. Mit der Verknüpfung sedimentologischer, mikrofazieller, paläontologischer und struktureller Daten können die Grundlagen für weitere detailliertere chemische, isotopische, geochronologische,... Untersuchungen gelegt werden, um dem komplexen Bauplan der Nördlichen Kalkalpen Schritt für Schritt näherzukommen. Nur die gesamtheitliche Betrachtung aller auftretenden Phänomene wird zum Schluss in einer plausiblen Interpretation enden können.

## 8. Literaturverzeichnis

- AIGNER, A. (1901): Über die Polyhalite der alpinen Salzlager. - Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen, 49: 686-689, Wien.
- AMPFERER, O. (1936): Die geologische Bedeutung der Halleiner Tiefbohrung. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 86: 89-114, Wien.
- ANDREINI, G., CARACUEL, J.E. & PARISI, G. (2007): Calpionellid biostratigraphy of the Upper Tithonian–Upper Valanginian interval in Western Sicily (Italy). - Swiss Journal of Geosciences, 100: 179-198, Basel.
- ARNBERGER, K., HABERMÜLLER, M., SCHMID, N., GRASEMANN, B. & DRAGANITS, E. (2004): Evaporites as ductile detachments: fold and thrust geometry in mesozoic sediments of the Hallstatt area (Northern Calcareous Alps, Austria). - Berichte des Institutes für Erdwissenschaften, Band 9: 54-55, (Karl-Franzens-Universität Graz) Graz.
- ARNDT, R. & MAYR, M. (2003): Salzsuehe im oberösterreichischen Salzkammergut. - (In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts), Gmundner Geo-Studien, 2: 289-296, Gmunden.
- AUER, M., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2006): The Middle to Late Jurassic sedimentary succession of the Knallalm-Neualm area north of Russbach (northern Dachstein Block, central Northern Calcareous Alps). - (In: TESSARDI-WACKERLE, M.: PANGEON AUSTRIA 2006), 11-12, (Innsbruck university press) Innsbruck.
- AUER, M., SUZUKI, H., SCHLAGINTWEIT, F. & GAWLICK, H.-J. (2007): The late Middle to Late Jurassic Sedimentary Rocks of the Knallalm-Neualm area north of Gosau (northwestern Dachstein Block, central Northern Calcareous Alps). - Journal of Alpine Geology, 48: 117-140, Wien.
- AUER, M., GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H. & SCHLAGINTWEIT, F. (2009): Spatial and temporal development of siliceous basin and shallow-water carbonate sedimentation in Oxfordian Northern Calcareous Alps. - Facies, 55: 63-87, Berlin/Heidelberg.
- BAUMGARTNER, P.O., O'DOGHERTY, L., GORIČAN, S., DUMITRICA-JUD, R., PILLEVUIT, A., URQUHARDT, E., MATSUOKA, A., DANELIAN, T., BARTOLINI, A., CARTER, E.S., DE WEVER, P., KITO, N., MARCUCCI, M. & STEIGER, T. (1995): Radiolarian catalogue and systematics of Middle Jurassic to Early Cretaceous Tethyan genera and species. - (In: BAUMGARTNER, P.O., O'DOGHERTY, L., GORIČAN, S., URQUHARDT, E., PILLEVUIT, A. & DE WEVER, P. (Hrsg.): Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology), Mémoires de Géologie, 23: 37-685, Lausanne.

- BERNROIDER, M., NEUBAUER, F. & SCHORN, A. (2011): Mineralogy of magmatic and metamorphic rocks of the Alpine Haselgebirge. - Alpine Salt 2011. A Workshop on Alpine Evaporites and Tectonomechanics Colloquium: 6, Salzburg.
- BEYSCHLAG, F. (1922): Der Salzstock von Berchtesgaden als Typus alpiner Salzlagerstätten, verglichen mit norddeutschen Sazhorsten. - Zeitschrift für praktische Geologie, 30: 1-6, Halle, S.
- BITTNER, A. (1883): Der Untersberg und die nächste Umgebung von Golling. - Verhandlungen der Kaiserlich - Königlichen Geologischen Reichsanstalt, 1883/12: 200-204, Wien.
- BITTNER, A. (1884): Aus den Salzburger Kalkalpen - das Gebiet der unteren Lammer. - Verhandlungen der Kaiserlich - Königlichen Geologischen Reichsanstalt, 1884/5: 78-87, 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.
- BODROGI, I., DRAXLER, I., FILACZ, E. & LOBITZER, H., MIT BEITRÄGEN VON STRADNER, H., EGGER, H., SURENIAN, R., SACHSENHOFER, R. F., KNAUER, J. & KLEIN, P. (1996): Die Mikrofauna und -flora ausgewählter (hemi) pelagischer Oberjura/Unterkreide- Schichtfolgen der Salzburger Kalkalpen sowie ein Vergleich mit der Unterkreide des Gerecse-Gebirges in Ungarn. - Unveröffentlichtes Manuskript, 1-31, Wien-Budapest.
- BÖHM, F., EBLI, O., KRYSTYN, 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.
- BOOROVÁ, D., LOBITZER, H., SKUPIEN, P. & VAŠÍČEK, Z. (1999): Biostratigraphy and Facies of Upper Jurassic-Lower Cretaceous pelagic carbonate sediments (Oberalm-, Schrambach- and Roßfeld-Formation) in the Northern Calcareous Alps, South of Salzburg. - Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 56/2: 273-218, Wien.
- BUJTOR, L., KRISCHE, O., CSÁSZÁR, G. & GAWLICK, H.-J. (2010): First record of a Hauterivian-Barremian ammonite species (*Phyllopachyceras* sp. aff. *infundibulum*) from the Rossfeld Formation of Mount Hochreith (Weitenau, central Northern Calcareous Alps, Salzburg). - Journal of Alpine Geology PANGEO 2010 Abstracts, 52: 98-100, Wien.
- BUJTOR, L., KRISCHE, O. & GAWLICK, H.-J. (in review): Upper Berriasian ammonite assemblage and biostratigraphy of the Leube quarry near Salzburg (Northern Calcareous Alps, Austria). - Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, Stuttgart.
- BUNDESMINISTERIUM FÜR WIRTSCHAFT, JUGEND UND FAMILIE (BMWFJ) (Hrsg.) (2011): Österreichisches Montan-Handbuch 2011, 85. Jahrgang: 1-311, Wien.
- COE, A.L. (2003): The sedimentary record of sea-level change. - 1-288, (Cambridge University Press), Cambridge.
- CADISCH, J. (1932): Ein Beitrag zum Calpionellen-Problem. - Geologische Rundschau, 23: 241-257, Berlin.
- DARGA, R. & WEIDICH, K.F. (1986): Die Lackbach-Schichten, eine klastische Unterkreide-Serie in der Unkener Mulde (Nördliche Kalkalpen, Tirolikum). - Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, 26: 93-112, München.
- DARGA, R. & SCHLAGINTWEIT, F. (1991): Mikrofazies, Paläontologie und Stratigraphie der Lerchkogelkalke (Tithon-Berrias) des Dietrichshorns (Salzburger Land, Nördliche Kalkalpen). - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 134/2: 205-226, Wien.
- DAVIS, D.M. & ENGELDER, T. (1985): The role of salt in fold-and-thrust Belts. - Tectonophysics, 119: 67-88, Amsterdam.
- DAVIS, D.M. & ENGELDER, T. (1987): Thin-skinned deformation over salt. - (In: LERCHE, I., & O'BRIEN, JJ. (Hrsg.): Dynamical geology of salt and related structures), 301-337, (Academic Press Orlando) Orlando.
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1987): Synorogenic Sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous. - (In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P.(Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps), 126-141, (Deuticke) Wien.
- DECKER, K., MESCHÉDE, M. & RING, U. (1993): Fault slip analysis along the northern margin of the Eastern Alps (Molasse, Helvetic nappes, North and South Penninic Flysch, and the Northern Calcareous Alps). - Tectonophysics, 223: 291-312, Amsterdam.
- DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P. (1994): Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion“ der Zentralalpen. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 137/1: 5-18, Wien.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMANN, J. (1992): An introduction to the rock-forming minerals, 2nd edition. - 1-696, (Longman) Essex.
- DEL NEGRO, W. (1949): Geologie von Salzburg. - 1-348, (Wagner) Innsbruck.
- DEL NEGRO, W. (1960): Salzburg. - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Bundesländerserie. - 1-55, (Geologische Bundesanstalt) Wien.

- DEL NEGRO, W. (1970): Salzburg. - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Bundesländerserie. - 1-100, (Geologische Bundesanstalt) Wien.
- DEL NEGRO, W. (1983): Geologie des Landes Salzburg. - Schriftenreihe des Landespresso Büros: Serie Sonderpublikationen, 45: 1-152, Salzburg.
- DILEK, Y., FESTA, A., OGAWA, Y. & PINI, G.A. (2012): Chaos and geodynamics: Mélanges, mélange-forming processes and their significance in the geological record. - Tectonophysics, 568-569: 1-6, Amsterdam.
- DIMITRIJEVIC, M.N. & DIMITRIJEVIC, M.D. (2009): The Lower Cretaceous Paraflysch of the Vardar Zone: composition and fabric. - Annales géologiques de la péninsule balkanique, 70: 9-21, Belgrad.
- DIMITROVA, N. (1967): Les fossiles de Bulgarie. IV. Crétacé inférieur. Cephalopoda (Nautiloidea et Ammonoidea). - Académie Bulgare des Sciences: 1-424, Sofia.
- DORNER, R., HÖFLING, R. & LOBITZER, H. (2009): Nördliche Kalkalpen in der Umgebung Salzburgs (Exkursion H am 17. April 2009). - Jahresberichte Mitteilungen Oberrheinischer Geologischer Verein, NF 91: 317-366, Stuttgart.
- DURAND-DELGA, M. (1957): Une nouvelle forme de Calpionelles. - Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, 1956/13: 165-172, Alger.
- EISBACHER, G.H., LINZER, H.G., MEIER, L. & POLINSKI, R. (1990): A depth-extrapolated transect across the Northern Calcareous Alps of western Tirol. - Eclogae geologicae Helvetiae, 83: 711-725, Basel.
- ERKAN, E. (1976): Uran- und gipsführendes Permoskyth der östlichen Ostalpen. - 1-107, Habilitations-schrift Montanuniversität Leoben, Leoben.
- ERTL, A., PREM, M. & LEIN, R. (2007): Beobachtungen zum Mineralbestand und zur Magnesitgenese im Salzbergbau Bad Ischl (Oberösterreich). - Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesell-schaft, 153: 275-278, Wien.
- FAUPL, P. (1978): Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ost-alpen. - Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österr., 25: 81-110, Wien.
- FAUPL, P. (1997): Austria. - (In: MOORES, E.M. & FAIRBRIDGE, R.W. (Hrsg.): Encyclopedia of European and Asian regional geology), 51-60, (Chapman & Hall) London.
- FAUPL, P. & MILLER, Ch. (1977): Über das Auftreten von Kaersutit als Schwermineral in den Roßfeld-schichten (Unterkreide) der Nördlichen Kalkalpen. - Anzeiger der Österreichischen Akademie der Wis-senschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, 8: 156-160, Wien.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. - Geologische Rundschau, 68/1: 93-120, Stuttgart.
- FAUPL, P. & POBER, E. (1991): Zur Bedeutung detritischer Chromspinelle in den Ostalpen: Ophiolithischer Detritus aus der Vardarsutur. - Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich - Un-garn, Teil 1: 133-143, Wien, Becs.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: cor-relations, heavy minerals, and palaeogeographic implications. - Cretaceous Research, 13: 387-403, London.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (2000): Late Jurassic to Eocene Palaeogeography and Geodynamic Evolution of the Eastern Alps. - Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 92: 79-94, Wien.
- FAUPL, P., POBER, E. & WAGREICH, M. (1987): Facies Development of the Gosau Group of the Eastern Parts of the Northern Calcareous Alps during the Cretaceous and Paleogene. - (In: FLÜGEL, H.W. & FAU-PL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps), 143-155, (Deuticke) Wien.
- FISCHER, G. (1982): Harzfunde aus der Unterkreide von Golling, Salzburg. - Pyrit, 2: 93-120, Steyr.
- FLÜGEL, E. (2010): Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application Second Edition. - 1-984, (Springer) Berlin/Heidelberg.
- FRANK, W. & SCHLAGER, W. (2006): Jurassic strike slip versus subduction in the Eastern Alps. - Internati-onal Journal of Earth Sciences, 95/3: 431-450, Berlin/Heidelberg.
- FRISCH, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. Tectonophysics, 60: 121-139, Amsterdam.
- FRISCH, W. & GAWLICK, H.-J. (2003): The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion - a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. - International Journal of Earth Sciences, 92/5: 712-727, Berlin/Heidelberg.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & BRÜGEL, A. (1998): Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. - Tectonophysics, 297: 1-15, Ams-terdam.
- FRISCH, W., DUNKL, I. & KUHLEMANN, J. (2000): Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps. - Tectonophysics, 327: 239-265, Amsterdam.
- FROITZHEIM, N., PLAŠIENKA, D. & SCHUSTER, R. (2008): Alpine tectonics of the Alps and Western Carpa-thians. - (In: McCANN, T. (Hrsg.): The Geology of Central Europe, Volume 2: Mesozoic and Cenozoic), 1141-1181, (Geological Society London) London.

- FUCHS, W. (1968): Eine bemerkenswerte, tieferes Apt belegende Foraminiferenfauna aus den konglomeratreichen Oberen Roßfeldschichten von Grabenwald (Salzburg). - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1968/1-2: 87-89, Wien.
- FUGGER, E. (1905): Die Gruppe des Gollinger Schwarzen Berges. - Jahrbuch der Kaiserlich - Königlichen Geologischen Reichsanstalt, 55/2: 189-216, Wien.
- FUGGER, E. (1907): Erläuterungen zur Geologischen Karte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder der Österr. - ungar. Monarchie. SW-Gruppe Nr. 18 Hallein und Berchtesgaden. (Zone 13, Kol. VIII der Spezialkarte der Österr. - ungar. Monarchie im Maßstab 1:75:000. - 1-34, (Kaiserlich - Königliche Geologische Reichsanstalt) Wien.
- GAWLICK, H.-J. (1993): Triassische Tiefwasserfazieskomponenten (Kieselkalke, Radiolarite) in der jurasischen Strubbergbrekzie am Tennengebirgsnordrand (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 136/2: 347-350, Wien.
- GAWLICK, H.-J. (1996): Die früh-oberjurassischen Brekzien der Strubbergschichten im Lammatal - Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten in Österreich, 39/40: 119-186, Wien.
- GAWLICK, H.-J. (2000): Die Radiolaritbecken in den Nördlichen Kalkalpen (hoher Mittel-Jura, Ober-Jura). - Exkursionsführer Sediment 2000, Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten Österreich, 44: 97-156, Wien.
- GAWLICK, H.-J. (2004): Die Gollinger Hallstätter Schollenregion - Neue Daten zur stratigraphischen, faziellen und tektonischen Entwicklung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Geo.Alp, 1: 11-36, Innsbruck.
- 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/Heidelberg.
- GAWLICK, H.-J. & FRISCH, W. (2003): The Middle to Late Jurassic carbonate clastic radiolaritic flysch sediments in the Northern Calcareous Alps: sedimentology, basin evolution and tectonics - an overview. - Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie, Abhandlungen, 230: 163-213, 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/Heidelberg.
- GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2009): Revision of the Tressenstein limestone: reinterpretation of the Late Jurassic to ?Early Cretaceous sedimentary evolution of the Plassen carbonate platform (Austria, Northern Calcareous Alps). - Journal of Alpine Geology: 51: 1-30, Wien.
- GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2010): The drowning sequence of Mount Bürgl in the Salzkammergut Area (Northern Calcareous Alps, Austria): Evidence for a diachronous Late Jurassic to Early Cretaceous drowning of the Plassen Carbonate Platform. - Austrian Journal of Earth Sciences, 103/1: 58-75, Wien.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. (1999): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. - Geologische Rundschau, 87: 644-657, Berlin/Heidelberg.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., MISSONI, S. & SUZUKI, H. (2002): Middle to Late Jurassic radiolarite basins in the central part of the Northern Calcareous Alps as a key for the reconstruction of their early tectonic history - an overview. - Memoir Societa Geologia Italiana, 57: 123-132, Rom.
- GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F., HOXHA, L., MISSONI, S. & FRISCH, W. (2004): Allochthonous Late Jurassic reefal carbonates on top of serpentinites in the Albanides (Albania, Kurbnesh area) - New data for the development of the ideas on the origin of Albanian ophiolites. - Berichte des Institutes für Erdwissenschaften, Band 9: 136-138, (Karl-Franzens-Universität Graz) Graz.
- 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 Dürrnberg. - Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abh., 236/3: 351-421, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F. & SUZUKI, H. (2007a): Die Ober-Jura bis Unter-Kreide Schichtfolge des Gebietes Höherstein-Sandling (Salzkammergut, Österreich) - Implikationen zur Rekonstruktion des Block-Puzzles der zentralen Nördlichen Kalkalpen, der Gliederung der Radiolaritflyschbecken und der Plassen-Karbonatplattform. - Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 243/1: 1-70, Wien.
- GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F. & MISSONI, S. (2007b): Das Ober-Jura Seichtwasser-Karbonat-Vorkommen der Drei Brüder am Wolfgangsee (Salzkammergut, Österreich): das westlichste Vorkommen der Wolfgangsee-Karbonatplattform südlich der Brunnwinkl-Schwelle am Nordrand des Tauigboden-Beckens. - Journal of Alpine Geology, 48: 83-100, Wien.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., HOXHA, L., DUMITRICA, P., KRYSTYN, L., LEIN, R., MISSONI, S. & SCHLAGINTWEIT, F. (2008): Mirdita Zone ophiolites and associated sediments in Albania reveal Neotethys Ocean origin. -

- International Journal of Earth Sciences, 97/4: 865-881, Berlin/Heidelberg.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H., FRISCH, W., KRYSYNTN, L., BLAU, J. & LEIN, R. (2009): Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine Domain. - *Journal of Alpine Geology*, 50: 1-152, Wien.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F. & SUZUKI, H. (2010): Tiefwasser Beckengenese und Initierung einer Karbonatplattform im Jura des Salzkammergutes (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Exkursionsführer PANGEO 2010, *Journal of Alpine Geology*, 53: 63-136, Wien.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F. & SUZUKI, H. (2012): Jurassic active continental margin deep-water basin and carbonate platform formation in the north-western Tethyan realm (Austria, Germany). - *Journal of Alpine Geology*, 54, 189-291, Wien.
- GEYER, G. (1909): Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. - *Jahrbuch der Kaiserlich - Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 59/1, 29-100, Wien.
- GORIČAN, S. (1994): Jurassic and Cretaceous radiolarian biostratigraphy and sedimentary evolution of the Budva Zone (Dinarides, Montenegro). - *Mémoires de Géologie*, 18: 1-177, Lausanne.
- GRADSTEIN, F., OGG, J. & SMITH A. (2004): A Geologic Time Scale. - 307-383 (University Press Cambridge) Cambrige.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSYNTN, L. & LEIN, R. (1995): Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine-North Pannonian domain. - *Tectonophysics*, 242: 19-40, Amsterdam.
- HABERMÜLLER, M., ARNBERGER, K., GRASEMANN, B., DRAGANITS, E. & SCHMID, N. (2004): West directed thrusting of the Dachstein and Hallstatt Nappe (Echerntal, Hallstatt, Upper Austria): A comparison. - *Berichte des Institutes für Erdwissenschaften*, Band 9: 167-168, (Karl-Franzens-Universität Graz) Graz.
- HABERMÜLLER, M., GRASEMANN, B., DRAGANITS, E., POBLET, J., ARNBERGER, K. & SCHMID, N. (2005): Pre-Gosau w-directed thrusting in the Northern Calcareous Alps (Hallstatt, Austria): Quantification and comparison of the deformational style. - *Geophysical Research Abstracts*, Volume 7: 09088.
- HAHN, F.F. (1913): Grundzüge des Baues der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. - *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft*, 6: 238-357, 374-501, Wien.
- HENRICH, R., BAUMANN, K.-H. & BICKERT, T. (2012): Geometry and depositional dynamics of mass wasting events on passive (Early Jurassic) and active (Lower Cretaceous) Alpine margins: classical outcrops at the Rossfeld road (Berchtesgaden) and the mount Steinplatte (Lofer) revisited. - *Abstract Book 29th IAS Meeting of Sedimentology*: 420, Schladming.
- HRADECKÁ, L. (2003): Srovnání spodnokřídového foraminiferového společenstva z výplní štramberských vápenců lomu Kotouč ve Štramberku na Moravě se společenstvem stejněho stáří z lomu Gutrathsberg v Gartenau v Rakousku. - *Sbor. věd. prací VŠBTech. univ. Ostrava*, Ř. hornicko-geologická, mimoř. čís. ke 4. paleont. semináři, XLIX: 45-47, Ostrau.
- IMMEL, H. (1987): Die Kreideammoniten der Nördlichen Kalkalpen. - *Zitteliana*, 15: 3-163, München.
- JACOBSHAGEN, V. (1986): Geologie von Griechenland. - *Beiträge zur regionalen Geologie der Erde*, 19: 1-361, (Gebrüder Bornträger) Berlin.
- JUD, R. (1994): Biochronology and systematics of Early Cretaceous Radiolaria of Western Tethys. - *Mémoires de Géologie*, 19: 1-147, Lausanne.
- KARAMATA, S. (2006): The geological development of the Balkan Peninsula related to the approach, collision and compression of Gondwanan and Eurasian units. - (In: ROBERTSON, A.H.F. & MOUNTRAKIS, D. (Hrsg.): *Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region*), Geological Society London Special Publication, 260: 155-178, (Geological Society) London.
- KIRCHNER, E.Ch (1977): Vorläufige Mitteilung über eine pumpellyitführende Kissenlava von Wienern am Grundlsee, Stmk. - *Geologisch Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, 7: 1-2, Innsbruck.
- KIRCHNER, E.Ch. (1979): Pumpellyitführende Kissenlavabreccien in der Gips-Anhydritlagerstätte von Wienern am Grundlsee, Stmk. - *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 26, 149-162, Wien.
- KIRCHNER, E.Ch. (1980a): Vulkanite aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen und ihre Metamorphose. - *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 71/72: 385-396, Wien.
- KIRCHNER, E.Ch (1980b): Natriumamphibole und Natriumpyroxene als Mineralneubildungen in Sedimenten und basischen Vulkaniten aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen. - *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 1980/3: 249-279, Wien.
- KIRCHNER, E.Ch & MEIXNER, H. (1981): Gypsum-Anhydrite mine Mooseck near Golling and Webing north of Abtenau (Austria). - *International Symposium on the Mineral Deposits of the Alps (ISMIDA)*, 4: 199-205, München.
- KLAUS, W. (1953): Mikrosporenstratigraphie der ostalpinen Salzberge. - *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, Heft 3: 161-175, Wien.
- KLAUS, W. (1965): Zur Einstufung alpiner Salzzone mittels Sporen. - *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, Sonderheft G: 288-292, Wien.

- KLAUS, W. (1974): Neue Beiträge zur Datierung von Evaporiten des Ober-Perm. - Carinthia II, 164/84: 79-85, Klagenfurt.
- KOBER, L. (1929): Bau und Entstehung der Alpen. - 1-289, (Gebrüder Bornträger) Berlin.
- KOSTAKI, G., KILIAS, A., GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2012): ?Kimmeridgian-Tithonian shallow-water platform clasts from mass flows on top of the Vardar/Axios ophiolites. - Abstract Book 29th IAS Meeting of Sedimentology: 422, Schladming.
- KOZUR, H. (1991): The evolution of the Meliata-Hallstatt Ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and western Carpathians. - Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 87: 109-135, Amsterdam.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1992): Erster paläontologischer Nachweis von Melaticum und Sub-Rudabány-aicum in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und ihre Beziehungen zu den Abfolgen in den Westkarpaten. - Geologisch Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, 18: 87-129, Innsbruck.
- KRALIK, M., KLIMA, K. & RIEDMÜLLER, G. (1987): Dating fault gouges. - Nature, 327: 315-317, Nature Publishing Group.
- KRISCHE, O., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2008): Type locality of the Hochreith Formation as part of the Lower Cretaceous Rossfeld basin fill of the Weitenau syncline revisited. - Journal of Alpine Geology, 49: 58-59, Wien.
- KRISCHE, O. & GAWLICK, H.-J. (2010a): Berriasian turbidites in the central Northern Calcareous Alps (Salzburg, Austria): palaeogeography and hinterland reconstructions. - Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 72: Seite 60, Potsdam.
- KRISCHE, O. & GAWLICK, H.-J. (2010b): The geology and sedimentology of the Hochreithberg (Salzburg): Cherty limestones and breccias as a tool for palaeogeographic reconstructions in the Late Jurassic of the central Northern Calcareous Alps. - Journal of Alpine Geology PANGEOT 2010 Abstracts, 52: 159-160, Wien.
- KRISCHE, O. & GAWLICK, H.-J. (2010c): Component analysis, palaeogeographic and sedimentological reconstructions of the Rossfeld conglomerate at the Leube quarry (central Northern Calcareous Alps, Salzburg. - Journal of Alpine Geology PANGEOT 2010 Abstracts, 52: 160-161, Wien.
- KRISCHE, O. & GAWLICK, H.-J. (2011): Component analysis of the Rossfeld conglomerate at the Leube Quarry (Northern Calcareous Alps, Austria). - (In: BORNEMANN, A., BRACHERT, T.C. & EHRMANN, W. (Hrsg.): Abstract volume Sediment 2011), Seite 50, Leipzig.
- KRISCHE, O., KURZ, W. & GAWLICK, H.-J. (2011a): Prägosauic Bloc Re-Arrangement as Recorded From Late Jurassic to Early Cretaceous Facies Belts in the Central Northern Calcareous Alps (Salzburg, Austria). - 10th Alpine workshop „CorseAlp2011“ Abstract Volume: 43, Pisa.
- KRISCHE, O., KURZ, W. & GAWLICK, H.-J. (2011b): The Weitenau syncline: not a uniform Late Jurassic-Early Cretaceous basin fill (Salzburg, Austria). - (In: BORNEMANN, A., BRACHERT, T.C. & EHRMANN, W. (Hrsg.): Abstract volume Sediment 2011), Seite 51, Leipzig.
- KRISCHE, O., GAWLICK, H.-J. & KURZ, W. (2012a): Tithonian thrust-front break-down in the Northern Calcareous Alps (NCA), Austria. - Abstract Book 29th IAS Meeting of Sedimentology: 192, Schladming.
- KRISCHE, O., KURZ, W. & GAWLICK, H.-J. (2012b): New interpretation of the Late Jurassic to Early Cretaceous sedimentary succession of Bad Ischl (Upper Austria). - PANGEOT Austria 2012 Abstracts: Seite 86, Salzburg.
- KRISCHE, O., GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (in Druck): Resedimented Upper Paleocene shallow-water clasts (Kambühel Formation) in the Zwieselalm Formation of the Weitenau area and their tectonic implications (Northern Calcareous Alps, Austria). - Austrian Journal of Earth Sciences, Wien.
- KRISCHE, O., BUJTOR, L. & GAWLICK, H.-J. (in review): Calpionellid and ammonoid biostratigraphy of uppermost Jurassic to Lower Cretaceous sedimentary rocks from the Leube quarry (Northern Calcareous Alps, Salzburg). - Austrian Journal of Earth Sciences, Wien.
- KÜHNEL, J. (1925): Zur tektonischen Stellung des Göll im Berchtesgadener Land. - Geologische Rundschau 16/5: 378-383, Berlin.
- KÜHNEL, J. (1929): Geologie des Berchtesgadener Salzberges. - Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie Beilagebande B, 61: 17-22, Stuttgart.
- LEIN, R. (1981): Deckschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Mürztaler Alpen südlich Mariazell (Steiermark). - Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, 27: 207-235, Wien.
- LEIN, R. (1985): Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. - Archiv für Lagerstättensforschung der Geologischen Bundesanstalt, 6: 117-128, Wien.
- LEIN, R. (1987a): Evolution of the Northern Calcareous Alps during Triassic times. - (In: Flügel, H.W. & Faupl, P.(Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps), 85-102, (Deuticke) Wien.
- LEIN, R. (1987b): Zur Verbreitung der Hallstätter Zone beiderseits des Phrym-Passes. - Oberösterreichische Geonachrichten, 2/2: 21-37, Linz.

- LEISCHNER, W. (1959): Geologische Neuaufnahme in der Umgebung von Bad Ischl (Ischl- und unteres Rettenbachthal). - Mitteilungen der Gesell. der Geologie- und Bergbaustud. in Wien, 10: 63-94, Wien.
- LEISS, O. (1990): Neue Aspekte zur Geodynamik und Deckenbildung als Ergebnis der Beckenanalyse von synorogenen Kreidevorkommen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). - Geologische Rundschau, 79/1: 47-84, Stuttgart.
- LEISS, O. (1992): Orogenically controlled sedimentation in the Lechtaler Kreideschiefer (Lechtal shale; Cretaceous) and geodynamics of the inner western NCA (Northern Calcareous Alps; Lechtal Alps). - Geologische Rundschau, 81/3: 603-634, Stuttgart.
- LEITNER, Ch., NEUBAUER, F. (2011): Tectonic significance of structures within the salt deposits Altaussee and Berchtesgaden-Bad Dürnbberg, Northern Calcareous Alps. - Austrian Journal of Earth Sciences, 104/2: 2-21, Wien.
- LEITNER, Ch., NEUBAUER, F., URAI, J.L. & SCHOENHERR, J. (2011): Structure and evolution of a rocksalt-mudrock-tectonite: The haselgebirge in the Northern Calcareous Alps. - Journal of Structural Geology, 33/5: 970-984, Amsterdam.
- LICHTENEGGER, G. (1960): Gips/Anhydrit vom Lauffener Erbstollen-Lage, Struktur und mögliche Erstreckung. - 1-54, Unveröffentlichte Diplomarbeit Montanuniversität Leoben, Leoben.
- LINZER, H.G., RATSBACHER, L. & FRISCH, W. (1995): Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. - Tectonophysics, 242: 41-61, Amsterdam.
- LOBITZER, H., HRADECKÁ, L., MAYR, M., SVOBODÁ, M. & SVABENICKA, L. (2005): Bericht 2005 über fazielle und mikropaläontologische Untersuchungen der „Ischler Brekzie“ im Kaiser-Franz-Josef-Erbstollen auf Blatt 96 Bad Ischl. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 146/1+2: 133-136, Wien.
- LUKENEDER, A. & SCHLAGINTWEIT, F. (2004): Hauterivian alloclanic limestones within the Schrambach Formation (Kaltenleutgeben section, Lunz nappe, Northern Calcareous Alps, Lower Austria). - Berichte des Institutes für Erdwissenschaften, Band 9: 250-254, (Karl-Franzens-Universität Graz) Graz.
- LUKENEDER, A. (2005): Taphonomy and stratigraphy of Early Cretaceous ammonoid mass occurrences (Late Valanginian; Northern Calcareous Alps; Upper Austria). - Austrian Journal of Earth Sciences, 98: 34-51, Wien.
- MANDL, G.W. (1982): Jurassische Gleittektonik im Bereich der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischl und Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich). - Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, 28: 55-76, Wien.
- MANDL, G.W. (1999): Forum of the European Geological Surveys Directors FOREGS '99 Vienna 150 Years Geological Survey of Austria. Field trip guide. - Berichte der Geologischen Bundesanstalt, 49: 1-113, 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. - Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 92: 61-77, Wien.
- MATURA, A. & SUMMESBERGER, H. (1980): Geology of the Eastern Alps (An excursion guide). - Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 34: 103-170, Wien.
- MAYRHOFER, H. (1953): Beiträge zur Kenntnis des alpinen Salzgebirges. - Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1955, 105: 752-775, Hannover.
- MEDWENITSCH, W. (1949): Die Geologie der Hallstätterzone von Ischl - Altaussee (mit einer Situationsskizze 1:50000, mit einem N-S- und einem W-E- Tektonogramm 1:25000 als Beilagen). - Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, I./Heft 2: 1-27, Wien.
- MEDWENTISCH, W. (1958): Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Alt-Aussee (Salzkammergut). - Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1957/50, 133-200, Wien.
- MEDWENITSCH, W. & SCHLAGER, W. (1964): Exkursion I/5 Ostalpen-Übersichtsexkursion. - Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 57/1: 57-106, Wien.
- MIKES, T., CHRIST, D., PETRI, R., DUNKL, I., FREI, D., BALDI-BEKE, M., REITNER, J., WEMMER, K., HRATOVIC, H. & VON EYNATTEN, H. (2008): Provenance of the Bosnian Flysch. - Swiss Journal of Geosciences, 101/1: 31-54, Basel.
- MISSONI, S. (2003): Analyse der mittel- und oberjurassischen Beckenentwicklung in den Berchtesgadener Kalkalpen - Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie. - 1-150, Dissertation Montanuniversität Leoben, Leoben.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011a): Evidence for Jurassic subduction from the Northern Calcareous Alps (Berchtesgaden; Austroalpine, Germany). - International Journal of Earth Sciences, 100/7: 1605-1631, Berlin/Heidelberg.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011b): Jurassic mountain building and Mesozoic-Cenozoic geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps as proven in the Berchtesgaden Alps (Germany). - Facies, 57/1: 137-186, Berlin/Heidelberg.
- MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2001): Die oberjurassische Karbonatplattformentwicklung im Bereich der Berchtesgadener Kalkalpen (Deutschland) - eine Rekonstruktion auf

- der Basis von Untersuchungen polymikter Brekzienkörper in pelagischen Kieselsedimenten (Sillenkopf-Formation). - Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I, 1/2: 117-143, Stuttgart.
- MOSHAMMER, B., FISCHER, K., RANZENBACHER, A., KASSMANNHUBER, R., MÜLLEGG, A. & KIENESBERGER, N. (2003): Die Verwendung von Kalkstein der Obertrias und des Jura im Salzkammergut. - (In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts), Gmundner Geo-Studien, 2: 297-309, Gmunden.
- Neubauer, F. (1994): Kontinentkollision in den Ostalpen. - Geowissenschaften, 12, 136-140, Berlin.
- NEUBAUER, F., GENSER, J. & HANDLER, R. (2000): The Eastern Alps: Result of a two-stage collision process. - Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 92/1999: 117-134, Wien.
- NEUBAUER, F., LEITNER, Ch., SCHORN, A., BERNROIDER, M., GENSER, J. & BOROJEVIĆ-ŠOŠTARIĆ, S. (2010): Gravity tectonics and emplacement mechanisms of evaporite mélanges: conceptual models and application to the central Northern Calcareous Alps. - Journal of Alpine Geology, 52, 190, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1980): Der geologische Aufbau Österreichs. XIX. - 1-701, (Springer) Wien/New York.
- OBERHAUSER, R. (1995): Zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paleozän- und Eozänzeit. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 138: 369-432, Wien.
- O'DOGHERTY, L., CARTER, E. S., DUMITRICA, P., GORIČAN, Š., DE WEVER, P., BANDINI, A. N., BAUMGARTNER, P. O. & MATSUOKA, A. (2009): Catalogue of Mesozoic radiolarian genera. Part 2: Jurassic-Cretaceous. - Geodiversitas 31/2: 271-356, Paris.
- ORTNER, H., USTASZEWSKI, M. & RITTNER, M. (2008): Late Jurassic tectonics and sedimentation: breccias in the Unken syncline, central Northern Calcareous Alps. - Swiss Journal of Geosciences, 1: 55-71, Basel.
- PAK, E. (1974): Schwefelisotopenuntersuchungen am Institut für Radiumforschung und Kernphysik III. - Anzeiger der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, 111: 166-174, Wien.
- PAK, E. & SCHAUERGER, O. (1981): Die geologische Datierung der ostalpinen Salzlagerstätten mittels Schwefelisotopen. - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1981/2: 185-192, Wien.
- PAVLIK, W. (1998): Geofast - Provisorische Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 93 Bad Reichenhall: Stand 1998. - (Geologische Bundesanstalt) Wien.
- PERESSON, H. & DECKER, K. (1997): The Tertiary dynamics of the northern Eastern Alps (Austria): changing paleostress in a collisional plate boundary. - Tectonophysics, 272: 125-157, Amsterdam.
- PETRASCHEK, W.E. (1947a): Der Gipsstock von Grubach bei Kuchl. - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1947: 148-152, Wien.
- PETRASCHEK, W.E. (1947b): Der tektonische Bau des Hallein-Dürrnberger Salzberges. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, XC(1945), 3-19, Wien.
- PEZA, L.H. & MARKU, D. (2002): Lower Cretaceous in the Munella Mountains (Mirdita Zone, northeastern Albania). - Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission, 15: 365-372, Wien.
- PFISTERER, J. & TRUMMER, Ch. (1990): Geologische Kartierung der Lagerstätte Moosegg. - 1-9, Geologische Meldearbeit Montanuniversität Leoben, Leoben.
- PICHLER, H. (1963): Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Roßfeld und Markt Schellenberg im Berchtesgadener Land. - Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, 48: 129-204, Hannover.
- PISTOTNIK, U. (1972): Bericht 1971 über Aufnahmen auf Blatt 96 Bad Ischl. - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1972: A56-A57, Wien.
- PISTOTNIK, U. (1973/1974): Fazies und Tektonik der Hallstätter Zone von Bad Ischl - Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich). - Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, 66/67: 143-158, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1950/1951): Aufnahmen auf Blatt Hallein-Berchtesgaden und Ischl-Hallstatt (Bericht 1950). - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1950/51: 36-41, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1952): Aufnahmen auf Blatt Hallein-Berchtesgaden und Ischl-Hallstatt (Bericht 1951). - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1952: 33-37, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1953): Der Bau der südlichen Osterhorngruppe und die Tithon-Neokomtransgression. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 96/2: 357-372, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1954): Aufnahmen 1953 auf Blatt Berchtesgaden (93). - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1954: 57-60, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1955): Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges; die Göllmasse und die Halleiner Hallstätter Zone. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 98: 93-144, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1961): Bericht 1960 über Aufnahmen auf den Blättern Berchtesgaden (93) und St. Wolfgang (95/N1). - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1961: A48-A49, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1968): Die Hallstätter Deckscholle östlich von Kuchl/Salzburg und ihre in das Aptien reichende Roßfeldschichten-Unterlage. - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1968/1-2: 80-86, Wien.

- PLÖCHINGER, B. (1974a): Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1974/1: 71-88, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1974b): Aufnahmen 1973 auf den Blättern Berchtesgaden (93), Hallein (94) und St. Wolfgang (95). - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1974/4: A80-A90, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1976): Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein-Berchtesgaden. - Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 151/3: 304-324, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1977a): Bericht 1976 über Aufnahmen im Tirolikum östlich von Kuchl auf Blatt 94, Hallein. - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1977/1: A85-A86, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1977b): Die Untersuchungsbohrung Gutratshausberg B I südlich St. Leonhard im Salzachtal (Salzburg). - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1977/2, 3-11, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1978): Bericht 1977 über Aufnahmen östlich von Kuchl und Golling auf Blatt 94, Hallein. - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1978/1: A82-A83, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1979a): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen östlich von Golling auf Blatt 94, Hallein. - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1979/1: A105-A106, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1979b): Argumente für die intramalmische Eingleitung von Hallstätter Schollen bei Golling (Salzburg). - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1979/2: 181-194, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1980): Die Nördlichen Kalkalpen. - (In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs), 231-235, (Springer) Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1983): Salzburger Kalkalpen. - Sammlung Geologischer Führer, 73: 1-144, (Gebrüder Bornträger) Berlin/Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1984): Zum Nachweis jurassisch-kretazischer Eingleitungen von Hallstätter Gesteinsmassen beiderseits des Salzach-Quertales (Salzburg). - Geologische Rundschau, 73: 293-304, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 94 Hallein. - (Geologische Bundesanstalt) Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein. - 1-76, (Geologische Bundesanstalt) Wien.
- PLÖCHINGER, B.: (1996): Das Halleiner Salinargebiet (Salzburg) im Geotopschutz-Projekt. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 139/4: 497-504, Wien.
- POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geo-dynamic evolution of the Eastern Alps. - Geologische Rundschau, 77: 641-670, Stuttgart.
- PREY, S. (Hrsg.) (1969): Geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg 1:50.000. - (Geologische Bundesanstalt) Wien.
- PUEYO, E.L., MAURITSCH, H.J., GAWLICK, H.-J., SCHOLGER, R. & FRISCH, W. (2007): New evidence for block and thrust sheet rotations in the central northern Calcareous Alps deduced from two pervasive remagnetization events. - Tectonics, 26: 1-25, Washington, DC.
- PYTEL, Ch. (1999): Stratigraphie, Fazies und Tektonik im Bereich der Salzlagerstätte Bad-Dürrnberg-Hallein (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). - 1-63, Unveröffentlichte Diplomarbeit Montanuniversität Leoben, Leoben.
- RASSER, M.W., VAŠÍČEK, Z., SKUPIEN, P., LOBITZER, H. & BOOROVÁ, D. (2003): Die Schrambach-Formation an ihrer Typlokalität (Unter-Kreide, Nördliche Kalkalpen, Salzburg): Lithostratigraphische Formalisierung und „historische“ Irtümer. - (In: PILLER, W.E. (Hrsg.): Stratigraphia Austriaca), Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, 16: 193-216, (Österreichische Akademie der Wissenschaften) Wien.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.-G. & MERLE, O. (1991): Lateral extrusion in the eastern Alps, Part II. Structural analysis. - Tectonics, 10: 257-271, Washington, DC.
- REBOULET, S., KLEIN, J., BARRAGÁN, R., COMPANY, M., GONZÁLEZ-ARREOLA, C., LUKENEDER, A., NASER RAISOSSADAT, S., SANDOVAL, S., SZIVES, O., TAVERA, J.M., VAŠÍČEK, Z. & VERMEULEN, J. (2009): Report on the 3<sup>rd</sup> International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the „Kilian Group“ (Vienna, Austria, 15<sup>th</sup> April 2008). - Cretaceous Research, 30: 496-502, Amsterdam.
- REHÁKOVÁ, D., MICHALÍK, J. & OŽVOLDOVÁ, L. (1996): New microbiostratigraphical data from several Lower Cretaceous pelagic sequences of the Northern Calcareous Alps, Austria (preliminary results). - Geologisch Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, Sonderband 4: 57-81, Innsbruck.
- REMANE, J. (1962): Zur Calpionellen-Systematik. - Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte, 1962: Seite 8, Stuttgart.
- REMANE, J. (1964): Untersuchungen zur Systematik und Stratigraphie der Calpionellen in den Jura-Kreide-Grenzschichten des Vocontischen Troges. - Palaeontographica Abteilung A, 123: 1-57, Stuttgart.
- ROEDER, D. (1976): Die Alpen aus plattentektonischer Sicht. - Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 127: 87-103, Hannover.
- ROSSNER, R. (1972): Die Geologie des nordwestlichen St. Martiner Schuppenlandes am Südrand des Tennengebirges (Oberostalpin). - Erlanger geologische Abhandlungen 89:1-57, Erlangen.

- SCHADLER, J. (1949): Ergebnisse der Neukartierung im Gebiete des Ischler und Ausseer Salzbergs. - Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, 94/3: 56-60, Leoben.
- SCHÄFFER, G. (1973): Bericht 1972 über Aufnahmen auf Blatt 96 (Bad Ischl). - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1973/Heft4: A52-A53, Wien.
- SCHÄFFER, G. (1976): Einführung zur Geologischen Karte der Republik Österreich, Blatt 96, Bad Ischl. - (In: GATTERINGER, T., SCHÄFFER, G., VAN HUSEN, D. & DRAXLER, I. (Hrsg.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1976 Bad Ischl), 6-26, Wien.
- SCHÄFFER, G. (1977): Bericht 1976 über Neuaufnahmen im Mesozoikum des Salzkammergutes auf Blatt 96, Bad Ischl. - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1977/1: A90-A92, Wien.
- SCHÄFFER, G. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 96 Bad Ischl. - (Geologische Bundesanstalt) Wien.
- SCHÄFFER, G. (1983): Die Manuskriptkarte der Geologischen Karte von Blatt 66 Gmunden 1:25.000 (Geologie und Tektonik). - (In: GATTERINGER, T.: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1983 Gmunden), 16-26, Wien.
- SCHÄFFER, G. & STEIGER, T. (1986): Der Jura zwischen Salzburg und Bad Aussee: Stratigraphie und Gleitmassen in Tiefwasser-Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen. - Exkursionsführer zur Jahrestagung der Subkommission für Jurastratigraphie München: 1-67, München.
- SCHAUBERGER, O. (1931) Die Fließstrukturen im Hallstätter Salzlager. - Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, 70: 27-38, 57, Leoben.
- SCHAUBERGER, O. (1949): Die stratigraphische Aufgliederung des alpinen Haselgebirges. Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, 94(3): 46-56, Leoben.
- SCHAUBERGER, O. (1955): Zur Genese des alpinen Haselgebirges. - Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1953/105: 736-751, Hannover.
- SCHAUBERGER, O. (1960): Melaphyr, Tuffit und Krokydolith im Ischler Salzberg. - Anzeiger der Akademie der Wissenschaften Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, 7: 133-136, Wien.
- SCHAUBERGER, O. (1979): Die alpinen Salzlagerstätten.- Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1978/Heft3: 455-459, Wien.
- SCHAUBERGER, O. (1986): Bau und Bildung der Salzlagerstätten des ostalpinen Salinars. Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, 7: 217-254, Wien.
- SCHLAGER, M. (1953): Beitrag zur Geologie des Trattberges. - Mitteilungen der Naturwissenschaftlichen Arbeitsgemeinschaft am (vom) Haus der Natur in Salzburg, 3/4: 11-26, Salzburg.
- SCHLAGER, W. (1967): Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1967: 50-70, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F. (2011): The dasycladalean algae of the Plassen Carbonate Platform (Kimmeridgian-Early Berriasian): taxonomic inventory and palaeogeographical implications within the platform-basin-system of the Northern Calcareous Alps (Austria, p.p. Germany). - Geologica Croatica, 64/3: 185-206, Zagreb.
- SCHLAGINTWEIT, F. & GAWLICK, H.-J. (2007): Analysis of Late Jurassic to Early Cretaceous algal debris-facies of the Plassen Carbonate Platform in the Northern Calcareous Alps (Germany, Austria) and in the Kurbnesh area of the Mirdita zone (Albania): a tool to reconstruct tectonics and palaeogeography of eroded platforms. - Facies, 53: 209-227, Berlin/Heidelberg.
- SCHLAGINTWEIT, F., GAWLICK, H.-J. & LEIN, R. (2003): Die Plassen-Formation der Typikalität (Salzkammergut, Österreich) - neue Daten zur Fazies, Sedimentologie und Stratigraphie. - Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreich, 46: 1-34, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F., GAWLICK, H.-J. & LEIN, R. (2005): Mikropaläontologie und Biostratigraphie der Plassen-Karbonatplattform der Typikalität (Ober-Jura bis Unter-Kreide, Salzkammergut, Österreich). - Journal of Alpine Geology, 47: 11-102, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F., GAWLICK, H.-J. & MISSONI, S. (2006a): Nachweis einer Emersion der Trattberg-Schweile im Ober-Jura-Kalstenspektrum der Barmsteinkalke und paläogeographische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - (In: TESSARDI-WACKERLE, M.: PANGEOT AUSTRIA 2006), 306-307, (innsbruck university press) Innsbruck.
- SCHLAGINTWEIT, F., GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., LEIN, R. & HOXHA, L. (2006b): Late Jurassic to Early Cretaceous dasycladales and benthonic foraminifera in the Mirdita Zone (Albania) from the Munella carbonate platform. - (In: TESSARDI-WACKERLE, M.: PANGEOT AUSTRIA 2006), 308-309, (innsbruck university press) Innsbruck.
- SCHLAGINTWEIT, F., GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., HOXHA, L., LEIN, R. & FRISCH, W. (2008): The eroded Late Jurassic Kurbnesh carbonate platform in the Mirdita Ophiolite Zone of Albania and its bearing on the Jurassic orogeny of the Neotethys realm. - Swiss Journal of Geosciences, 101: 125-138, Basel.

- SCHLAGINTWEIT, F., GAWLICK, H.-J., LEIN, R., MISSONI, S. & HOXHA, L. (2012): Onset of an Aptian carbonate platform overlying a Middle-Late Jurassic radiolaritic-ophiolithic mélange in the Mirdita Zone of Albania. - *Geologica Croatica*, 65/1: 29-40, Zagreb.
- SCHLAGINTWEIT, F., KRISCHE, O. & GAWLICK, H.-J. (in Druck): First findings of orbitolinids (larger benthic foraminifera) from the Early Cretaceous Rossfeld Formation (Northern Calcareous Alps, Austria). - *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, Wien.
- SCHMID, M.E. (1975): Mikropaläontologische Bearbeitung Blatt 96, Bad Ischl. - *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 1975/Heft1: A73-A74, Wien.
- SCHMID, M.E. (1976a): Bericht 1975 über mikropaläontologische Untersuchungen auf Blatt 93, Berchtesgaden. - *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 1976/1: A111, Wien.
- SCHMID, M.E. (1976b): Bericht 1975 über mikropaläontologische Untersuchungen (Foraminifera) auf Blatt 96, Bad Ischl. - *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 1976/Heft1: A118, Wien.
- SCHMID, M.E. (1977): Bericht 1976 über mikropaläontologische Untersuchungen (Foraminifera) auf Blatt 96, Bad Ischl. - *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 1977/Heft1: A92, Wien.
- SCHMID, N. (2004a): Detachment Folding and Salt Tectonics in the Permian Haselgebirge (Hallstatt, Northern Calcareous Alps). - III-V, 1-110, Diplomarbeit Universität Wien, Wien.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004b): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. - *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97: 93-117, Basel.
- SCHMID, S.M., BERNOLLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M. & USTASZEWSKI, K. (2008): The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. - *Swiss Journal of Geoscience*, 101: 139-182, Basel.
- SCHÖLLNERGER, W. (1972): Bericht 1971 über Aufnahmen auf Blatt Bad Ischl (96) und auf Blatt Bad Mitterndorf (97). - *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 1972/Heft3: A76-A79, Wien.
- SCHORN, A. (2010): The sulphatic Haselgebirge evaporite mélange revisited: evidence from the Moosegg quarry within the central Northern Calcareous Alps. - 1-139, Unveröffentlichte Magisterarbeit Universität Salzburg, Salzburg.
- SCHORN, A. & NEUBAUER, F. (2011): Emplacement of an evaporitic mélange nappe in central Northern Calcareous Alps: evidence from the Moosegg klippe (Austria). - *Austrian Journal of Earth Sciences*, 104/2: 22-46, Wien.
- SCHUSTER, R. & FRANK, W. (2000): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. - *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich*, 42 (1999): 37-58, Wien.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997a): New structural, sedimentological and geochemical data on the Cretaceous geodynamics of the central Northern Calcareous Alps (Eastern Alps). - *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I*, 3/4: 329-343, Stuttgart.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997b): Structural evolution of the central Northern Calcareous Alps: Significance for the Jurassic to Tertiary geodynamics in the Alps. - *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 90: 303-323, Basel.
- SEIDL, E. (1927): Die Salzstücke der deutschen (germanischen) und des Alpen Permsalz Gebietes; ein allgemein wissenschaftliches Problem. - *Kali und verwandte Salze*, 21: 1-71, Halle, S.
- SPÖTL, C. (1988a): Sedimentologisch-Fazielle Analyse tektonisierter Evaporitserien - Eine Fallstudie am Beispiel des Alpinen Haselgebirges (Permoskyth, Nördliche Kalkalpen). - *Geologisch Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, 15: 59-69, Innsbruck.
- SPÖTL, C. (1988b): Zur Altersstellung permoskythischer Gipse im Raum des östlichen Karwendelgebirges (Tirol). - *Geologisch Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, 14: 197-212, Innsbruck.
- SPÖTL, C. (1989): The Alpine Haselgebirge Formation, Northern Calcareous Alps (Austria): Permo-Scythian evaporites in an alpine thrust system. - *Sedimentary Geology*, 65/1-2: 113-125, Amsterdam.
- SPÖTL, C. & PAK, E. (1996): A strontium and sulfur isotopic study of Permo-Triassic evaporites in the Northern Calcareous Alps, Austria. - *Chemical Geology*, 131: 219-234, Amsterdam.
- SPÖTL, C. & HASENHÜTTL, C. (1998): Thermal history of the evaporitic Haselgebirge melange in the Northern Calcareous Alps (Austria). - *Geologische Rundschau*, 87: 449-460, Berlin/Heidelberg.
- SPÖTL, C., KRALIK, M. & KUNK, M.J. (1996): Authigenic feldspar as an indicator of paleo-rock/water interactions in Permian carbonates of the northern Calcareous Alps, Austria. - *Journal of Sedimentary Research*, 66: 139-146, Boulder, CO.
- SPÖTL, C., KUNK, M.J. & LONGSTAFFE, F.J. (1998a): Authigenic potassium feldspar: a tracer for the timing of paleo-fluid flow in carbonate rocks, Northern Calcareous Alps, Austria. - (In: PARRELL, J. (Hrsg.): *Dating and duration of fluid flow and fluid–rock interaction*), Geological Society Special Publication, 144: 107-128, London.
- SPÖTL, C., LONGSTAFFE, F.J., RAMSEYER, K., KUNK, M.J. & WIESHEU, R. (1998b): Fluid–rock reactions in an evaporitic mélange, Permian Haselgebirge, Austrian Alps. - *Sedimentology*, 45: 1019-1044, Oxford.

- STEIGER, T. (1992): Systematik, Stratigraphie und Palökologie der Radiolarien des Oberjura-Unterkreide-Grenzbereiches im Osterhorn-Tirolikum (Nördliche Kalkalpen, Salzburg und Bayern). - *Zitteliana*, 19: 1-188, München.
- SUESS, E. & VON MOJSISOVICS, E. (1868): Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen. 2. Die Gebirgsgruppe des Osterhorns. - *Jahrbuch der Kaiserlich - Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 18: 167-200, Wien.
- SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2003): Die jurassischen Radiolarienzonen der Nördlichen Kalkalpen. - (In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts), Gmundner Geo-Studien, 2: 115-122, Gmunden.
- SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2009): Jurassic radiolarians from cherty limestones below the Hallstatt salt mine (Northern Calcareous Alps, Austria). - *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 251/2: 155-197, Stuttgart.
- THÖNY, W., ORTNER, H. & SCHOLGER, R. (2006): Paleomagnetic evidence for large en-bloc rotations in the Eastern Alps during Neogene orogeny. - *Tectonophysics*, 414: 169-189, München.
- TOLLMANN (1963): Ostalpensynthese. - 1-256 (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1976): Monographie der Nördlichen Kalkalpen. Teil II. Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. - 1-580, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1977): Monographie der Nördlichen Kalkalpen Der Bau der Nördlichen Kalkalpen: orogene Stellung und regionale Tektonik. - Tafelband, 7 Tafeln, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1980): Geology and Tectonics of the Eastern Alps (Middle Sector). - *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt International Geological Congress 26th Session*, 34: 197-255, 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*, 74/75: 167-195, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2: Außerzentralalpiner Anteil. - 1-710, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1987): Late Jurassic/Neocomian gravitational tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. - (In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*), 112-125, (Deuticke) Wien.
- TRAUTH, F. (1954): Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen an der Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen. - *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 1954/2, 89-140, Wien.
- UHLIG, V. (1882): Zur Kenntnis der Cephalopoden der Rossfeldschichten. - *Jahrbuch der Kaiserlich - Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 32/III, 346-396, Wien.
- UHLIG, V. (1888): Ueber neokome Fossilien von Gardenazza in Südtirol nebst einem Anhang über das Neokom von Ischl. - *Jahrbuch der Kaiserlich - Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 37/1 1887: 69-108, Wien.
- VÁŠÍČEK, Z. & FAUPL, P. (1996): Die Cephalopoden aus den Rossfeldschichten der Reichraminger Decke (Obervalanginium; oberösterreichische Kalkalpen). - *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 139: 101-125, Wien.
- VEBLEN, D.R. & DOOLAN, P.L. (1982): Amphiboles: Petrology and experimental phase relations. - *Reviews in mineralogy*, 9B: 1-390, (Mineralogical Society of America) Washington, DC.
- VON BUCH, L. (1802): Geognostische Übersicht des Salzkammergutes. - *Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien*, Band 1: 1-320, Berlin.
- VON EYNATTEN, H. (1996): Provenanzanalyse kretazischer Siliziklastika aus den Nördlichen Kalkalpen: Petrographie, Mineralchemie und Geochronologie des frühalpidisch umgelagerten Detritus. - 1-145, Unveröffentlichte Dissertation Johannes-Gutenberg-Universität Mainz, Mainz.
- VON EYNATTEN, H. & GAUPP, R. (1999): Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy mineral analysis and mineral chemistry. - *Sedimentary Geology*, 124, 81-111, Amsterdam.
- VON GÜMBEL, C.W. (1861): Geognostische Beschreibung des Bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes. I-XX. - 1-950, (Justus Perthes) Gotha.
- VON HAUER, F. (1847): Cephalopoden vom Rossfeld. - *Berichte und Mitteilungen der Freunde der Naturwissenschaften Wien*, 3: 476-480, Wien.
- VON HAUER, F. (1848): Über die Cephalopoden vom Rossfeld südlich und südwestlich von Hallein (Österreich). - *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognostik, Geologie und Petrefaktenkunde*, 1848: 371-374, Stuttgart.
- VON HAUER, F. (1850): Über die geognostischen Verhältnisse des Nordabhanges der nordöstlichen Alpen zwischen Wien und Salzburg. - *Jahrbuch der Kaiserlich - Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 1: 17-60, Wien.

- VON HAUER, F. (1868): Geologische Uebersichtskarte der österreichischen Monarchie. Blatt Nr. VI. Oestliche Alpenländer. - Jahrbuch der Kaiserlich - Königlichen Geologischen Reichsanstalt, XVIII: 1-44, Wien.
- VON JOHN, C. (1899): Über Eruptivgesteine aus dem Salzkammergut. - Jahrbuch der Kaiserlich - Königlichen Geologischen Reichsanstalt, 49: 247-258, Wien.
- VON LILIENBACH, L. (1830): Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutung auf die Karpathen. - Neues Jahrbuch Mineralogie, Geognosie, Geologie, Pertefaktenkunde, 1: 153-220, Heidelberg.
- VON LIPOLD, M. (1854): Der Salzberg am Dürrnberg nächst Hallein. - Jahrbuch der Kaiserlich - Königlichen Geologischen Reichsanstalt, 1854: 590-610, Wien.
- VON MOJSISOVICS, E. (1868): Der Salzberg Ischl und Umgebungen desselben. - Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1868/12: 298-300, Wien.
- VOZÁROVÁ, A., VOZÁR, J. & MAYR, M. (1999): High-pressure metamorphism of basalts in the evaporite sequence of the Haselgebirge: An evidence from Bad Ischl (Austria). - Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 56/1: 325-330, Wien.
- WAGREICH, M. (2003) A slope-apron succession filling a piggy-back basin: the Tannheim and Losenstein Formations (Aptian-Cenomanian) of the eastern part of the Northern Calcareous Alps (Austria). - Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 93 (2000): 31-54, Wien.
- WAGREICH, M. & DECKER, K. (2001): Sedimentary tectonics and subsidence modelling of the type Upper Cretaceous Gosau basin (Northern Calcareous Alps, Austria). - International Journal of Earth Sciences, 90: 714-726, Berlin/Heidelberg.
- WAGREICH, M., LUKENEDER, A. & EGGER, H. (2008): Cretaceous History of Austria. - Berichte der Geologischen Bundesanstalt, 74: 12-30, Wien.
- WEBER, E. (1942): Ein Beitrag zur Kenntnis der Roßfeldschichten und ihrer Fauna. - Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie Beilage-Bände Abteilung B: Geologie und Paläontologie, 86: 247-281, Stuttgart.
- WEBER, L. (Hrsg.) (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralen und Energierohstoffe Österreichs: Erläuterungen zur metallogenesischen Karte von Österreich 1:500.000 unter Einbeziehung der Industriemineralen und Energierohstoffe. - Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, 19: 361-368, Wien.
- WEGERER, E., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2003): Zur stratigraphischen Einstufung von Kieselsedimenten südöstlich des Plassen (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 143: 323-335, Wien.
- WEIDICH, K.F. (1990): Die kalkalpine Unterkreide und ihre Foraminiferenfauna. - Zitteliana, 17: 1-312, München.
- WIESHEU, R. (1997): Geologisch-geochemische Untersuchungen zur Rekonstruktion der thermischen Geschichte des Haselgebirge. - 1-95, Dissertation Technische Universität München, München.
- WINKLER, W. (1996): The tectono-metamorphic evolution of the Cretaceous northern Adriatic margin as recorded by sedimentary series (western part of the Eastern Alps). - Eclogae Geologicae Helvetiae, 89: 527-551, Basel.
- WINKLER, W. (2003): Eine mineralogische Besonderheit aus dem Lammertal, Salzburg/Österreich - Fossile Harze aus der Unterkreide. - (In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts), Gmundner Geo-Studien, 2: 337-342, Gmunden.
- WINTERLEITNER, G. (2009): Stratigraphische und mikrofazielle Neuuntersuchung der Ober-Jura-Karbonatplattform-Resedimente und deren Unterlagerung im Bereich Zwerchwand-Hoher Rosenkogel (Bad Goisern, Österreich): Neue Erkenntnisse zur Vorhersage von Massenbewegungen im zentralen Salzkammergut. - 1-113, Unveröffentlichte Magisterarbeit Montanuniversität Leoben, Leoben.
- WOLETZ, G. (1963): Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 106: 89-119, Wien.
- WOLETZ, G. (1970): Zur Differenzierung der kalkalpinen Unterkreide mit Hilfe der Schwermineralanalyse. - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1970: A80-A81, Wien.
- WOLF, H. (1873): Das Gipsvorkommen von Grubach. - Verhandlungen der Kaiserlich - Königlichen Geologischen Reichsanstalt, 1873/3:47-49, Wien.
- ZEISS, A. (2003): The Upper Jurassic of Europe: its subdivision and correlation. - Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin, 1: 75-114, Kopenhagen.
- ZEUSCHNER, L. (1850): Ueber die Verschiedenheit der Entstehung der Salzablagerungen in den Karpathen und in den Salzburger Alpen. - Jahrbuch der Kaiserlich - Königlichen Geologischen Reichsanstalt, I.Jahrgang 1850: 234-241, Wien.