

Masterarbeit

Jura-Beckenentwicklung in der nördlichen Saalachzone (Unken, Salzburg, Österreich)



Zur Erlangung des akademischen Grades eines Diplomingenieurs.

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

Vorgelegt von
Patricia Maria Quast, BSc

Wintersemester 2011/2012

Eidesstattliche Erklärung

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

Affidavit

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

(Patricia Maria Quast, BSc)

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	4
Abstract	5
1. Einleitung und Problemstellung	6
1.1 Historischer Überblick	7
1.2 Forschung im Kartiergebiet	12
1.3 Problemstellung	14
2. Geologischer Überblick über die Nördlichen Kalkalpen	15
2.1 Modelle und Konzepte	17
2.2 Sedimentäre Entwicklung	23
3. Lage des Arbeitsgebietes	26
4. Arbeitsmethodik	26
5. Beschreibung der Schichtfolge	28
5.1 Liedersberg	28
5.1.1 Dachsteinkalk	29
5.1.2 Adnet Gruppe (Enzesfeld-Formation, Hierlatzkalk)	30
5.1.3 Klauskalk	32
5.1.4 Klauskogelbach-Subformation	32
5.1.5 Radiolarit	36
5.2 Lehmmoos, Thällernalm, Soder	43
5.2.1 Pötschdolomit	45
5.2.2 Pötschenkalk i. w. S.	49
5.2.3 Pedatakalk	50
5.2.4 Radiolarit	52
5.3 Dax	56
5.3.1 Haselgebirgs-Mélange	56
5.3.2 Hallstätter Kalk	57
5.4 Dietrichshorn	59
5.4.1 Lärchberg-Formation	59
6. Tektonik	61
7. Interpretation	62
8. Schlussfolgerungen	70

9. Erdölgeologischer Aspekt	72
10. Ausblick	74
Danksagung	75
Literaturverzeichnis	76
Anhang	83

Zusammenfassung

Ziel der vorliegenden Arbeit war die Neubearbeitung der kontrovers diskutierten, weil tektonisch sehr komplizierten, nördlichen Saalachzone als Teil der fernüberschobenen Hallstatt Mélange in den Nördlichen Kalkalpen. Die Saalachzone wird im Westen von der Unkenner Mulde und im Osten von den Berchtesgadener Alpen begrenzt, wobei die Unkenner Mulde dabei als das tektonisch Liegende gesehen wird und die Berchtesgadener Alpen als tektonische Überlagerung. Dieser Deckenstapel soll in der Unter-Kreide entstanden sein. Aufgrund der geologischen Kartierung, biostratigraphischen Untersuchungen und Analyse der Mikrofazies können folgende Ergebnisse präsentiert werden: Die bis heute gültige Auffassung, dass die auftretenden triassischen/jurassischen Formationen im Arbeitsgebiet der unterkretazischen Roßfeld-Formation überschoben sind, kann widerlegt werden. Das Liegende wird von parautochthonem Dachsteinkalk (Ober-Trias) und Rotkalken der Adnet- und Klaus-Formation (Unter- bis Mittel-Jura) gebildet, das sich in Staffelbrüchen Richtung NW absenkt. Im höheren Mittel-Jura ändert sich der Ablagerungsraum grundlegend und ein neues Tiefwasser-Becken wird gebildet, das im basalen Teil Komponenten des aufgearbeiteten parautochthonen Untergrundes führt. Die Schichtfolge zeigt einen coarsening-upward Trend, der mit der Ausbildung einer Rotkalkbrekzie beginnt und in eine Dachsteinkalk-Megabrekzie übergeht. Die Sequenz setzt sich mit roten und schwarzen Radiolariten, in die exotisches Material der riffnahen Hallstätter Zone (Zlambachfazies) in Form von großen Gleitkörpern eingelagert ist, fort, wobei auch hier ein coarsening-upward Trend vorherrscht. Diese Schichtfolge ist sowohl zeitlich als auch durch den Komponentenbestand als Entwicklung eines Tiefwasser-Beckens (Lammer Becken) vor einer herannahenden Deckenfront zu sehen. Dieses Becken wurde im späten Ober-Jura von der Sandlingalm Hallstatt Mélange (riffferne Hallstätter Kalke), mit evaporitischer Haselgebirgs-Mélange an der Basis, überschoben. Nach diesen tektonischen Ereignissen entwickelt sich eine Karbonatplattform, die zu einem späteren Zeitpunkt von SE her überschoben wurde. Die rekonstruierte Entwicklung lässt auf eine weit südliche paläogeographische Position des Arbeitsgebietes im Ober-Jura schließen, das erst durch jüngere Ereignisse in seine heutige Position gebracht wurde. Die jüngere Tektonik resultiert in der Ausbildung eines Pull-apart Beckens, Rotation sowie durch NW-SE gerichtete, sinistrale Strike-slip Bewegungen. Auf diesen Ergebnissen basierend wird ein potentielles Kohlenwasserstoffsystem hypothetisiert. Jurassische, organisch angereicherte Sedimente (Manganschiefer, Radiolarit, Kieselkalke) stellen in diesem System das Muttergestein. Konventionelle Speichergesteine sind die auftretenden Dolomite und Kalke, sowie Radiolarit und Kieselkalk für unkonventionelle Lagerstätten. Als Deckenschicht kann das transportierte Haselgebirge dienen bzw. die im Kartiergebiet erodierte Überlagerung. Fallenstrukturen können sowohl struktureller als auch stratigraphischer Natur sein, da die Schichtabfolge von einer komplexen, mehrphasigen Tektonik erfasst wurde.

Abstract

Aim of this work was the reinvestigation of the controversially discussed northern Saalach Zone as part of the far-travelled Hallstatt Mélange with its complex tectonic setting. The Saalach Zone is bordered by the Unken syncline to the west and the Berchtesgaden Alps to the east. Thereby, the Unken syncline forms the tectonic footwall and the Berchtesgaden Alps the hanging wall. This nappe stack is proposed to be created in the Early Cretaceous. Due to geological mapping, biostratigraphic dating and analysis of the microfacies, following results are presented: The interpretation of an Early Cretaceous thrusting above the Rossfeld Formation by Triassic/Jurassic rocks cannot be confirmed. The footwall is represented by parautochthonous Dachstein limestone (Late Triassic) and red nodular limestones of the Adnet- and Klaus Formations (Early to Middle Jurassic). This succession was disintegrated by normal faults in northwestward directions. In late Middle Jurassic times the depositional environment changed and a new deep-water basin was established, containing at the base reworked material from the underlying parautochthonous basement. The lower part of the basin fill is represented by a red limestone breccia followed by a Dachstein limestone megabreccia, showing a coarsening upward trend. The sequence continues with red and black radiolarites, which contains exotic slides and mass flows derived from the proximal Hallstatt zone (Zlambach facies). A coarsening upward trend is also clearly identified here. This succession shows the evolution of a deep-water trench (Lammer Basin) in front of an advancing nappe stack. In Late Jurassic times the Sandlingalm Hallstatt Mélange (distal Hallstatt Limestones) was overthrust with the Haselgebirgs Mélange at its base from SE onto the Lammer Basin. After this tectonic event a carbonate platform prograded over the older nappe stack, in younger times showing also northwards thrusting. This evolution suggests a far southward palaeogeographic position of the study area in the Late Jurassic. The actual position is the result of younger tectonic movements, characterized by pull-apart structures, block rotations and NW-SE directed sinistral strike-slip movements. Due to these results a potential HC system is hypothesized. Jurassic, organic-rich sediments (manganese shales, radiolarites and cherty limestones) represent source rocks, dolomites and limestones reservoir rocks. In addition, radiolarites and cherty limestones can be used as unconventional reservoirs. The evaporitic Haselgebirgs Mélange acts as seal as well as parts of the eroded cover. Due to the complex, polyphase tectonics, traps can be structural or stratigraphic.

1. Einleitung und Problemstellung

Die vorliegende Arbeit ist eine Neubearbeitung des Gebietes Liedersberg, Thällernalm und Unkenberg, das westlich von der Unkener Mulde und östlich von den Berchtesgadener Alpen begrenzt wird (Abb. 1). Bisher wurde es als Teil des Hallstätter Schollenkranzes bzw. der Saalach-Stirnschuppe ausgewiesen (TOLLMANN 1976) und in jüngerer Zeit der neudefinierten Saalachzone (MISSONI & GAWLICK 2010) zugewiesen.

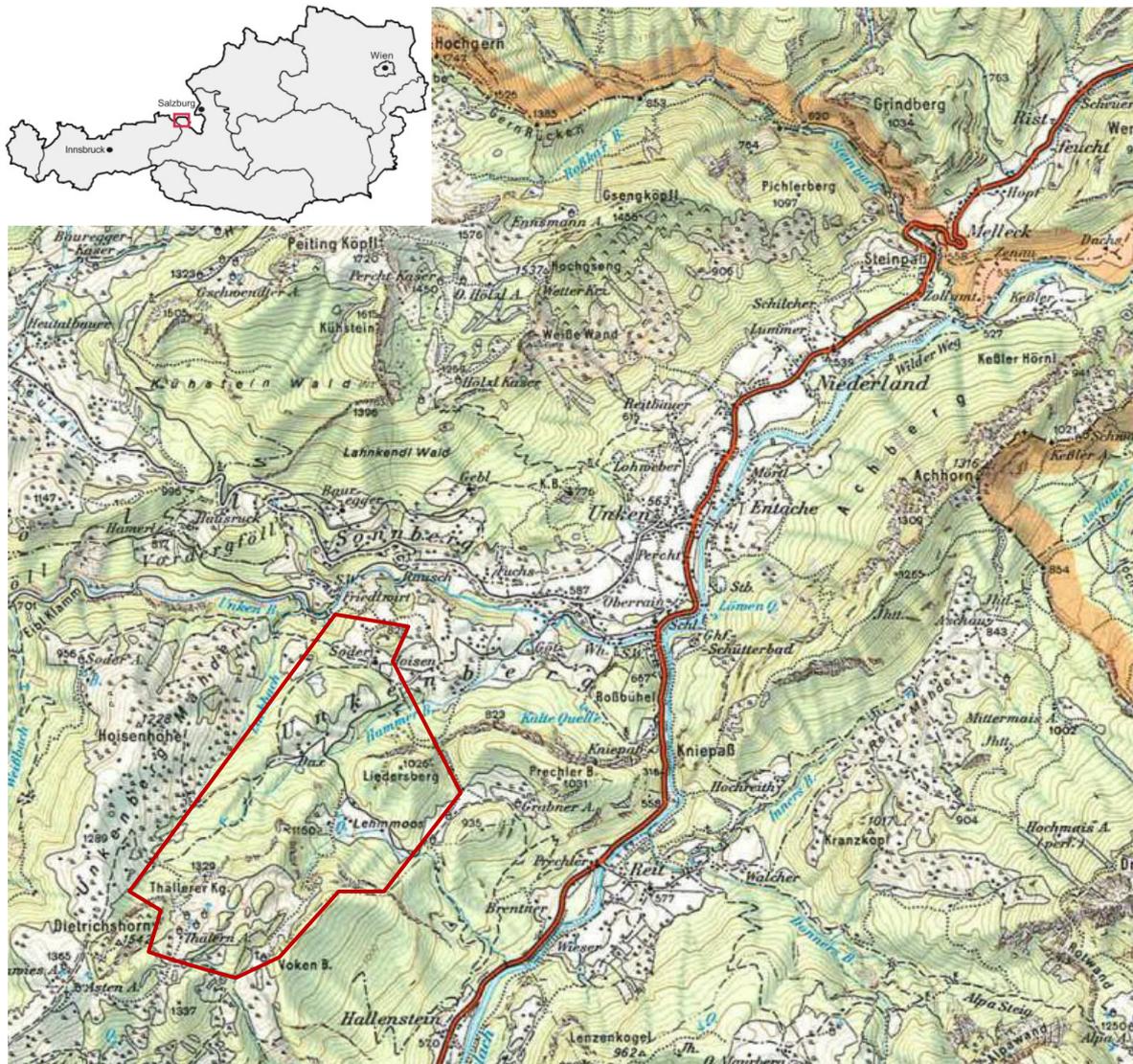


Abb. 1: Topographische Übersichtskarte (Auszug der ÖK-Karte 1:50000), Kartiergebiet rot umrahmt

1.1 Historischer Überblick

Das Gebiet westlich der Berchtesgadener Decke wird bereits seit über 100 Jahren kontrovers diskutiert. Vor allem die chaotischen Lagerungsverhältnisse und der Mangel an Daten erschweren die Interpretation. HAHN (1910) war einer der Ersten, der dieses Gebiet ausreichend kartierte, welches zum Teil bis heute nicht mehr näher untersucht wurde. Im Bereich Lofer-Unken am Westrand der Berchtesgadener Alpen sind außerdem die Arbeiten von HAHN (1913), AMPFERER (1927), FERNECK (1962), TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN (1970), BÖGEL (1971) und ORTNER et al. (2008) maßgebend.

Allem voran stehen die unterschiedlichen Vorstellungen und Konzepte der Genese der Hallstätter Zone in den Nördlichen Kalkalpen. Erste Modelle beruhten auf Basis der Autochthonie, wie die Kanaltheorie von MOJISOVICS (1903), die später durch TOLLMANN (1976) mit der kombinierten Hallstätter Theorie wieder aufgegriffen und mit allochthonen Elementen erweitert wurde. Erst 1985 konnte LEIN diese Theorien endgültig entkräften, indem er die Sedimentationsgeschichte der Nördlichen Kalkalpen als Wilson-Zyklus beschrieb. Basierend auf diesem Fakt wurden im Laufe der Zeit neue Modelle entwickelt, die jedoch sehr unterschiedliche Auffassungen zeigen und stark diskutiert werden. Einerseits wird von der Schließung der Tethys im frühen Mittel-Jura (GAWLICK et al. 1999, FRISCH & GAWLICK 2003) ausgegangen, andererseits werden Seitenbewegungen (FISCHER 1965, WÄCHTER 1987, FRANK & SCHLAGER 2006) im Ober-Jura angenommen um die heutige Konfiguration der Hallstätter Zone bzw. die Brekzien in den jurassischen Radiolaritvorkommen zu erklären.

Besonders die Gebiete zwischen der Berchtesgadener Decke mit dem Hallstätter Schollenkranz und dem Salzkammergut erwiesen sich als Schlüsselstellen für die Erforschung der geodynamischen Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen. Für die vorliegende Arbeit waren besonders frühere Arbeiten über die Entwicklung und Platznahme des Hallstätter Schollenkranzes von Bedeutung. Da, wie bereits zu Beginn erwähnt, Teile des Arbeitsgebietes der Saalach-Stirnschuppe zugewiesen wurden, waren auch Recherchen über die Genese der Berchtesgadener Decke notwendig.

Der Hallstätter Schollenkranz setzt sich aus mehreren um die Berchtesgadener Decke verteilten Schollen zusammen (TOLLMANN 1976). Beide Einheiten wurden dem Juvavikum zugerechnet,

wobei die Hallstätter Zonen das Tief-Juvavikum und auch die Unterlagerung, der die Berchtesgadener Decke (Hoch-Juvavikum) überschoben ist, darstellt. Nach heutigen Vorstellungen werden beide als erodierte juvavische Einheiten betrachtet und ins Hoch-Tirolikum gestellt (FRISCH & GAWLICK 2003). BÖGEL (1971) ließ den Hallstätter Schollenkranz aufgrund des Auftretens von Haselgebirge gänzlich um die Berchtesgadener Decke verlaufen. Jedoch wurden die Evaporite in der Umgebung von Bad Reichenhall von SCHAUBERGER et al. (1976) neu untersucht und sind der Reichenhaller-Formation (Skyth/Anis) und nicht dem permischen Haselgebirge zuzuordnen.

Die Hallstätter Zonen – als übergeordnete Bezeichnung – repräsentieren die heutige Verbreitung des Hallstätter Faziesraums in den Nördlichen Kalkalpen. Der Faziesraum wird in drei Faziesgürtel gegliedert, die den äußeren Schelf darstellen. Die proximalste Fazieszone zum inneren Schelf und somit einen Übergangsbereich zu triassischer Plattformentwicklung (Dachsteinkalkfazies) bildet der Zlambach-Faziesraum (graue Hallstätter Fazies sensu LEIN 1987 bzw. Zwieselalmfazies (proximal) und Zlambachfazies s. str. (distal)). Dieser hemipelagische, mikro- und lithofaziell sehr differenzierbare Sedimentationsraum entwickelte sich ab dem Anis bis in das Rhät (GAWLICK 1996) und setzt sich aus Reifling-Formation, Leckkogel-Formation, Pötschen-Formation (Kalke und Dolomite), Pedata-Formation und der dunklen, mergeligen Zlambach-Formation zusammen. Zum tieferen Schelf hin wird der Zlambach-Faziesraum vom Hallstätter Salzberg-Faziesraum (bunte Hallstätter Fazies sensu LEIN 1987) abgelöst. Der Hallstätter Salzberg-Faziesraum zeigt bereits eine offenmarine, hemipelagische Entwicklung und reicht vom Anis bis ins Rhät (KRYSTYN & LEIN 1996). Die Akkumulation der Kalke ist stark an Meeresspiegelschwankungen, Eintrag von benachbarten Flachwassergebieten und lokale tektonische Ereignisse gebunden (GAWLICK & BÖHM 2000). Die unterschiedlichen Lithologien sind durch geringe Sedimentationsraten mit teilweiser Kondensation einzelner Schichtglieder und einem geringem Fossilgehalt gekennzeichnet (LEIN 1987, GAWLICK 1996). Der Meliata-Faziesraum wird überwiegend durch die Ablagerung von Mittel-Trias Radiolariten und Kieselkalken charakterisiert und repräsentiert den äußersten Teil des Schelfs, den Kontinentalabhang sowie den Übergangsbereich zur Neo-Tethys (GAWLICK 1996, GAWLICK et al. 2009).

Faziell wurden im Laufe der Forschung Unterschiede zwischen dem Ostteil und dem Westteil des Hallstätter Schollenkranzes festgestellt. Besonders auffallend sind die nur im Westteil (Saalachzone) auftretenden Lärchberg-Schichten, die heute der oberjurassischen Lärchberg-Karbonatplattform angehören. Das Fehlen von mitteltriassischen Hallstätter Kalken und das Auftreten von roten Pedata/Pötschenkalken und karnisch-norischem Hallstätter Buntdolomit im Westteil, sowie das Auftreten der Schreyeralmkalke und der karnisch bis sevatischen Hallstätter

Kalke im Ostteil, geben weitere Hinweise auf den faziellen Unterschied. Der Westteil wurde somit zur Zwieselalmfazies, der Ostteil zur Salzbergfazies gestellt (TOLLMANN 1976).

Die Berchtesgadener Alpen zeigen eine karbonatische Entwicklung, die jener des inneren Schelfbereiches eines passiven Kontinentalrandes entspricht und dem lagunären Dachsteinkalk-Faziesraum zugeordnet wird. Früher wurde sie dem Hoch-Juvavikum zugeordnet, heute stellt sie einen Teil des Hoch-Tirolikums dar.

Für HAHN (1913) war für den Raum zwischen Lofer und Hallstatt eine Herkunft der juvavischen Deckenschollen am tirolischen Südrand faziell und tektonisch begründet. Die von HAUG eingeführten Salzdecke und Hallstätter Decke wurden zu einer zusammengefasst und die Theorie von Fernschüben verworfen. Auch die Annahme von NOWAK (1911) und KOBER (1912) einer Hallstätter Decke s. I. und einer darüberliegenden Dachsteindecke wurde nicht übernommen, da laut HAHN (1913) „vermittelnde Zonen“ zwischen Hallstätter Schollen und Berchtesgadener Decke liegen. Eine vorgosauische Platznahme der Reiteralpdecke, welche somit Hallstätter Decke und Berchtesgadener Decke beinhaltet, wurde angenommen. AMPFERER (1927) sprach sich für eine Eigenständigkeit der Hallstätter Zonen aus. Die Hallstätter Decke ist durch Erosion in Schollen zerlegt worden, welche die Berchtesgadener Decke vor und neben sich während der Überschiebung herschob. Für die Platznahme der Hallstätter Schollen nahm er ein vorgosauisches Event an, während die Berchtesgadener Decke erst im Tertiär, wie von HAUG (1912) beschrieben, Platz nahm.

Die Berchtesgadener Decke wurde von TOLLMANN (1976) als transportierte Masse aus dem Süden angesehen, die mit den partiell um sie herum auftretenden, mittransportierten Hallstätter Schollen auf den unterkretazischen Sedimenten der Unken Mulde (Tirolikum) aufliegt und die abgespaltene Saalach-Stirnschuppe weiter überschoben hat. Diese Überschiebung nach TOLLMANN (1976) wurde von HAHN (1910) als Saalach-Ostbruch definiert. Das Auftreten von Dolomit der Hallstätter Scholle unter dem Dachsteinkalk im NW von Hallenstein wurde als Beweis für die Überschiebung gesehen. Die Allochthonie des Schollenkranzes definierte TOLLMANN (1976) aufgrund der interpretierten Deckschollen, Halbfenster und Fenster entlang des Transportweges über Hochkönig, Steinernes Meer und Hagengebirge. Somit muss allerdings die oberjurassische Lärchberg-Karbonatplattform dem Hallstätter Schollenkranz bereits auflagern. Weitere Indizien für die transportierte Masse gaben Tiefbohrungen im Raum Hallein (MEDWENITSCH 1962). Neukartierungen der Salzlagerstätte Hallein-Dürrenberg weisen jedoch auf isolierte Gleitschollen der Hallstätter Zone hin, die im höheren Oxfordium mit dem Haselgebirge transportiert wurden (GAWLICK & LEIN 2000). Die Hallstätter Schollen im Raum Unken-Lofer sind laut TOLLMANN (1976)

folgendermaßen ausgebildet: Tiefere als Unkener Schollen bezeichnete Vorkommen, bestehend aus Zlambach-, Pötschen- und Pedataschichten liegen – tektonisch abgetrennt – unter den als Loferer Schollen bezeichneten Hallstätter Kalk- und Dolomitvorkommen. Aufgrund der als Unterlagerung gesehenen Roßfeldschichten wird eine Platznahme der Berchtesgadener Decke mit Hallstätter Schollenkranz in der unteren Kreide vermutet (TOLLMANN 1980).

HÄUSLER & BERG (1980) schlossen aufgrund von Faziesübergängen von Hallstätter Kalken zur Dachsteinkalkfazies der Berchtesgadener Decke, dass die Berchtesgadener Masse bereits in ihrer ursprünglich südlichen Position mit der Beckenfazies verzahnt war. Eine genaue zeitliche Einstufung der Platznahme wurde von ihnen nicht vorgenommen, jedoch wurde auf ein vorgosauisches Event verwiesen und einige mögliche Theorien aufgestellt. Konkrete Vermutungen wurden von SPENGLER (1956), GARRISON (1964), FISCHER (1965) und BÖGEL (1971) aufgestellt. SPENGLER (1956) geht aufgrund der Arbeiten von NOWAK (1911), TRAUTH (1926) und DEL-NEGRO (1932) von einer vorgosauischen Überschiebung der Hallstätter Decke aus, die durch Erosion in einzelne Schollen zerlegt wird. Die Reiteralmdcke wird erst danach – aber ebenfalls noch vor den Gosausedimenten – überschoben. FISCHER (1965) und GARRISON (1964) ließen die Berchtesgadener Decke im höheren Neokom eingleiten. BÖGEL (1971) vermutete das Eingleiten der Berchtesgadener Decke als Megaolistolith in ein Radiolaritmeer unter Berücksichtigung der oberjurassischen Brekzien in der Unkener Mulde im Malm. BRAUN (1998) beschreibt auch ein Eingleiten der Hallstätter Zonen und der Berchtesgadener Decke in die Tauglbodenschichten im Ober-Jura und begründet dies mit Aufwölbungen durch Krustenverdickung infolge von Subduktion. DORNER et al. (2009) definiert das Berchtesgaden-Lammer-Becken – dem auch die Unkener Mulde angehört – und beschreibt ebenfalls ein Eingleiten der Hallstatt Mélange, der Berchtesgadener Decke und des Göllmassivs im Ober-Jura. In diesem Becken werden die Strubberg-, Tauglboden- und Sillenkopfschichten sowie die Schwarzbergklambrekzie abgelagert (vgl. GAWLICK & FRISCH 2003). Mit Ausnahme des nordwestlichen Teils (Unkener Mulde) endet im Oberjura die Beckensedimentation. PLÖCHINGER (1984) verwies sowohl auf ein Eingleiten von Hallstätter Schollen in die Oberalmer Schichten im Tithonium, als auch im Zeitraum Hauterive bis Unter-Apt. Die Verfrachtung der Hallstätter Schollen im Tithonium wird in Zusammenhang mit gravitativ transportiertem, permischem Haselgebirge und mit dem Aufsteigen eine Salzdiapirs gesehen (PLÖCHINGER 1974). Die Berchtesgadener Masse wird demnach zuerst im Malm nordwärts verfrachtet (vgl. BÖGEL 1971) und nach dem Neokom nochmals über die Roßfeldschichten transportiert (PLÖCHINGER 1984).

Heute wird die Berchtesgadener Decke als parautochthon angesehen und dem Hoch-Tirolikum zugeteilt. Die Entwicklung beginnt mit der Ausbildung des passiven Kontinentalrandes an der Perm/Trias Grenze und endet im Mittel-Jura. Eine Überschiebung des Hallstätter Schollenkranzes durch die Berchtesgadener Decke (Reiteralpe (Reiteralm), Lattengebirge, Untersberg) wurde nie bewiesen und die heutige geographische Position ist auf mehrere tektonische Events seit dem Ober-Jura zurückzuführen, insbesondere auf ein eozänes out-of-sequence Thrusting und die miozäne Blockzerlegung und -rotation (FRISCH & GAWLICK 2003). In einer jurassischen paläogeographischen Rekonstruktion bildet die Berchtesgadener Decke einen Teil des Hoch-Tirolikums südlich der Trattberg-Schwelle (MISSONI & GAWLICK 2011a).

Erst in jüngerer Zeit ist auch die komplizierte Zone westlich der Berchtesgadener Decke wieder von Interesse. MISSONI & GAWLICK (2010) definieren die Saalachzone aufgrund ihrer Schichtfolge und separieren sie vom Hallstätter Schollenkranz nach TOLLMANN (1976). Somit stellt die Saalachzone ein tektonisch isoliertes Gebiet mit Verbindung zur Hallstatt Mélange dar. An der Basis der Schichtfolge tritt rhätischer, lagunärer Dachsteinkalk auf, der von Rotkalken der Adnet-Gruppe und Formationen der Ruhpolding-Radiolarit-Gruppe (Strubberg-Formation, Sandlingalm-Formation) überlagert wird. Das Top der Schichtfolge bildet die Lärchberg-Karbonatplattform. Die Hallstatt Mélange wird demnach in zwei Typen unterteilt (MISSONI & GAWLICK 2011a): Ersterer wird mit dem Sandlingalm Becken in Beziehung gesetzt und beinhaltet Komponenten aus der Hallstatt Salzberg-Fazieszone und wird aufgrund der radiolaritischen Matrix ins frühe Callovium bis Oxfordium datiert. Die zweite Art beinhaltet Material aus der Zlambach-Fazieszone und wird ins späte Callovium bis Oxfordium gestellt. Daher ergibt sich eine Korrelation mit dem Lammer Becken. Ab dem Ober-Oxfordium kommt es zur Überschiebung des Lammer Beckens bzw. der Lammer Hallstatt Mélange durch die Sandlingalm Hallstatt Mélange mit Haselgebirgs-Mélange an der Basis. Dies wird begründet durch weitere tektonische Einengung, die später im Ober-Tithonium zur Hebung eines metamorphen Doms und folglich des juvavischen Deckenstapels im Süden führt. Innerhalb der Saalachzone können weitere Differenzierungen ausgemacht werden. Der südliche Teil weist keine Gleitblöcke aus dem Zlambach-Faziesraum auf, im nördlichen Teil sind aber sowohl Lammer als auch Sandlingalm Hallstatt Mélange erhalten. Die Lärchberg Karbonatplattform progradierte in Folge ab dem Kimmeridgium über die Mélangezone und wird im Ober-Tithonium gemeinsam mit der Hallstatt Mélange verfrachtet.

Dem gegenüber steht das Modell von ORTNER et al. (2008), die Strukturanalysen an den Brekzienkörpern der Schwarzbergklamm und des Grubhörndls in Bereich Unken-Lofer durchgeführt haben (Abb. 2). Vor allem die Messung der Schichtung und der Einregelung einzelner Komponenten der Brekzienkörper führen zu dem Ergebnis, dass die beiden

Brekzienkörper in Zusammenhang stehen. Das Paläorelief für die Brekzienbildung wird auf präjurassische nordgerichtete Absenkung der rhätischen Karbonatplattform und N-S streichende, westwärts geneigte Abschiebungen im frühen Ober-Jura zurückgeführt. Die Grubhörndlbrekzie wird als proximal zu einer N-S streichenden Abschiebung gesehen, die jedoch in der Unter-Kreide überschoben wurde. Die heute im Osten aufgeschlossene Hallstatt Mélange mit der darüber progradierten Lärchbergkarbonatplattform wird als Überlagerung der Unkenener Mulde gesehen. Diese tiefjuvavische Decke (im Sinne von TOLLMANN 1985) wurde in der späten Unter-Kreide auf das Tirolikum der Staufener-Höllengebirgsdecke und auf synorogene Ablagerungen (Lackbach Schichten) überschoben. Da im Norden keine weiteren Brekzienkörper auftreten, die mit der Grubhörndl- und Schwarzbergklamm-Brekzie assoziiert werden können, wird vermutet, dass die Abschiebung dort durch andere Strukturen ersetzt wird, die ein Vorläufer des Saalach-Westbruchs sein könnten. Diese Strukturen, vor allem Störungen mit großem vertikalem Versatz, der sich lateral nicht verändert, werden in Verbindung mit Strike-slip Systemen und Pull-apart Becken gesehen. Deshalb wird von einem extensionalen geodynamischen Regime im Jura ausgegangen, wodurch vor allem Abschiebungen in Bezug auf ein Strike-slip System entstehen. Die Schichtfolge wird von der Oberalm-Formation, Schrambach-Formation und Roßfeld-Formation überlagert und erst in der späten Unter-Kreide führt ein kompressives Regime zur Überschiebung durch die Hallstatt Mélange. Diese gravitativ verfrachteten Rutsch- und Brekzienkörper werden einer Stauchung des östlichen Teils der Nördlichen Kalkalpen im Ober-Jura zugeschrieben.

1.2 Forschung im Kartiergebiet

Früheren Auffassungen (HAHN 1910) zufolge war das Saalachgebiet durch den Saalach-Westbruch und dem Saalach-Ostbruch begrenzt. Der 3-4 km breite Streifen wurde als eingesunkener Teil zweier Einheiten (basales Gebirge und Deckgebirge) gesehen. Der Saalach-Westbruch zieht sich von Melleck entlang der auftretenden Steilwände westlich der Saalach in Richtung SW, ändert nördlich des Sonnbergs seine Richtung nach Süden um sich entlang des Lackbachs und dann westlich des Dietrichshorns weiter nach Süden fortzusetzen (Abb. 2). Der Saalach-Ostbruch verläuft entlang des Saalachtals.

Das basale Gebirge nach HAHN setzt sich aus jurassischen und kretazischen Schichten zusammen, wobei es primär von Kreidesedimenten repräsentiert wird. Die jurassischen Vorkommen wurden

zum basalen Gebirge gezählt, da die Sedimente nur in geringem Ausmaß vorhanden sind und nie direkt der *Berchtesgadener Fazies* (triassische bis liassische Schichtglieder) auflagen.

Besonders in den Bereichen des Unkenener Kalvarienbergs, dem Soderbichl sowie dem Gebiet zwischen Soder und Dax wurde von HAHN eine direkte Überlagerung des basalen Gebirges von triassischen Kalken und Dolomiten erkannt (Abb. 1, Profil siehe Abb. 39b). Auch entlang der Basis der Steilwände von Thällernalm und Liedersberg, sowie im Sattel zwischen Thällerer Kogel und Vokenberg wurde das Auftreten von Neokommargel beschrieben. Ferner wird auch dem als triassisch angenommenen Dietrichshorn eine neokome Unterlagerung zugeschrieben.

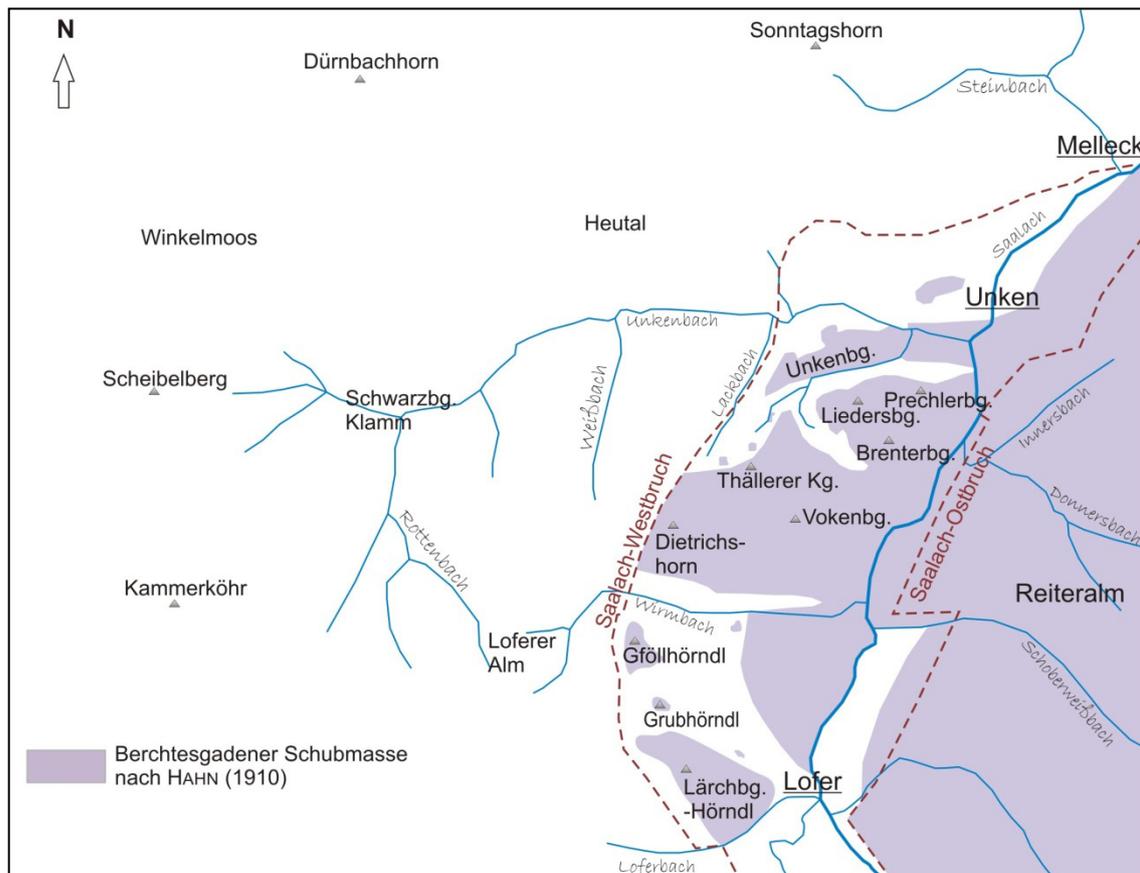


Abb. 2: Saalach-Brüche nach HAHN (1910) mit der Berchtesgadener Schubmasse. Der Bereich zwischen den beiden Störungen (Seitenbewegungen) wird heute als tektonisch isolierte Saalachzone (FRISCH & GAWLICK 2003) gesehen.

HAHN (1910) wies in seinen Arbeiten auf drei lithofazielle Besonderheiten hin: Erstens der *Dachsteinkalk des Reiteralmtyps*, der sich durch seine rein weiße bis gelbliche Farbe, stellenweise von roten Flecken und Schlieren durchzogen, kennzeichnet. Die Struktur reicht von kristallin bis oolithisch. Diese Dachsteinkalke des Reiteralmtyps sind z. B. am Liedersberg und Vokenberg

anzutreffen. Außerdem wurden *unternorische Mergelkalke* als *Loferer Schichten* definiert, die nördlich des Dietrichshorns karnischen Dolomiten folgen. Die Loferer Schichten kennzeichnen sich durch *unregelmäßige eingeschobene Tonlagen, bräunliche Kalke mit Pseudoolithstruktur, vereinzelte Kohleschüppchen und Gastropoden- und Lamellibrachiatenreste*. Diesen lagern *obernorische, oolithische Dachsteinkalke des Lerchkogeltyps* auf, die sich aus hellbraunen, dickgebankten bis massigen Ooidkalken zusammensetzen. Sowohl die Loferer Schichten als auch die Dachsteinkalke des Lerchkogeltyps sind jedoch von oberjurassischem Alter und gehören zur Lärchberg-Formation (FERNECK 1962).

Um die Abfolge der Schichtglieder zu erklären, ging HAHN (1910) von mehreren tektonischen Ereignissen aus. Das erste Event war eine Faltungsphase in der mittleren Kreide, gefolgt von flachen Überschiebungen im mittleren Tertiär. Als Überschiebungshorizont dienten die weichen Kreidemergel. Dolomitbrekzien und die starke Klüftung der Hallstätter Kalke wurden ebenfalls der Überschiebung zugeschrieben. Da weder Stirngewölbe, noch inverse Lagerungen im Saalachgebiet vertreten sind, waren dies für HAHN weitere Indizen für die Annahme einer flachen Überschiebung. Selbst die chaotischen Lagerungsverhältnisse am Liedersberg mit steilen Aufschiebungen und der Diskordanz zwischen Hierlatz- und Dachsteinkalk wurden mit flachen Überschiebungen erklärt. Dennoch beinhaltet das Saalachgebiet unzählige steile Abbrüche, allem voran der Saalach-Westbruch und -Ostbruch. Diesen, sowie den Steilwänden von Lieders- und Vokenberg, wurde eine Entstehung im Alttertiär zugeschrieben. Auftretende Seitenbewegungen am Lieders- und Vokenberg wurden als jünger aufgefasst, so auch weitere Störungen an den beiden Bergen, die durch einen SE-Schub verursacht wurden. Das heutige morphologische Erscheinungsbild des Saalachgebietes erklärte HAHN anhand glazialer und postglazialer Erosion.

1.3 Problemstellung

Während die Berchtesgadener Decke oder auch die benachbarten Gebiete in der Unkener Mulde bereits neu bearbeitet wurden, wurde seit der Bearbeitung durch HAHN das Saalachgebiet nur spärlich neu untersucht (vgl. TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN 1970, ORTNER et al. 2008). Einzig die Zuteilung der Dachsteinkalkvorkommen westlich der Saalach (Liedersberg, Vokenberg, Brentnerberg) zur Saalach-Stirnschuppe (siehe Abb. 39c) und die Negierung des Saalach-Ostbruchs (AMPFERER 1927, TOLLMANN 1968) wurden als größere und bis heute vertretene

Änderungen vorgenommen. Die Saalach-Stirnschuppe bildet dabei die abgespaltene und überschobene Front der Berchtesgadener Decke. Weitere Neubearbeitungen der Tektonik traten infolge der sich ändernden Modellvorstellungen zur Genese der Hallstätter Zone auf (vgl. ORTNER et al. 2008 und MISSONI & GAWLICK 2010, 2011b).

Aufgrund der bisherigen Forschung sowie der neuen Modelle zur Entstehung der Hallstätter Zonen wurden folgende Punkte zur Neubearbeitung definiert:

- Detaillierte Kartierung des Gebietes zwischen Liedersberg und Dietrichshorn mit besonderem Fokus auf die Verteilung der unterschiedlich auftretenden Faziesräume und der Radiolaritvorkommen
- Stratigraphische Einstufung der Radiolarite
- Detaillierte Untersuchung des Liedersberges mit Fokus auf die auftretenden Brekzien
- Tektonische und stratigraphische Entwicklung im Kartiergebiet

2. Die Nördlichen Kalkalpen – Geologischer Überblick

Die Nördlichen Kalkalpen sind eine großtektonische Einheit der Ostalpen und als „fold-and-thrust belt“ ausgebildet. Sie erstrecken sich vom Rheingraben im Westen bis zum Wiener Becken im Osten über eine Länge von ca. 600 km, bevor sie unter dem Tertiär des Wiener Beckens abtauchen. Erst wieder in den Karpaten sind sie an der Oberfläche aufgeschlossen (TOLLMANN 1985). Im Norden sind die Nördlichen Kalkalpen dem rhenodanubischen Flysch aufgelagert und im Süden der Grauwackenzone (Abb. 3).

Die Nördlichen Kalkalpen umfassen einen Ablagerungszeitraum vom Perm bis ins Eozän. Die Entwicklung beginnt mit siliziklastischem und evaporitischem Material, gefolgt von mächtigen Kalk- und Dolomitablagerungen, die in der Kreide wieder von siliziklastischem Material abgelöst wird. In der Ober-Kreide kommt es abschließend zur Ablagerung der Gosausedimente, die bis ins Eozän andauert.

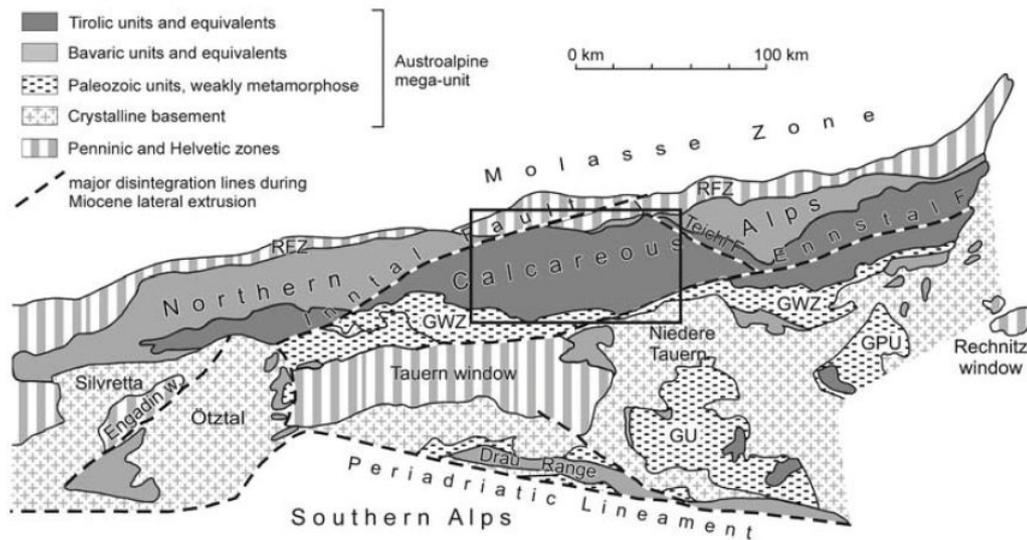


Abb. 3: Tektonische Karte der Ostalpen aus FRISCH & GAWLICK (2003)

Das klassische Konzept des Deckenbaus der nördlichen Kalkalpen gliedert in drei Deckeneinheiten von Norden nach Süden: Das Bajuvarikum als unterste Einheit, das Tirolikum und als höchste Einheit das Juvavikum.

Das Bajuvarikum gliedert sich in ein Tiefst-Bajuvarikum, ein Tief- und ein Hoch-Bajuvarikum. Über diesen Decken folgt das Tirolikum. Das Juvavikum wird in das Tief-Juvavikum, welches die Hallstätter Kanäle umfasst, und das Hoch-Juvavikum unterteilt, welches Berchtesgadener Decke, Dachsteindecke und Schneebergdecke umfasst. TOLLMANN (1985) unterscheidet zudem drei grundsätzliche Faziesräume, die sich primär über die Triassedimentation definieren: Die Hauptdolomitfaziesregion, die Dachsteinkalkfaziesregion und die dazwischen eingeschalteten Hallstätter Fazieszonen. Jede dieser Faziesregionen wird in mehrere Subfazieszonen unterteilt, auf die hier nicht näher eingegangen wird. Eine weitere Unterteilung umfasst das Kalkhochalpin (Juvavikum) und das Kalkvoralpin (Bajuvarikum und Tirolikum).

FRISCH & GAWLICK (2003) führen ein neugegliedertes Deckenkonzept aufgrund neuer stratigraphischer, struktureller, metamorpher und geochronologischer Daten ein (Abb. 3). Der zentrale Teil der Nördlichen Kalkalpen besteht demnach aus dem Tief- und Hoch-Tirolikum und dem metamorph überprägten Ultra-Tirolikum. Tief- und Hoch-Tirolikum sind durch die Trattberg-Schwelle, die eine oberjurassische Überschiebungsfront darstellt, getrennt. Die hochjuvavischen Einheiten – Dachstein und Berchtesgadener Decke – werden den tirolischen Einheiten zugerechnet, während die tiefjuvavische Hallstätter Zone nun als mittel/oberjurassische

radiolaritische Wildflyschentwicklung gesehen wird und als Hallstatt Mélange ebenfalls dem Tirolikum zugeordnet wird. Diese Mélange beinhaltet Material des zur Gänze erodierten Juvavikums. Diese Komponenten können eine Größe von mehreren Kilometern erreichen. Das Bajuvarikum als tiefste Deckeneinheit bleibt weiterhin in Hoch- und Tief-Bajuvarikum unterteilt.

2.1 Modelle und Konzepte

Die Entschlüsselung der Bildung der Nördlichen Kalkalpen beschäftigt Geologen bereits seit über 100 Jahren. Besonders die Eingliederung der Hallstätter Fazies wird seit jeher stark diskutiert.

Erwähnt sei zu Beginn die autochthone Kanaltheorie von MOJSISOVICS (1903), welcher Kanäle der Hallstätter Fazies zwischen Dachsteinkalkplattformen verlaufen ließ, die später in den neoautochthonen Vorstellungen von ZANKL (1967) und dem Pilzfaltenkonzept von HUCKRIEDE & JACOBSHAGEN (1957) eine Fortsetzung fand. Für die Theorie der allochthonen Verfrachtung ist die Arbeit von HAUG (1906) maßgebend, der die Hallstätter Zone nördlich der Dachsteindecke eingliederte. KOBER (1912) platzierte die Hallstätter Decke zwischen Tirolikum und Dachsteindecke und erklärte die heutige Lagerung mit Überschiebungen. NOWAK (1911) sah die Hallstätter Zonen aufgrund der Fazies südlich der Kalkalpen abgelagert und tektonisch in mehreren Überschiebungen in den Norden verfrachtet. Ebenso HAHN (1913) und SPENGLER (1919) folgen im Allgemeinen der Theorie des juvavischen Südrandes der Kalkalpen und später folgenden Überschiebungen. Theorien über Gleittektonik an der Trias/Jura Grenze (SCHÄFFER 1976) bauten ebenfalls auf einem einheitlichen Hallstätter Faziesraum im Süden auf. Als Gleit- bzw. Abscherhorizont wird vielfach das permische Haselgebirge in Betracht gezogen, wobei unterschiedliche Zeitpunkte der Gleittektonik postuliert wurden (SCHÄFFER 1976, TOLLMANN 1981, MANDL 1982, PLÖCHINGER 1974, 1984, SPÖTL et al. 1998, etc.).

Die Theorie der Hallstätter Kanäle von MOJSISOVICS (1903) wurde u. a. von SCHLAGER (1967), ZANKL (1967) und TOLLMANN (1976) wieder aufgegriffen und weiterentwickelt. TOLLMANN (1976) entwickelte die kombinierte Hallstätter Theorie (Abb. 4), die Elemente der früher aufgestellten Theorien vereinte. Insgesamt drei Kanäle durchschneiden die Dachsteinkalkdecke, wobei diese Kanäle sich in ihrer Fazies unterscheiden. Alle Kanäle beinhalten sowohl autochthone Gebiete als auch solche, die durch Gleitschollentektonik unter partiellem Einfluss von Salzdiapirismus vom

Süden in nördlichere Regionen transportiert worden sind (TOLLMANN 1976). Das Eingleiten der Schollen fand zu unterschiedlichen Zeiten statt. Im Salzkammergut wird es ins Unter-Malm datiert, im Raum Golling-Hallein ins Ober-Malm und im Raum Unken-Lofer wird eine zweiphasige Eingleitung angenommen: Erstere im Tithonium aufgrund der auflagernden Lerchkogelkalke und eine zweite Phase im Barrème auf die Roßfeldschichten, die als Beginn einer Einengungsphase interpretiert wurde (TOLLMANN 1981).

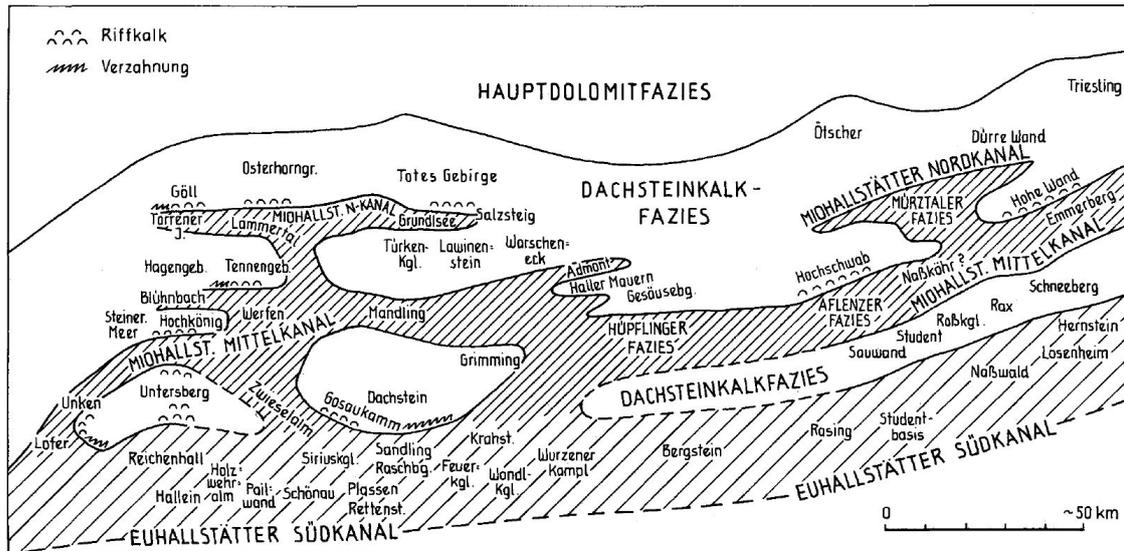


Abb. 4: Darstellung der kombinierten Hallstätter Kanaltheorie aus TOLLMANN (1976) nach ZANKL (1967)

Bereits 1974 wurde jedoch die Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen als passiver Kontinentalrand von SCHLAGER & SCHÖLLNER beschrieben. Basierend auf diesem Modell und der Modellvorstellung von COHEN (1982) beschrieb LEIN (1985, 1987) erstmals die Entstehung der Nördlichen Kalkalpen als vollständigen Wilson-Zyklus und entkräftete endgültig die Kanaltheorien. Er erkannte, dass die Sedimentationsgeschichte der nördlichen Kalkalpen jener eines passiven Kontinentalrandes entspricht (Abb. 5). Im Norden kam es zur Ausbildung eines Flachwasser-Schelfs, dessen Mächtigkeit in Richtung Süden zunahm und ein Tiefwasser-Schelf (Hallstätter Zone) anschloss. Die Hallstätter Zone wird in drei unterschiedliche Entwicklungen gegliedert: Die rote Hallstatt Fazies (Salzberg Fazies), die graue Hallstatt Fazies (Zlambach Fazies) und die Mürztal Fazies sensu LEIN 1982. Auf anschließender ozeanischer Kruste war der Meliata-Faziesraum ausgebildet, dessen Erhaltung aufgearbeitet in den Westkarpaten und im Florianikogel Becken beschränkt ist (GAWLICK et al. 2009). Der Sedimentationsverlauf im Mesozoikum wird bis in den Mittel-Jura durch fortschreitende Krustenausdünnung beeinflusst. Im Mittel-Jura wird eine Umstellung von einem passivem zu einem aktiven Kontinentalrand angenommen, die mit der

Bildung von mehreren Radiolaritbecken und Gleitdecken einhergeht. Durch den Kompressionsprozess wird die Kruste verdickt und frühere listrische Störungen, die während der Extensionsphase entstanden sind, werden in entgegengesetzte Richtung reaktiviert (COHEN 1982). Die heute unzusammenhängend verteilten Hallstätter Zonen können somit durch tektonische Übergänge in die nördlichen Kalkalpen eingegliedert werden.

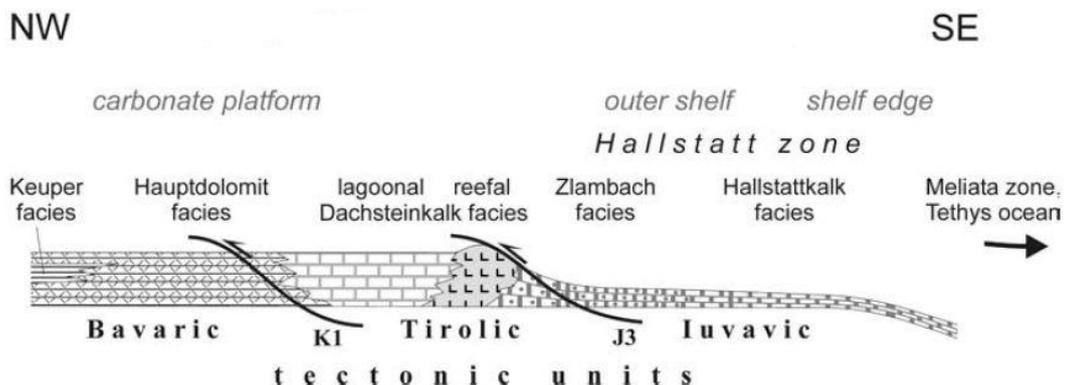


Abb. 5: Faziesverteilung am passiven Kontinentalrand in der Trias (aus FRISCH & GAWLICK 2003, nach SPENGLER 1951)

Dieses Konzept wurde im Laufe der Zeit zunehmend verfeinert. Die mittel/oberjurassischen Radiolaritbecken sowie Anzeichen von LT-HP-Metamorphose ließen GAWLICK et al. (1999a) auf eine beginnende Subduktion der Tethys zu dieser Zeit schließen, die mit der Jungkimmerischen Phase in Verbindung steht. MANDL (2000) fasste die neuen Ergebnisse von GAWLICK et al. (1999a,b) zusammen und baute das Konzept weiter aus. Er folgte jenen Modellen die ein gravitatives Eingleiten der juvavischen Einheiten in die jurassischen Radiolaritbecken beschreiben. Das entstandene Paläorelief – bestehend aus Hochzonen und Becken – wird demnach durch oberjurassische/frühkretazische Karbonatplattformen und pelagische Kalke plombiert. Einsetzende Krustenverkürzung am Ende der frühen Kreide wird als Ursache für die Deckenbildung der Kalkalpen gesehen.

FRISCH & GAWLICK (2003) definierten nicht nur die Deckeneinheiten neu, sie präsentierten ebenfalls ein neues tektonisches Modell. Demnach sind die Deckenüberschiebungen auf einen Einengungsprozess durch die beginnende Schließung der Tethys im Mittel/Ober-Jura zurückzuführen. Dadurch bildet sich ein Akkretionskeil in Front der Subduktionszone aus und es entwickeln sich nördlich davon asymmetrische Radiolaritbecken (Lammer Becken, Tauglboden Becken), die das

erodierte Material der abgescherten Decken aufnehmen. Zuerst werden der Meliata-Faziesraum und der Hallstatt Salzberg-Faziesraum abgeschert, später erfolgt die Mobilisation des Zlambach-Faziesraums bis schließlich auch Material des Dachstein-Faziesraums transportiert wird. Das Material wird in den radiolaritischen Tiefseerinnen sedimentiert, wobei Olistolithe in km-Größe vorkommen können. Somit ergibt sich eine neue Deckenkonfiguration, da die früheren juvavischen Einheiten als erodierte tirolische Deckeneinheiten (Wildflyschentwicklung) definiert werden können. Diese Entwicklung wird von Karbonatplattformen, die sich an den Schwellenbereichen ansiedeln, und deren Resedimenten plombiert. In der späten Unter-Kreide kommt es zur Ausbildung eines siliziklastischen Trenchs und zur Deckenüberschiebung der bajuvarischen Einheiten. Während dieser, als auch bei den folgenden tektonischen Events kommt es zur Reaktivierung der jurassischen Störungen. Im Miozän kommt es zur N-S-Stauchung und E-W-Dehnung und zur Zerlegung der Nördlichen Kalkalpen in einzelne Blöcke. Diese Segmentation ist verbunden mit der Verschiebung und Rotation der einzelnen Blöcke zueinander. FRISCH & GAWLICK (2003) rekonstruierten die oligozäne Konfiguration der Blöcke und zeigen damit, dass ihr Modell unter Berücksichtigung der Faziesraumverteilung und tektonischer Events (Subduktion, Überschiebungsfronten, Radiolaritbecken) in sich konsistent ist. Abb. 6 zeigt die heutige Konfiguration der Blöcke.

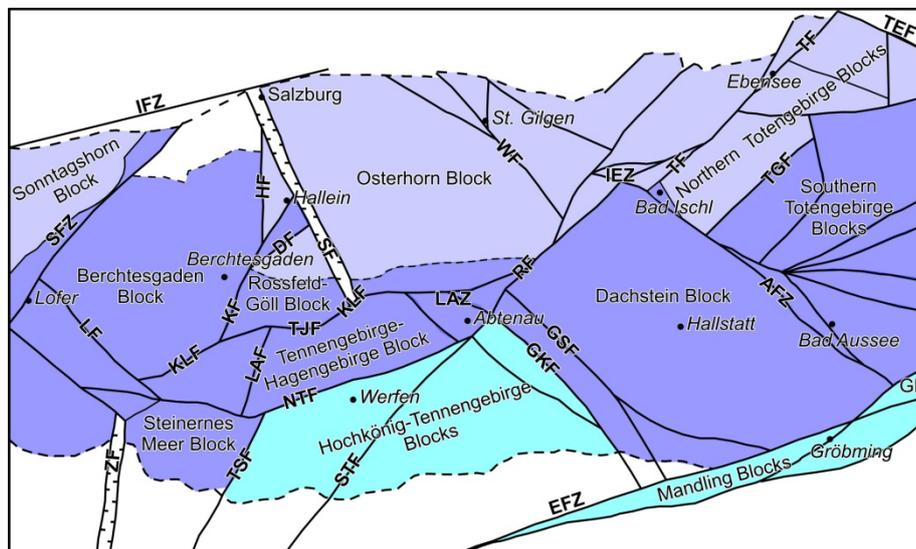


Abb. 6: Rezente Konfiguration der zentralen Nördlichen Kalkalpen (aus FRISCH & GAWLICK 2003)

FRANK & SCHLAGER (2006) stehen diesem Konzept gegenüber und sehen in den Ergebnissen von $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Datierungen eine Bestätigung eines oberjurassischen Strike-slip Systems um die paläogeographische Rekonstruktion zu klären. Die Isotopenuntersuchungen ergeben ein Alter um die Apt/Alb Grenze und sprechen somit gegen eine oberjurassische Subduktion. Seitenbewegungen – assoziiert mit Flower Structures und Pull-apart Becken – im Ober-Jura werden angenommen, wobei eine Fortsetzung in den Westkarpaten vermutet wird. Die Sedimentations- und Deformationsverhältnisse werden als Beweise für ein Strike-slip System gesehen. Weitere Indizien für eine Seitenbewegung und gegen eine Subduktion werden in den von ihnen als fehlend angenommenen coarsening upward Zyklen gesehen und in fehlenden exotischen Komponenten, die auf eine Ophiolithobduktion hinweisen.

MISSONI & GAWLICK (2011a) präsentieren neue Ergebnisse für eine detailliertere Rekonstruktion der Geodynamik im Meso- bis Känozoikum (vgl. Abb. 40 und Abb. 41). Aufbauend auf den bereits bestehenden Modellen (LEIN 1985, 1987, GAWLICK et al. 1999a, b, FRISCH & GAWLICK 2003) und mit neuen Daten aus den Berchtesgadener Alpen wird der Beginn der Subduktion der westlichen Neo-Tethys im späten Unter-Jura festgelegt, die durch tonreiche Sedimente am äußeren Schelf belegt wird. Die folgende Einengungsphase im Mittel- und frühen Ober-Jura wird durch die Ausbildung von trench-förmigen Radiolaritbecken in Front eines herannahenden Überschiebungsgürtels gesehen. Diese Becken verbreiten sich aufgrund von Ophiolithobduktion vom äußeren Schelf, wo die Hallstatt Mélange (Bajocium bis Oxfordium) gebildet wird, bis in den Plattformbereich, wo die Rofan und Tauglboden Mélange (Oxfordium) gebildet werden. Die Becken sind durch die Hochzonen der Deckenfronten getrennt und werden aufgrund ihres Komponentenbestandes und dem Alter der radiolaritischen Matrix unterschieden und zeigen typische coarsening-upward Zyklen. Abb. 7 zeigt eine tabellarische Auflistung dieser Becken.

	Florianikogel Becken	Sandlingalm Becken	Lammer Becken	Tauglboden Becken	Rofan Becken	Sillenkopf Becken
Formationsname	Florianikogel-Formation	Sandlingalm-Formation	Strubberg-Formation	Tauglboden-Formation	Rofan Brekzie	Sillenkopf-Formation
Mächtigkeit	> 100 m	600-800 m	1800-2000 m	bis 800 m	> 100 m	100-1000m
Matrixalter (Radiolarien)	?Bajocium bis Callovium	O.-Bajocium bis Oxfordium	U.-Callovium bis M.-Oxfordium	U.-Oxfordium bis U.-Tithonium	O.-Oxfordium bis U.-Kimmeridgium	O.-Oxfordium bis Tithonium
Komponentenbestand	Meliata-Faziesraum und Hallstatt Salzberg-Faziesraum	Hallstatt Salzberg-Faziesraum untergeordnet Pötschen-Formation	Zlambach-Faziesraum untergeordnet Material aus Dachsteinriff-komplex und Hallstätter Kalke	Lagunärer Dachsteinkalk-Faziesraum, liassische Rot-, Graukalke, Klauskalk und distale Strubberg-schichten	Oberrhätkalk, lagunärer Dachsteinkalk, Adnet Gruppe, frühjurassische Kieselkalk, mitteljurassische Radiolarite	Material des Akkretionskeils im Süden
Subformation			Klauskogelbach-Subformation			

Abb. 7: Tabellarische Gegenüberstellung der jurassischen Becken, insbesondere in Matrixalter und Komponentenbestand (zusammengestellt aus MISSONI et al. 2001, SUZUKI et al. 2001, GAWLICK & FRISCH 2003, GAWLICK et al. 2007, AUER et al. 2009, GAWLICK et al. 2009)

Dieser tektonische Prozess endet an der Grenze Oxfordium/Kimmeridgium und wird von der Bildung von Karbonatplattformen an den strukturellen Hochzonen abgelöst (Oxfordium/Kimmeridgium bis Berriasium). Insgesamt progradieren drei Karbonatplattformen über die entstandenen Becken (von NW zu SE): Die Wolfgangsee-Karbonatplattform (WCP), die Plassen-Karbonatplattform (PCP s. str.) und die Lärchberg-Karbonatplattform (LCP) (SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2007, Abb. 8).

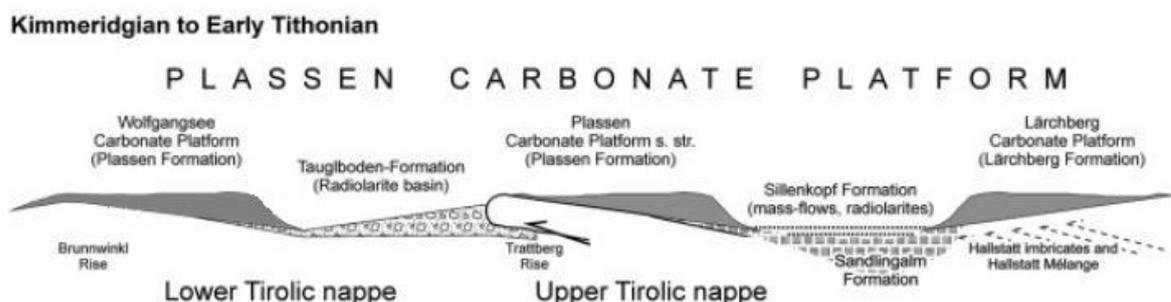


Abb. 8: Plassen-Karbonatplattform s. l. im Kimmeridgium bis frühes Tithonium (aus SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2010)

Zwischen der PCP s. str. und der LCP bildet sich das Sillenkopf Becken aus, wobei die LCP über dieses Becken progradiert. Dieses Becken beinhaltet sowohl Komponenten aus lokalem Material,

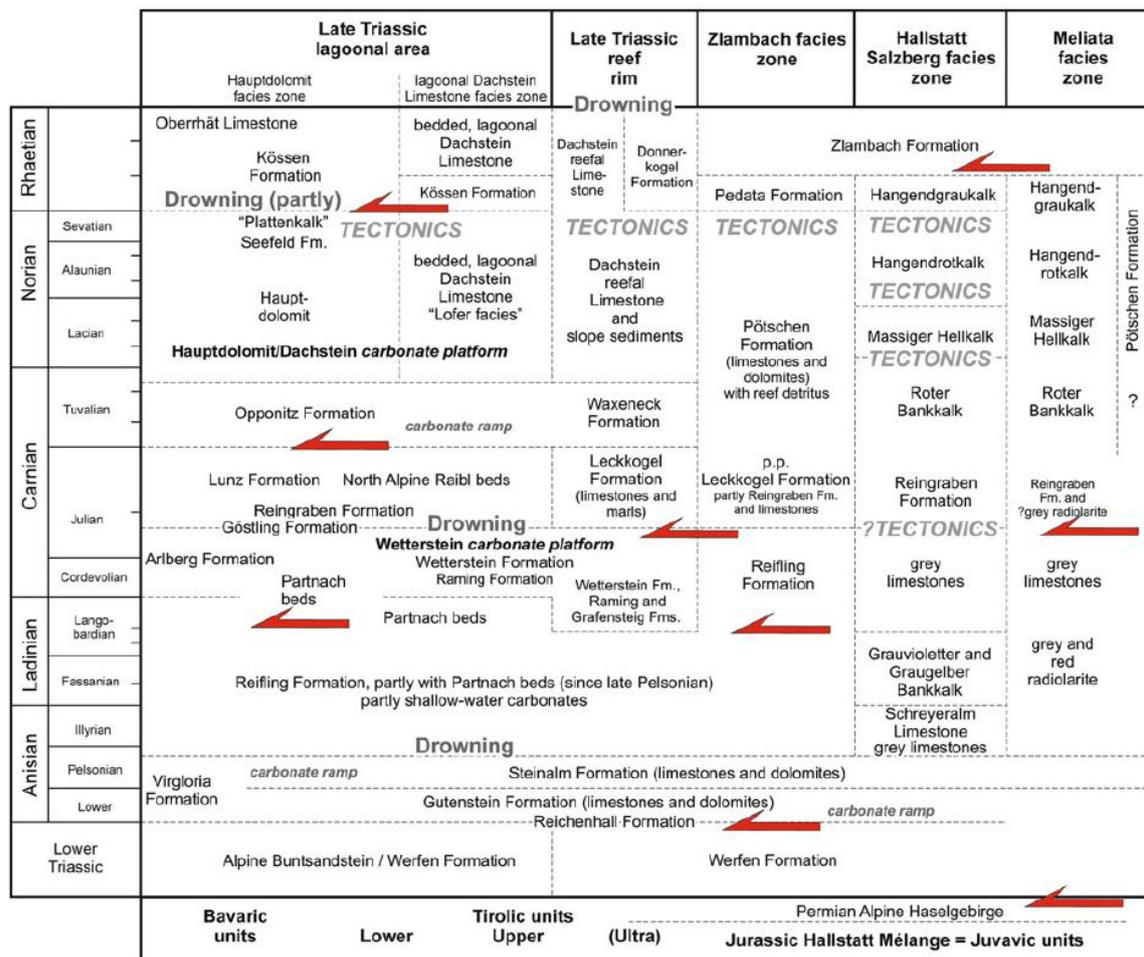
wie auch exotische Klasten (Schwerminerale, Phyllite, Sandsteine), die vom erodierten Hinterland im Süden angeliefert werden. An der Grenze vom Unter- zum Ober-Tithonium folgt eine rasche Abtiefung. Diese wird auf Extension zurückgeführt, die durch das Aufsteigen eines metamorphen Doms verursacht wird. Dabei kommt es zur Ausbildung von Ab- und Seitenverschiebungen. Teile der Mélange werden Richtung NW transportiert, die LCP wird partiell gehoben und erodiert und der nordwestliche Teil der Trattberg-Schwelle wird durch Abschiebungen gesenkt. Die PCP s. str. progradiert Richtung NW und verfüllt das Tauglboden Becken mit karbonatischem Material. Gleichzeitig kommt es zum Erliegen der Karbonatproduktion der am nördlichsten gelegenen WCP. Die Erosionsprodukte des sich hebenden Deckenstapels im SE beinhalten Komponenten der obduzierten Ophiolithe und führen zu einer steigenden Sedimentationsrate im Sillenkopf Becken und dem finalen Ertrinken der Plattformen im Berriasium. Die verbleibenden Becken werden bis ins Apt mit siliziklastischen Molassesedimenten der Schrambachschichten und später der Roßfeldschichten verfüllt. Die Roßfeld-Formation zeigt ebenfalls einen coarsening-upward Trend und beinhaltet keine Klasten des juvavischen Deckenstapels, sondern Klasten der PCP s. str. sowie siliziklastische, ophiolitische und vulkanische Komponenten aus dem Hinterland. Dieser Prozess wird in Verbindung mit der letzten Phase der spätkimmerischen Orogenese gebracht. Der Beginn der Ober-Kreide ist gekennzeichnet durch Extension und Seitenbewegungen, gefolgt von eozänen Überschiebungen und miozänen Seitenbewegungen mit Blockrotationen (FRISCH & GAWLICK 2003). Die geodynamische Entwicklung im Jura ist mit jener der Westkarpaten, der Dinariden und der Albaniden korrelierbar (GAWLICK et al. 2008).

2.2 Sedimentäre Entwicklung

Im folgenden Abschnitt wird die sedimentäre Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen vom Perm bis in die Unter-Kreide zusammenfassend beschrieben. Die Jura-Entwicklung folgt dem Modell von FRISCH & GAWLICK (2003) und GAWLICK & FRISCH (2003). Die Entwicklung ist in den stratigraphischen Tabellen der Trias und Jura in den Abb. 9 und Abb. 10 dargestellt.

Die Entwicklung beginnt im Perm mit einer klastischen und evaporitischen Sedimentation, die auf den Beginn eines Grabenstadiums bzw. Rifting hinweist. Die Werfener Schichten zeigen eine stetige Transgression bis zur Ausbildung einer Karbonatrampe. An der Grenze Skyth/Anis kommt es zur Beckeninversion, die durch die Ausbildung von Evaporiten gekennzeichnet ist. Die gesamte

Entwicklungsgeschichte ist stark von Meeresspiegelschwankungen abhängig. Im Anis bildet sich eine weitere Karbonatrampe, die im Pelson ertrinkt. Ab dem Oberladin bis ins Jul progradiert die Wetterstein-Karbonatplattform. In den Bereichen des tieferen Schelfs kommt es zur Ausbildung einer Periplattform. Terrigene Schüttungen (Raibler Schichten, Lunz-Formation, Reingraben-Formation) überlagern die ertrunkene Plattform. Die sogenannte Reingrabener Wende ist über den gesamten Schelfbereich verfolgbar. Ab dem Nor bildet sich am Schelf eine mächtige Karbonatplattform aus, die im Rhät partiell ertrinkt. An der Wende Trias/Jura kommt es zum vollständigen Erliegen der Karbonatproduktion und einem Massensterbeereignis.



main detachment horizons

Abb. 9: Stratigraphische Tabelle und Faziesräume der Trias der Nördlichen Kalkalpen (inkl. der Abscherhorizonte im Jura (main detachment horizons)) nach MISSONI & GAWLICK (2011a)

Im Jura wird durch die beginnende Öffnung des Penninischen Ozeans die Entwicklung der Tethys stark beeinflusst. Durch anhaltende Subsidenz kommt es im Lias zur Ausbildung eines pelagisch beeinflussten Ablagerungsraums im Bereich der ertrunkenen Plattform. In den distalen Bereichen

werden dunkle Mergel und Karbonate abgelagert. Ab dem höheren Lias setzt ein hemipelagischer Sedimentationszyklus ein, der auf die fortschreitende Öffnung des Penninischen Ozeans zurückzuführen ist. Damit verbunden ist auch die Ausbildung von Horst-Graben Strukturen im Bereich der Dachsteinkalkplattform (BÖHM et al. 1995). Die damit verbundene Absenkung der Neo-Tethys führt zu einem steigenden pelagischen Einfluss, der bis in die frühe Kreide anhält (GAWLICK & FRISCH, 2003). Im Bajocium setzt erste kieselige Sedimentation der Ruhpolding Radiolaritgruppe ein (GAWLICK et al. 2009). Diese Radiolarite werden mit Mass-Flows in trogförmigen bzw. asymmetrischen Becken (Abb. 7) abgelagert, die sich aufgrund der heran-nahenden Deckenfronten bilden (GAWLICK & FRISCH 2003) und durch Schwellen (z.B. Trattberg-Schwelle) getrennt sind. Ab dem Kimmeridgium bilden sich an den Schwellen Karbonatplattformen aus, welche die Becken zum Teil mit Resedimenten verfüllen (SCHLAGINTWEIT et al. 2003). Die Seichtwasserentwicklung wird im Tithonium stabilisiert und ein Ertrinken der Plattformen wird ins Berriasium datiert. Anlässlich des Erliegens der Karbonatproduktion kommt es zur Sedimentation der pelagischen Schrambachschichten. Das Drowning der Karbonatplattformen wird auf die steigende Subsidenz der Schwellen ab dem Tithonium zurückgeführt.

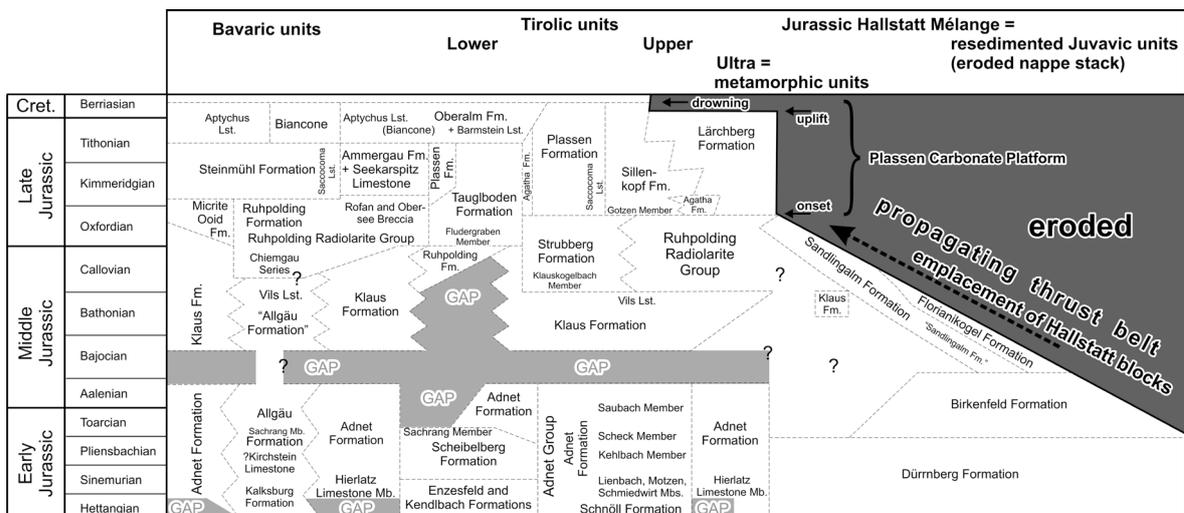


Abb. 10: Stratigraphische Tabelle der Jura der Nördlichen Kalkalpen nach GAWLICK et al. (2009)

In der Unter-Kreide geht das karbonatische System sukzessive in ein siliziklastisches System über und es kommt zur Sedimentation der Roßfeldschichten. Diese Schüttungen werden in 3 Abschnitte gegliedert, die einen coarsening upward Zyklus zeigen. Die Roßfeldschichten repräsentieren Molassesedimente, die aufgrund von Schwermineralen (Chromspinelle) die Erosion des akkretionierten Tethys-Ozeans belegen.

3. Lage des Arbeitsgebietes

Das Kartiergebiet umfasst eine Fläche von ca. 3,5 km² und befindet sich südlich von Unken (Abb. 11 Abb. 11). Das Kartiergebiet beinhaltet den Liedersberg, Thällerer Kogel mit Thällernalm, sowie das Gebiet zwischen Dax und Soder (Unkenberg).

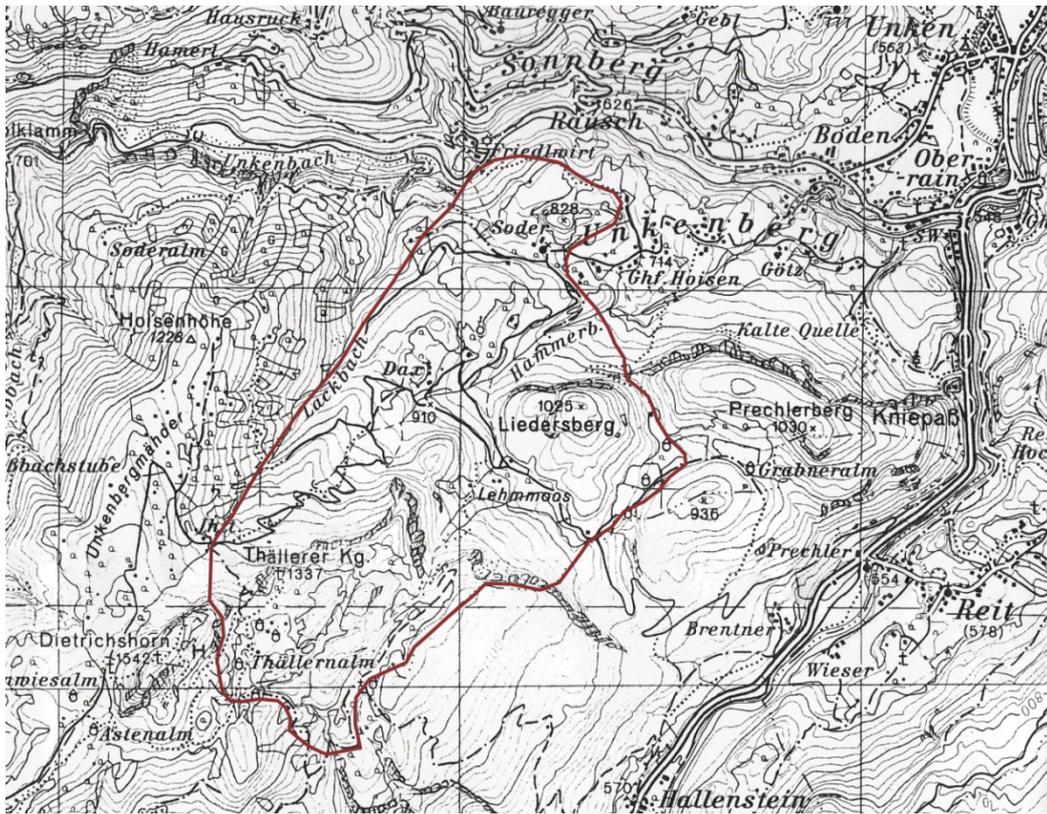


Abb. 11: Übersichtskarte mit eingezeichnetem Kartiergebiet (Auszug der ÖK-Karte 1:50000)

4. Arbeitsmethodik

Während der Geländearbeit wurden im Kartiergebiet an 46 Aufschlüssen Probennahmen getätigt und im Labor 55 Schiffe angefertigt. Aus den Proben wurden ca. 4x4 cm große Stücke mit einer Diamantsäge geschnitten und anschließend mit Diamantschleifscheiben und Siliziumkarbidpulver planpoliert. Die getrockneten Proben wurden auf 5x5 cm große Glasobjektträger geklebt und in weiterer Präparation auf ca. 0,1 mm Dicke gefräst. In Handarbeit wurden die Schiffe mit Siliziumkarbidpulver (240 µm, 400 µm, 800 µm) auf eine Dicke von ca. 30 µm geläppt und unter dem Durchlichtmikroskop ausgewertet.

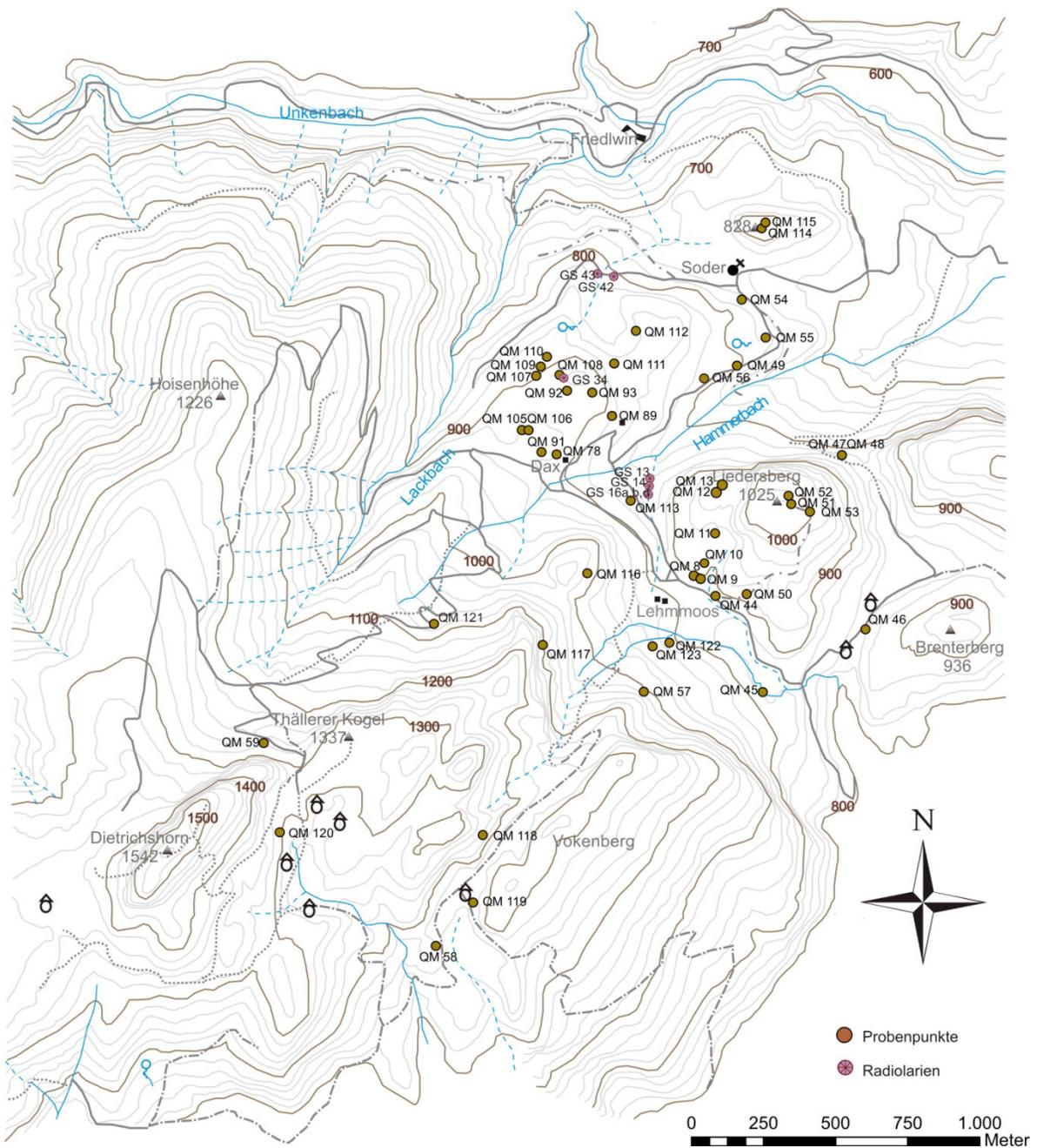


Abb. 12: Karte der Probenpunkte

Die Punkte der Probenentnahmen, sowie jene der Radiolarienproben sind in Abb. 12 dargestellt. Die 7 Radiolarienproben stammen von früheren Bearbeitern dieses Gebietes, waren jedoch noch nicht ausgewertet worden. Anhand von REM-Bildern der einzelnen Radiolarien erfolgte die Auswertung. Für die Einstufung wurde die Radiolarienzonierung nach SUZUKI & GAWLICK (2003), STEIGER (1992) und GAWLICK et al. (2009) verwendet (Abb. 19).

Die verwendeten Conodonten entstammen der Arbeiten der Brüder REZVANI-SALMASY (2003a, b) und wurden von Prof. Gawlick zur Verfügung gestellt und stratigraphisch eingestuft. Abb. 26 zeigt die Probenentnahmestellen der Conodonten.

5. Beschreibung der Schichtfolge

Für die Beschreibung der Schichtfolge wurde das Kartiergebiet in einzelne, nach Lithologien gegliederte Teilgebiete zerlegt, die im Folgenden einzeln diskutiert werden. Die zugehörige geologische Karte ist in Abb. 36 und als Beilage zu finden und die Probenpunkte sind in Abb. 12 und Abb. 26 dargestellt.

5.1 Liedersberg

Der Liedersberg (1025 m) bildet die östliche Abgrenzung des kartierten Gebietes (Abb. 11). Die Hauptmasse des Liedersberges besteht aus Dachsteinkalk, der in seiner Erscheinungsform – aufgrund der vielen Störungen und tektonischen Beanspruchung – kaum eine Bankung zeigt. Im Nordwesten und Westen des Berges sind die überlagernden kondensierten Rotkalke aufgeschlossen. Desweiteren treten in stark verwitterter Form rote Radiolarite auf. HAHN (1913) interpretierte die komplizierten Lagerungsverhältnisse des Liedersberges als Überschiebungen in folgender Reihenfolge: Dachsteinkalk auf liassische Rotkalke (Liashierlatz) und Rotkalke überschoben auf Radiolarit. Gegen Osten ist der Liedersberg vom Saalach-Ostbruch gegen die Berchtesgadener Decke abgegrenzt (HAHN 1913). TOLLMANN (1976) negierte diese Bruchzone und zählt den Liedersberg zur Saalach-Stirnschuppe und somit zur Berchtesgadener Decke. Weitere Vorkommen von Dachsteinkalk im Kartiergebiet werden vom Vokenberg südöstlich der Thällernalm gebildet (Abb. 36, Beilage).

Aufgrund neuer stratigraphischer und fazieller Untersuchungen weist der Liedersberg folgende Schichtfolge von Basis bis Top auf:

5.1.1 Dachsteinkalk

Die Basis des Liedersberges wird von Dachsteinkalk gebildet und ist an den Steilwänden der Nordflanke des Berges aufgeschlossen. Die weißen, mikritischen Kalke (QM 48) sind rekristallisiert und beinhalten Foraminiferen (*Triasina hantkeni* MAJZON 1954, Textularien, Rotaliida), Dasycladaceen (*Chianella* sp.), Schwammreste, Reste von Gastropoden und Brachiopoden sowie Korallen und entsprechen dem *Dachsteinkalk des Reiteralm-Typs* (HAHN 1910) (Abb. 13). Desweiteren treten zwischen den weißen Dachsteinkalkbänken hell- bis dunkelrote brekziöse Kalke auf, die weiße mikritische Klasten sowie gelbe, rote und grüne tonige Klasten beinhalten (QM 47). Im Dünnschliff zeigen sich die Kalke stark rekristallisiert und die weißen Klasten sind durch mehrere Generationen von Kalzitkristallen verfüllt. Vereinzelt treten in einigen wenigen mikritischen Klasten Filamente, Echinodermenreste und Foraminiferen auf. Diese Mudstone-Klasten gehören der im Dachsteinkalk eingelagerten Kössen-Formation an und zeigen somit ein rhätisches Alter.

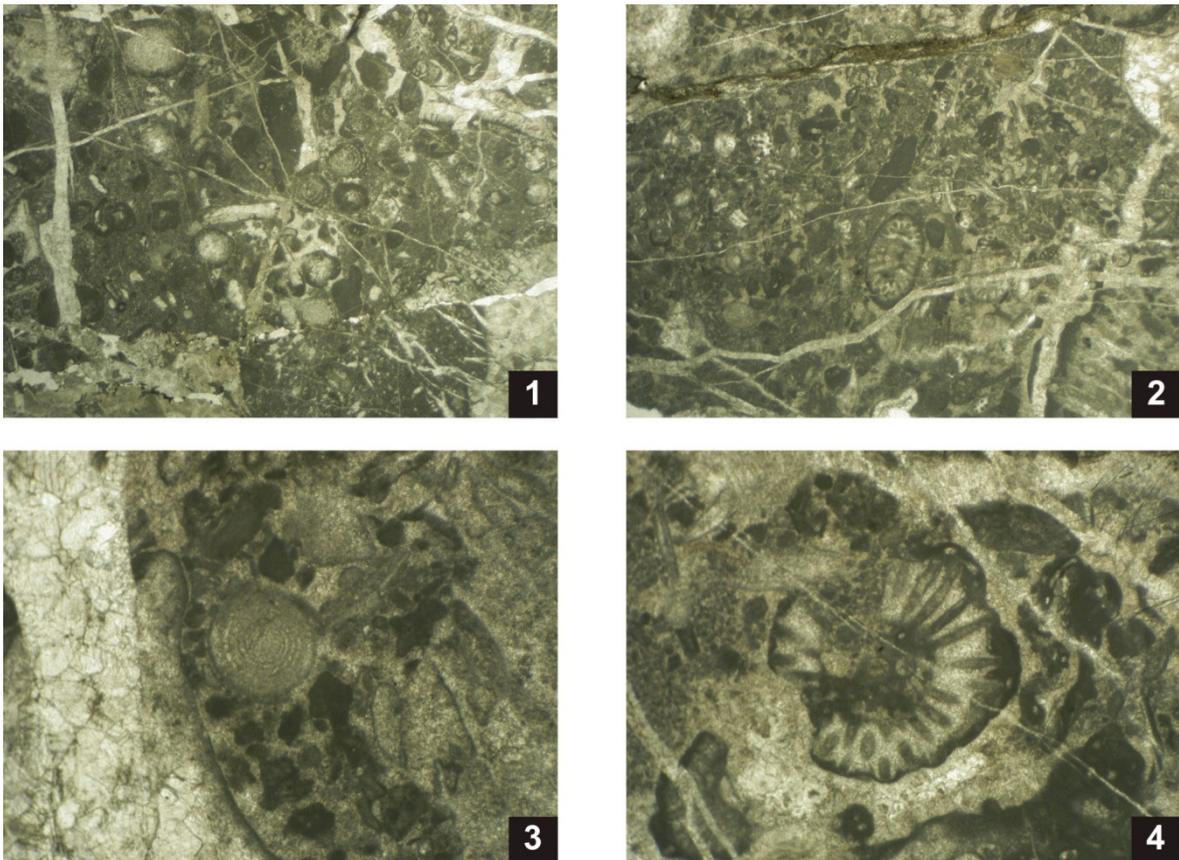


Abb. 13: Dachsteinkalk Mikrofazies: **1** Wackestone mit *Triasina hantkeni* MAJZON 1954 (QM 52). (Bildbreite: 1,4 cm) **2** Packstone mit Dasycladacea-Querschnitt (QM 119). (Bildbreite: 1,4 cm) **3** *Triasina hantkeni* MAJZON 1954 (QM 119). (Bildbreite: 0,25 cm) **4** *Chianella* sp. (QM 119). (Bildbreite: 0,25 cm)

5.1.2 Adnet Gruppe (Enzesfeld-Formation, Hierlatzkalk)

Auf dem Dachsteinkalk folgen kondensierte, hemipelagische Rotkalke der Adnet Gruppe. Sie treten im Gelände als massige Kalke mit Fe(Mn)-Krusten auf. Die Schichtung war nur bedingt messbar. Das Einfallen variiert zwischen 5° und 20°, dementsprechend variiert auch die Streichrichtung. Lithologisch kennzeichnen sich die Enzesfelder Kalke als Wackestone in roter mikritischer Matrix mit hohem Fossilgehalt. Mikrofaziell treten in den Rotkalcken vor allem benthische und planktische Foraminiferen (Textularia, Milioliden) Brachiopoden, Gastropoden, Ostracoden, Ammoniten, Filamente, Echinodermenresten (Crinoiden, Seeigelstachel) sowie Aptychen und kieselige Fossilien (Radiolarien, Spicula) auf (Abb. 14). Folgende Foraminiferen konnten unter anderem näher bestimmt werden: *Involutina liassica* (JONES 1853), *Involutina turigda* KRISTAN 1957 und *Lenticulina* sp. Besonders auffallend war Probe QM 8 die eine Verzahnung der Enzesfeld-Formation einerseits mit der Hierlatz-Formation in Form von erosiven Mikroschüttungen aus Crinoidenbruchstücken in den Enzesfelder Kalk zeigt. Andererseits konnte eine Verzahnung mit der Klaus-Formation festgestellt werden (Abb. 14/2), die sich durch das Auftreten von Bositraschalen charakterisiert. Alle Proben weisen Stylolithen und Fe(Mn)-Krusten auf. Die auftretenden Crinoidenwackestones (QM 50, Abb. 14/5) wurden als Hierlatzkalk bestimmt und beinhalten untergeordnet noch Filamente, Ammoniten, Foraminiferen und Ostracoden in mikritischer Matrix.

Beide Formationen werden in den frühen Jura gestellt, wobei die Enzesfeld-Formation im mittleren bis späten Hettang bis frühen Sinemur (BÖHM 1992, EBLI 1997, BÖHM et al. 1999) abgelagert wurde und der Hierlatzkalk vom Sinemur bis ins Pliensbach (VÖRÖS 1991, RAKÜS 1999). Aufgrund der Verzahnung der beiden Formationen ergibt sich eine ungefähre Alterseinstufung im Sinemur.

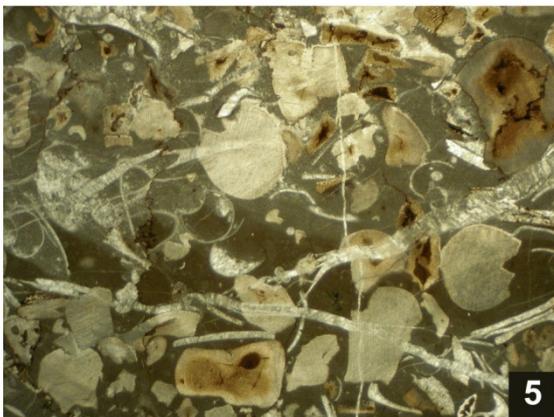
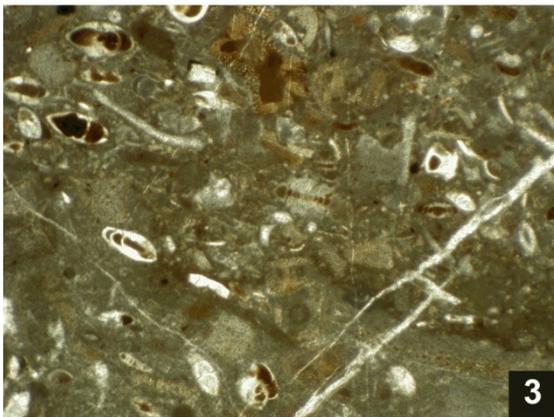
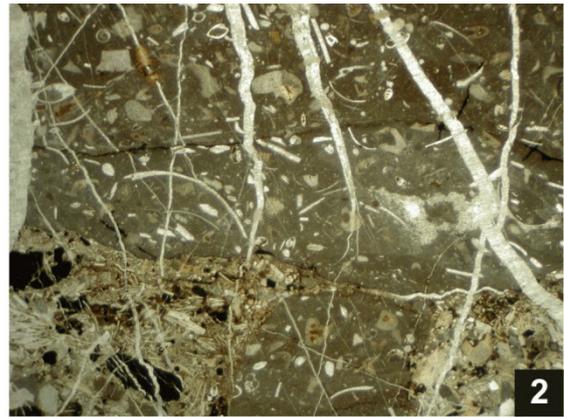
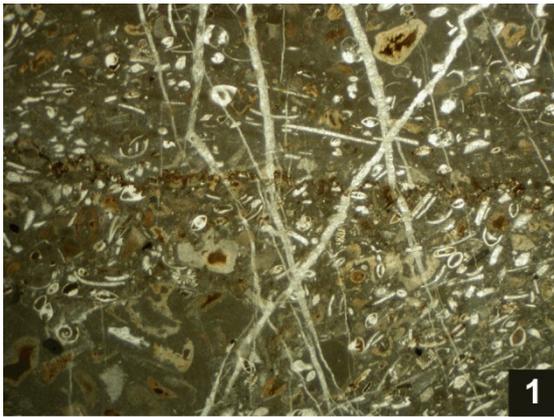


Abb. 14: Mikrofazies der Enzesfeld-Formation (1-4) und des Hierlatzkalkes (5): **1** Crinoiden- und Foraminiferen-reicher Wackestone (QM 8-1). (Bildbreite: 1,4 cm) **2** Verzahnung der Enzesfeld-Formation (Wackestone, oberer Bildteil) mit dem *Bositra*-reichen Klauskalk (unterer Bildteil) (QM 8-1). (Bildbreite: 1,4 cm) **3** *Involutina liassica* (JONES 1853) in der Bildmitte umgeben von diversen Foraminiferen und Crinoidenbruchstücken (QM 8-1). (Bildbreite: 0,5 cm) **4** *Involutina turgida* KRISTAN 1957 in der Bildmitte mit Crinoidenbruchstücken (QM 8-1). (Bildbreite: 0,25 cm) **5** Crinoiden-Packstone (QM 50). (Bildbreite: 1,4 cm)

5.1.3 Klauskalk

Die roten, als Wacke- bis Packstone (Abb. 15) ausgebildeten Kalke der Klauskalk-Formation sind geringmächtig und beinhalten Filamente (*Bositra*), Foraminiferen (u. a. Protoglobigerinen), Ammoniten, Aptychen und Radiolarien (QM 10). Der Übergang der Adneter Kalke zum Klauskalk konnte nicht klar abgegrenzt werden. Die Ablagerung der kondensierten Rotkalkfazies erfolgte im späten Bajocium bis zur Grenze Callovium/Oxfordium (GAWLICK et al. 2009).

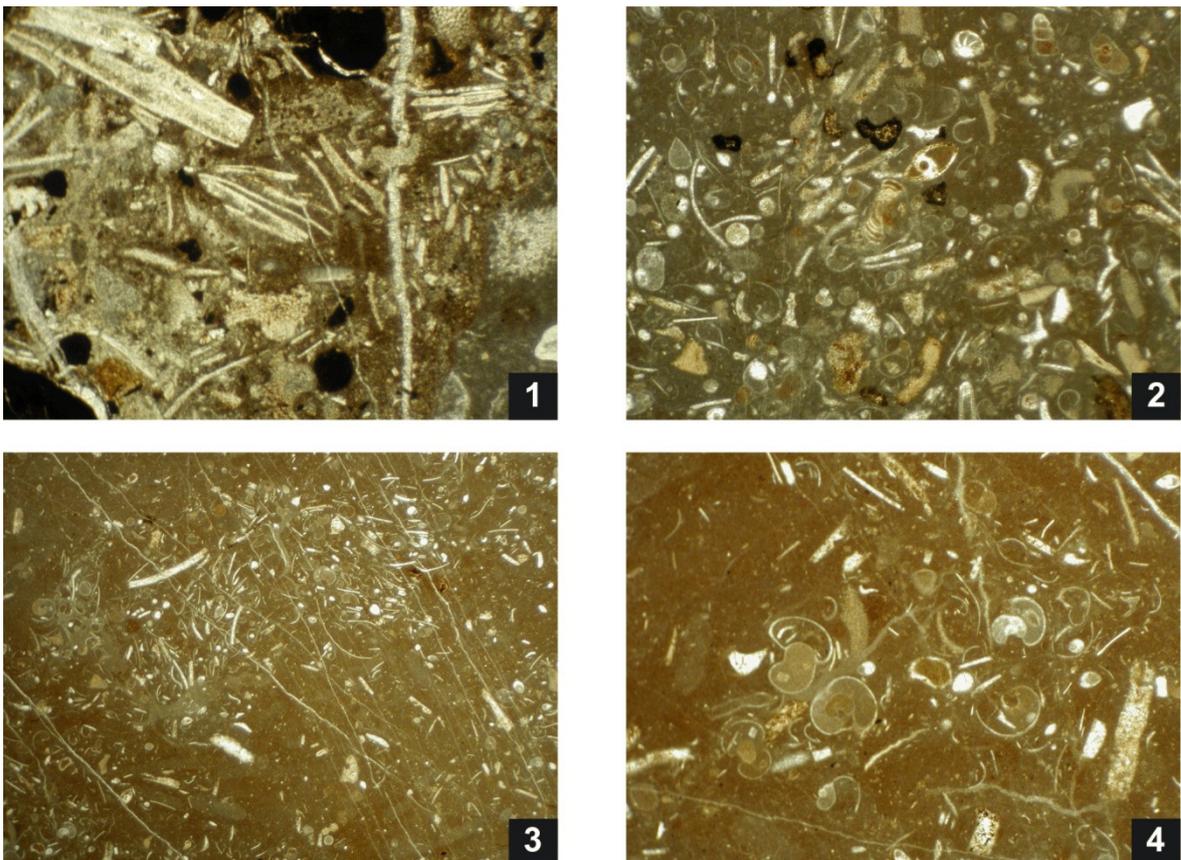


Abb. 15: Mikrofazies des Klauskalkes: **1** Filamentreicher (*Bositra*) Packstone (QM 8-1). (Bildbreite: 0,25 cm) **2** Wackestone mit Foraminiferen, Gastropoden und Radiolarien (QM 9). (Bildbreite: 0,5 cm) **3** Filament- (*Bositra*) und Ammoniten-reicher Wackestone (QM 10). (Bildbreite: 1,4 cm) **4** Wackestone mit unterschiedlichen Schnittlagen von Ammoniten (QM 10). (Bildbreite: 0,5 cm)

5.1.4 Klauskogelbach-Subformation

Über dem Klauskalk folgt eine coarsening-upward Entwicklung dreier unterschiedlicher Brekzienlagen, die im Folgenden einzeln beschrieben werden. Sowohl die basale Rotkalkbrekzie mit Komponentengrößen bis zu einigen Zentimetern als auch die Dachsteinkalkbrekzie mit

Komponenten im m³-Bereich werden der Klauskogelbach-Subformation zugerechnet. Die Klauskogelbach-Subformation repräsentiert den basalen Teil der Strubberg-Formation und tritt normalerweise über gut gebanktem rotem Radiolarit auf (GAWLICK et al. 2010). Die Ablagerung erfolgte im frühem Callovium (SUZUKI et al. 2001).

Rotkalkbrekzie

Die erste eingeschaltete, polymikte Brekzie (QM 11) am Liedersberg setzt sich aus Komponenten der lagunären sowie riffnahen Dachsteinkalkfazies, *Bositrakalk* (Klauskalk), Oolithbruchstücke, mikritischen Graukalkklasten und Klasten der Adnet-Formation zusammen (Abb. 16). In Zwickeln der korngestützten Brekzie tritt mikritische rötlichgraue kieselige Matrix auf. Einige der eckigen Klasten des aufgearbeiteten Untergrundes weisen Fe/Mn Krusten auf. Die Brekzie ist stark von Kalzitadern durchzogen und deutet auf tektonische Beanspruchung hin. Sie tritt allerdings nur sehr lokal auf und lässt sich nicht über größere Strecken verfolgen. Daher muss angenommen werden, dass die Brekzie nur in lokalen Schüttungen auftritt.

zu Abb. 16: Rotkalkbrekzie der Klauskogelbach-Subformation: **1** und **2** (QM 11-1) korngestützte, polymikte Brekzie mit Klasten des lagunären Dachsteinkalk, der Klaus-Formation und einer Beckenfazies sowie rote und graue Mikritklasten in kieseliger Matrix. (Bildbreite: 1,4 cm) **3** (QM 11b) Großer Klast aus rhätischem Riffkalk (rechts oben) mit Drucklösung (Fe/Mn-Anlagerung) an der unteren Kante. Der untere Teil zeigt eine matrixgestützte, polymikte Brekzie mit Klasten aus Dachsteinkalk, Klauskalk, Kalzitklasten und mikritische Klasten in einer rotgrauen mikritischen Matrix. (Bildbreite: 1,4 cm) **4** (QM 11-1) Klauskalk mit *Bositraschalen*, Fe/Mn-umkrusteten Radiolarien und Fe/Mn-Anreicherung entlang eines Stylolithen (Bildmitte) und lagunärer Dachsteinkalk (rechts). (Bildbreite: 0,5 cm) **5** (QM 11-1) lagunärer Dachsteinkalk (Oolithische Klasten in einer rotgrauen mikritischen Matrix. In der unteren Bildhälfte ein grauer Klast (Wacke- bis Packstone) einer Beckenfazies. (Bildbreite: 1,4 cm) **6** (QM 11-1) Vergrößerung des lagunären Dachsteinkalkes mit Ooiden und dem Querschnitt der Dasycladacea *Chianella* sp. (Bildbreite: 0,5 cm) **7** (QM 11-A) Klast aus Adneter Kalk (Wackestone). (Bildbreite: 0,5 cm) **8** (QM 11-1) Klast aus oolithischem Dachsteinkalk, grauer Mikritklast, Rotkalkklast in kieseliger Matrix (im Bild schwarz mit rekristallisierten Radiolarien). (Bildbreite: 0,5 cm)

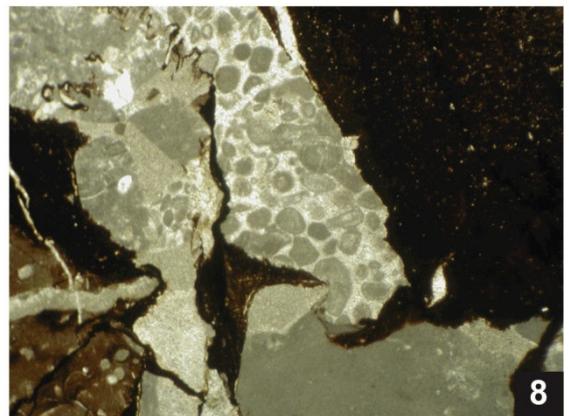
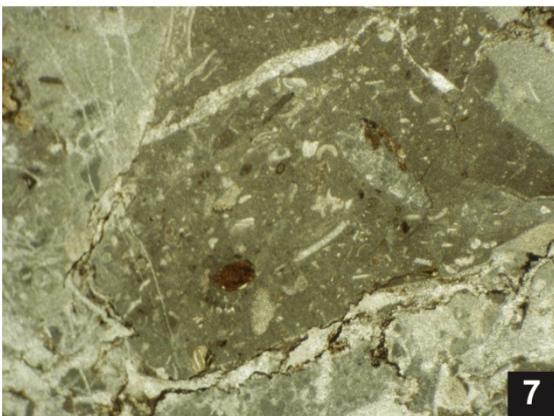
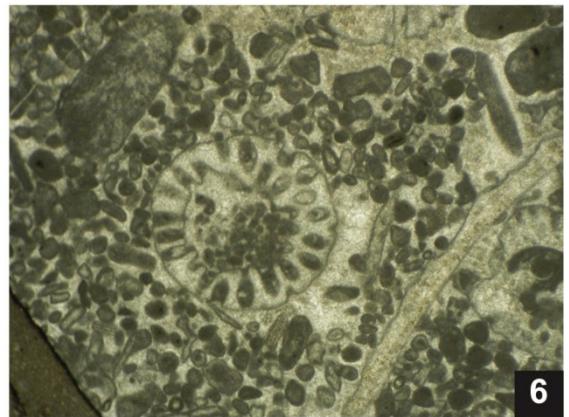
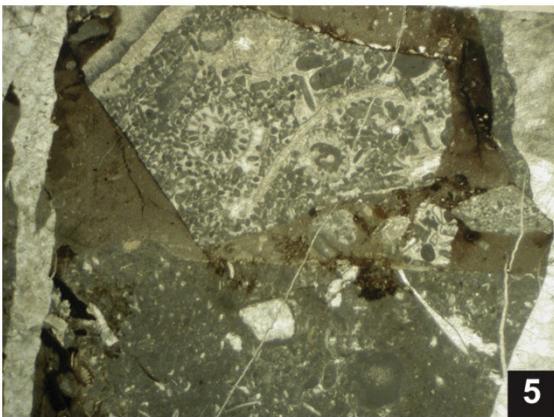
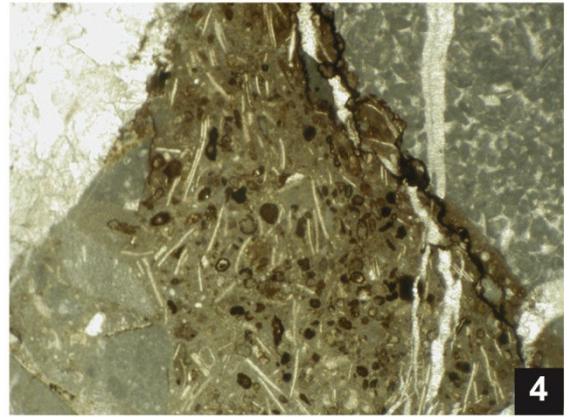
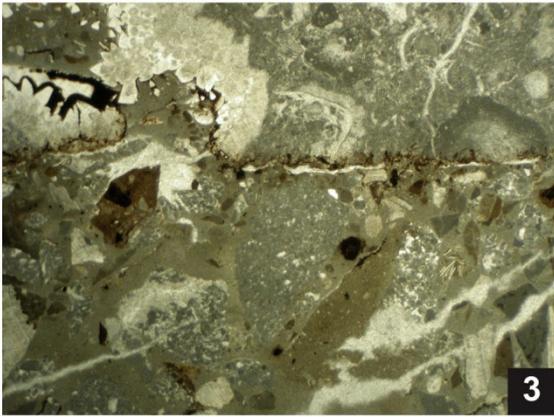
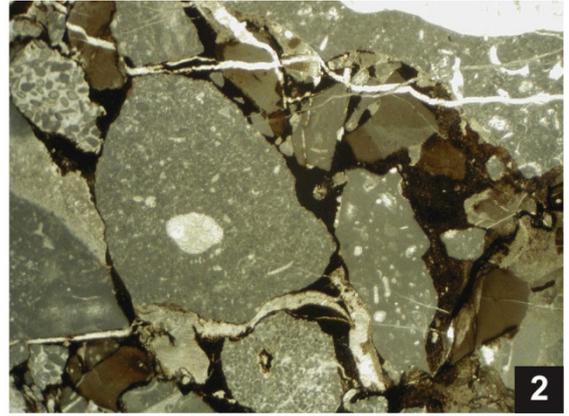
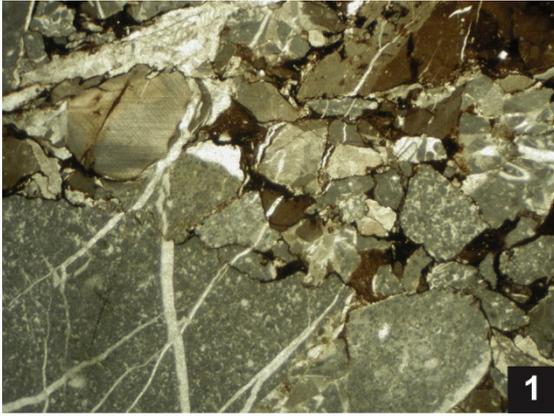


Abb. 16: Rotkalkbrezie der Klauskogelbach-Subformation (Abbildungsbeschreibung vorherige Seite)

Dachsteinkalk-Megabrekzie

Diese polymikte Rotkalkbrekzie wird von einer Dachsteinkalkbrekzie überlagert, die ebenfalls zur Klauskogelbach-Subformation gehört. An der Basis der Dachsteinkalkbrekzie konnte eine Sequenz mit Bankung im dm- bis m-Bereich entdeckt werden, die immer wieder von Rotkalk-einschaltungen unterbrochen ist. Eine scharfe Abgrenzung des Dachsteinkalkes gegenüber den Rotkalken war nur am südwestlichen Hang des Liedersberges möglich. Generell weist die Abfolge eine nahezu horizontale Lagerung auf, die ein geringes Einfallen in südöstliche Richtung zeigt. Das restliche Dachsteinkalkvorkommen zeigt keine Bankung mehr und scheint massig in einzelnen Blöcken vorzuliegen. Zwischen den Blöcken konnten rote Spaltenfüllungen nachgewiesen werden, die bereits auch HAHN (1910) als „*reichlich rote Putzen und Schlieren*“, die im Dachsteinkalk eingeschlossen sind, beschrieb. Diese roten Einschaltungen sind die Matrix der Dachsteinkalk-Megabrekzie. Einerseits konnte eine tonhaltige, mikritische Kalkmatrix festgestellt werden, aber auch eine hellrote kalkige Matrix mit massenhaft Crinoidengrus.

Die einzelnen Dachsteinblöcke der Megabrekzie zeigen unterschiedliche Faziesräume an, die u. a. auch Teile von Loferitzzyklen beinhalten. Im Allgemeinen handelt es sich um lagunären bis riffnahen Dachsteinkalk, der vor allem durch das Auftreten von *Triasina hantkeni* MAJZON 1954, Schwammresten, Schalenresten, Stromatoporide, diversen Benthosforaminiferen, Crinoidenbruchstücken, Pellets, Korallen und mikritisch umrandeten Klasten gekennzeichnet ist. Durch die bereits stark fortgeschrittene Rekristallisation war eine genauere Bestimmung der Mikrofazies nicht möglich. Der als Grapestone ausgebildete Dachsteinkalk (Abb. 17) zeigt Stromatactis-Strukturen.

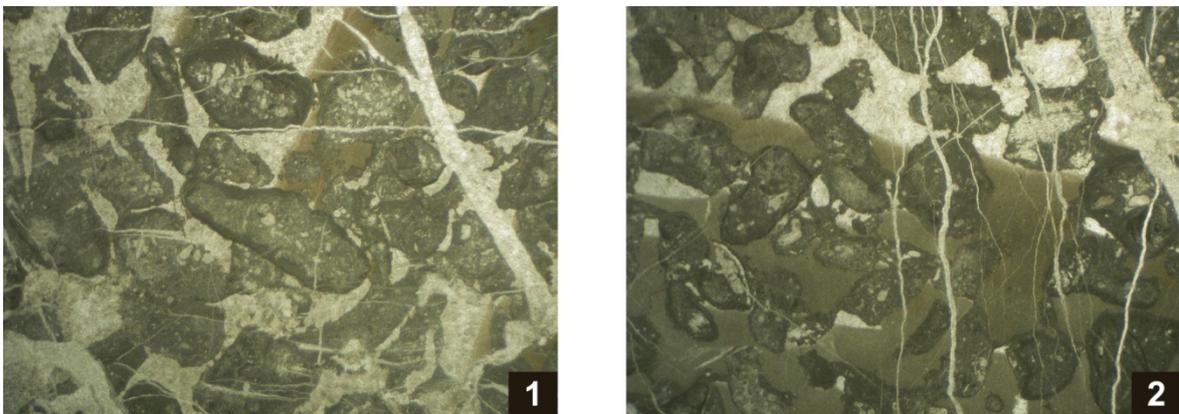


Abb. 17: Klasten der Dachsteinkalk-Megabrekzie der Klauskogelbach-Subformation: **1** (QM 12a) und **2** (QM 12b): Grapestone mit Stromatactis (mit Mikritschlamm und Kalzit-Zement verfüllte Hohlräume). (Bildbreite: 1,4 cm)

Matrix der Dachsteinkalk-Megabrekzie

Die Matrix setzt sich aus Klauskalk im basalen Teil der Brekzie und Vilser Kalk im hangenden Teil zusammen. Der hellrote crinoidenreiche Wackestone (Abb. 18) tritt als Matrix zwischen den massigen Dachsteinkalkblöcken im Gipfelbereich des Liedersberg auf. Außer massenhaft Crinoidenbruchstücke beinhaltet der Vilser Kalk noch Foraminiferen (biserial) und Filamente. Zwischen den einzelnen Bruchstücken befindet sich Sparitzement. Der Vilser Kalk wurde im Mittel-Jura an submarinen Schwellen und als allodapischer Kalk in benachbarten Becken abgelagert (TOLLMANN 1976). Ferner konnte als Matrix in den basalen Blöcken der Megabrekzie roter toniger Kalk mit Filamenten (Bositra) nachgewiesen werden, der dem Klauskalk zugeordnet wurde.

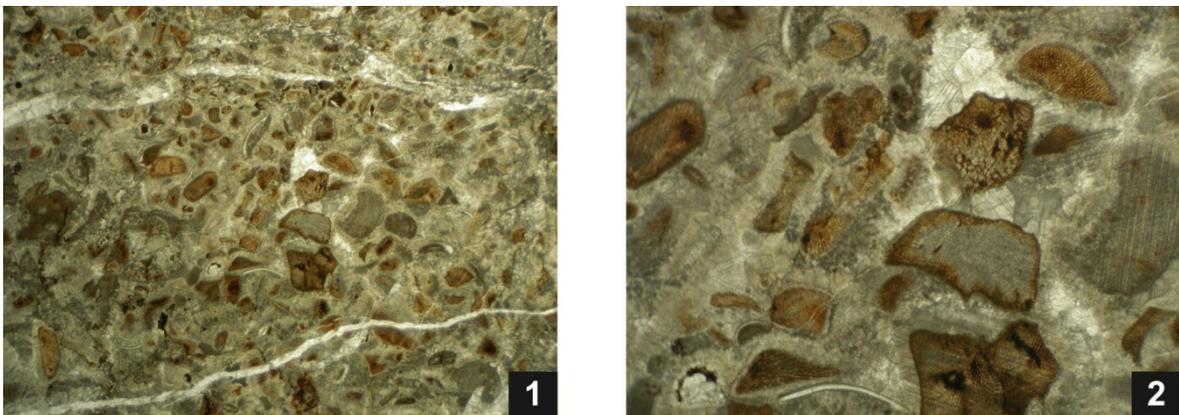


Abb. 18: Mikrofazies des Vilser Kalkes (QM 53): **1** Crinoiden-reicher Grainstone. (Bildbreite: 1,4 cm) **2** Vergrößerung aus 1: Crinoidenbruchstücke und Filamente in Sparitzement. (Bildbreite: 0,25 cm)

Die primäre Ablagerung des Dachsteinkalkes erfolgte in der oberen Trias. Die Resedimentation kann durch die Matrix bestimmt werden. Da sowohl Klauskalk als auch Vilser Kalk im Mittel-Jura sedimentiert wurden, kann die Megabrekzie nur zu dieser Zeit entstanden sein.

5.1.5 Radiolarit

Die roten Radiolarite am Liedersberg sind nur mehr als roter kieseliger Verwitterungshorizont erhalten und konnten nirgends anstehend angetroffen werden konnten. Die Radiolaritproben GS 13, GS 14, GS 16a, GS 16b und GS 16d aus dem Hammerbach konnten ausgewertet und für eine Datierung verwendet werden. Die roten Radiolarite werden überlagert von den schwarzen

Radiolariten, die im Graben zwischen Thällernalm und Vokenberg auftreten. Im Folgenden sind die einzelnen Proben in ihrer Fauna dargestellt und ausgewertet, wobei eine Einstufung nach der Radiolarienzonierung nach SUZUKI & GAWLICK (2003), STEIGER (1992) und GAWLICK et al. (2009) (Abb. 19) vorgenommen wurde.

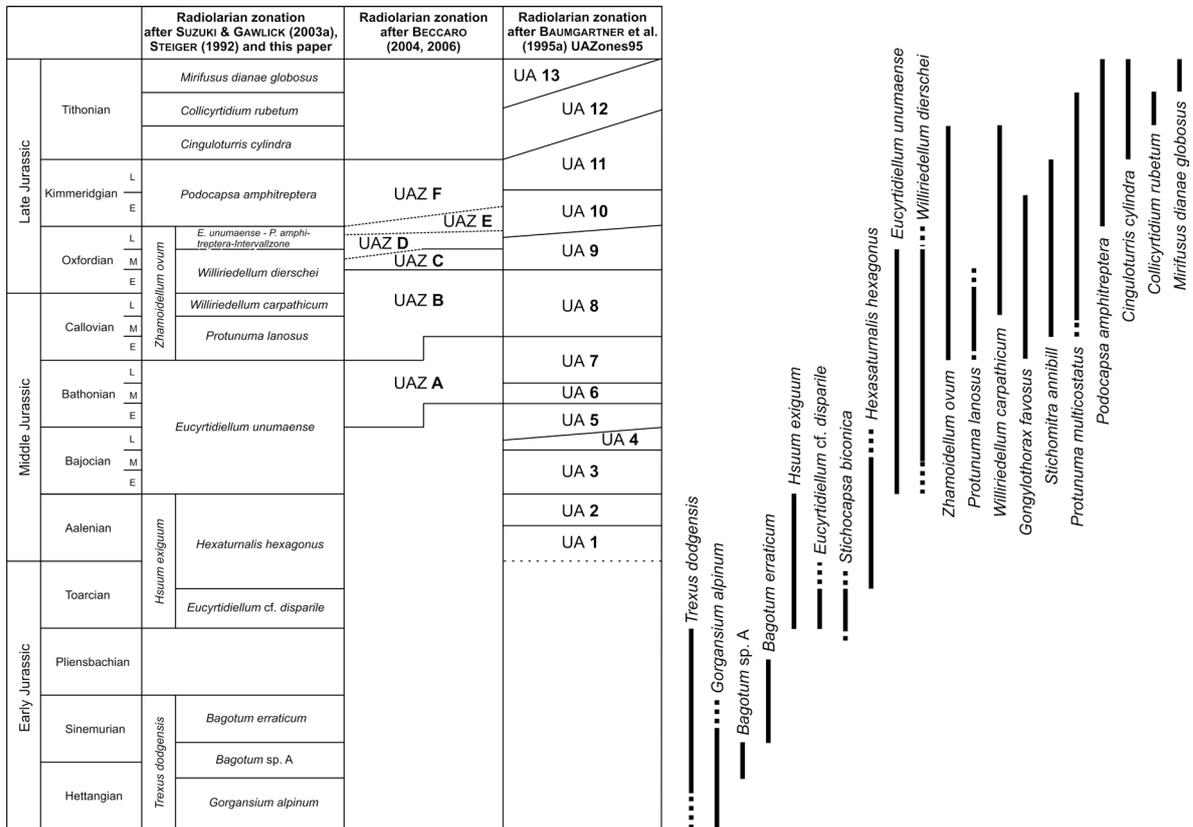


Abb. 19: Gegenüberstellung der Radiolarienzonierung nach SUZUKI & GAWLICK (2003), STEIGER (1992) und GAWLICK et al. (2009), nach BECCARO (2004,2006) und nach BAUMGARTNER et al. (1995). (aus GAWLICK et al. 2009)

GS 13 (Abb. 20)

Die Probe GS 13 wird in die *Zhamoidellum ovum*-Zone gestellt und aufgrund des Auftretens von *Williriedellum carpathicum*, *Williriedellum dierschei* und *Gongylothorax favosus* wird die Radiolarienprobe in die *Williriedellum carpathicum*- Subzone und zum Teil in die *Williriedellum dierschei* Subzone gestellt. Die Radiolarienfauna ist somit ins späte Callovium bis mittlere Oxfordium einzustufen.

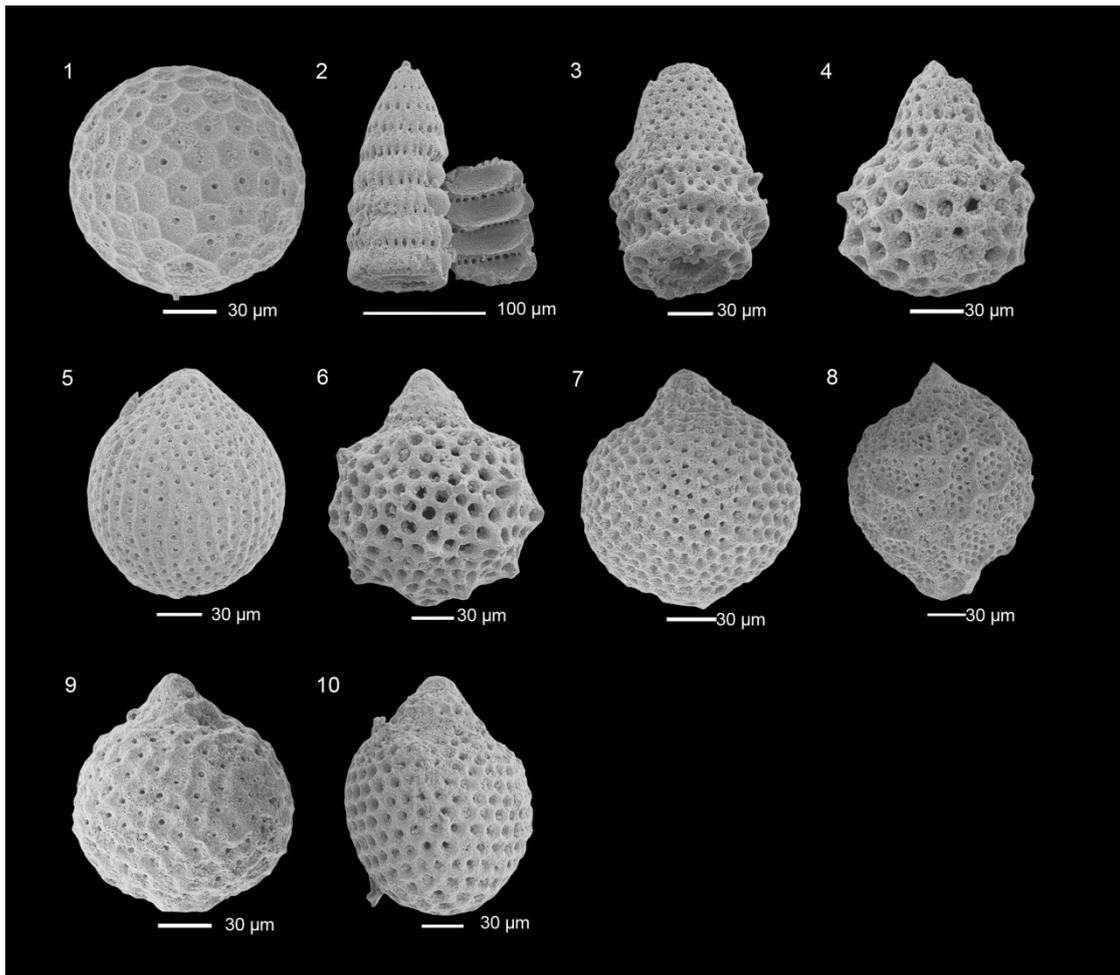


Abb. 20: Fauna der Probe GS 13: **1** *Gongylothorax favosus* DUMITRICA 1970 **2** *Loopus doliolum* DUMITRICA 1997 **3** *Parvicingula* sp. **4** *Stichocapsa* sp. **5** *Striatojaponocapsa synconexa* O'DOGHERTY et al. 2006 **6** *Tricolocapsa undulata* (HEITZER 1930) **7** *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970 **8** *Williriedellum* cf. *crystallinum* DUMITRICA 1970 **9** *Williriedellum dierschei* SUZUKI & GAWLICK 2004 **10** *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970

GS 14 (Abb. 21)

Die faunenreiche Probe GS 14 wird in die *Zhamoidellum ovum*-Zone gestellt. Sie enthält u.a. *Stichomitra annibill* und *Gongylothorax favosus*, welche das maximale Alter im mittleren Callovium limitieren. Durch das Fehlen von *Williriedellum dierschei* und *Eucyrtidiellum unumaense* kann die Radiolarienfauna allerdings in die *Eucyrtidiellum unumaense*-*Podocapsa amphitrepta*-Intervallzone und somit ins Ober-Oxfordium gestellt werden.

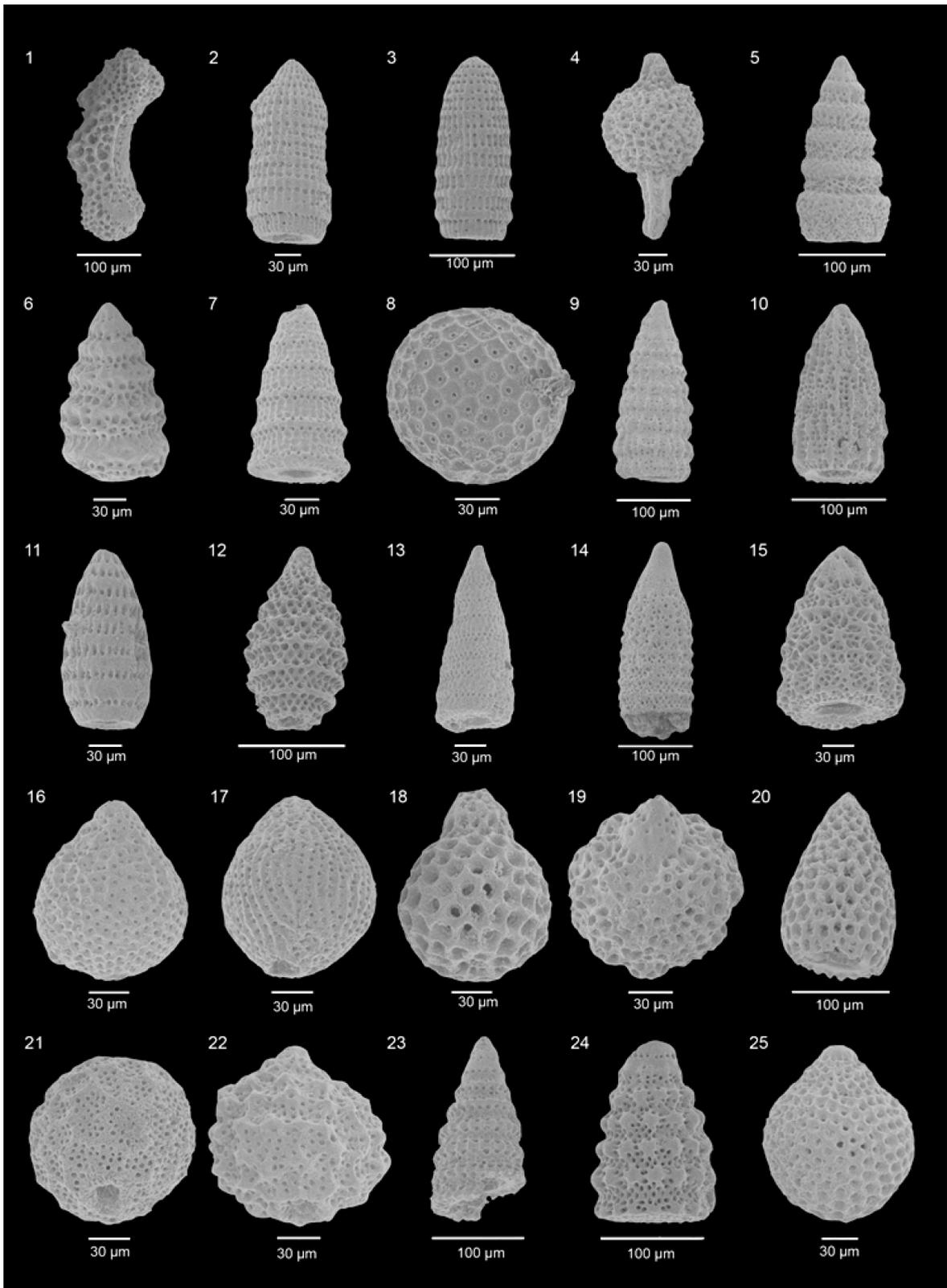


Abb. 21: Fauna der Probe GS 14: **1** *Angulabracchia* sp. **2** *Archaeodictyomitra apiarum* RÜST 1885 **3** *Archaeodictyomitra* cf. *minoensis* (MIZUTANI 1981) **4** *Archeaspongoprunum* sp. **5** *Cinguloturris carpatica* DUMITRICA 1982 **6** *Cinguloturris primorika* KEMKIN & TAKETANI 2004 **7** *Dictyomitrella kamoensis* MIZUTANI & KIDO 1983 **8** *Gongylothorax favosus favosus* DUMITRICA 1970 **9** *Hsuum brevicostatatum* (OZVOLDOVA 1975) **10** *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977 **11** *Loopus doliolum* DUMITRICA 1997 (Fortsetzung nächste Seite)

12 *Parvicingula mashitaensis* MIZUTANI 1981 **13** *Pseudodictyomitra venusta* (CHIARI et al. 1997) **14** *Ristola procera* (PESSAGNO 1977) **15** *Stichomitra annibill* KOCHER 1981 **16** *Striatojaponocapsa riri* O'DOHERTY et al. 2006 **17** *Striatojaponocapsa synconexa* O'DOHERTY et al. 2006 **18** *Tetracapsa* sp. C sensu AUER et al. 2007 **19** *Tricolocapsa undulata* (HEITZER 1930) **20** *Triversus hexagonatus* (HEITZER 1930) **21** *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA 1970 **22** *Williriedellum sujkowski* WIDZ & DE WEVER 1993 **23** *Wrangellium aff. hsuei* PESSAGNO 1977 **24** *Xitus magnus* BAUMGARTNER 1995 **25** *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970

GS 16a (Abb. 22)

Die Probe 16a enthält *Zhamoidellum ovum*, *Eucyrtidiellum unumaense*, *Williriedellum dierschei*, *Stichomitra annibill*, *Gongylothorax favosus* und *Protunuma multicostatus*. Somit kann die Probe in die *Zhamoidellum ovum*-Zone gestellt werden, wobei die darin vertretenen Faunen eine Zuordnung in die *Protunuma lanosus*-, *Williriedellum carpathicum*- und *Williriedellum dierschei*-Subzone zulassen. Durch das Auftreten von *Pseudoeucyritis reticularis*, die in den nördlichen Kalkalpen nur aus der *Podocapsa amphitreptera*-Zone (Kimmeridgium) bekannt ist, muss die Probe in die *Williriedellum dierschei*-Subzone und somit ins Oxfordium gestellt werden.

GS 16b (Abb. 23)

Die Radiolarienprobe GS 16b beinhaltet u.a. *Zhamoidellum ovum*, *Gongylothorax favosus*, *Stichomitra annibill*, *Williriedellum dierschei* und wird in die *Zhamoidellum ovum*-Zone gestellt. Durch das Fehlen von *Eucyrtidiellum unumaense* und das Auftreten von jüngeren Faunen wie *Wrangellium cf. hsuei* wird die Probe in die *Williriedellum dierschei*-Subzone oder *Eucyrtidiellum unumaense*-*Podocapsa amphitreptera*-Intervallzone gestellt. Somit wird die Radiolarienfauna ins Mittel- bis Ober-Oxfordium gestellt.

GS 16d (Abb. 24)

Die Probe GS 16d wird in die *Zhamoidellum ovum*-Zone gestellt. Das Auftreten der Faunen *Gongylothorax favosus*, *Zhamoidellum ovum*, *Triversus hungaricus*, *Wrangellium okamurai* und *Stichomitra annibill* und insbesondere das Fehlen von *Eucyrtidiellum unumaense* verweisen auf eine Zuordnung in die *Williriedellum-dierschei*-Subzone oder *E. unumaense*-*P.amphitreptera*-Intervallzone. Somit wird die Radiolarienprobe ins Mittel- bis Ober-Oxfordium gestellt.

Da die ausgewerteten Radiolaritproben aus einer Schichtfolge stammen, kann davon ausgegangen werden, dass die Sedimentation im Ober-Callovium bis Ober-Oxfordium erfolgt ist.

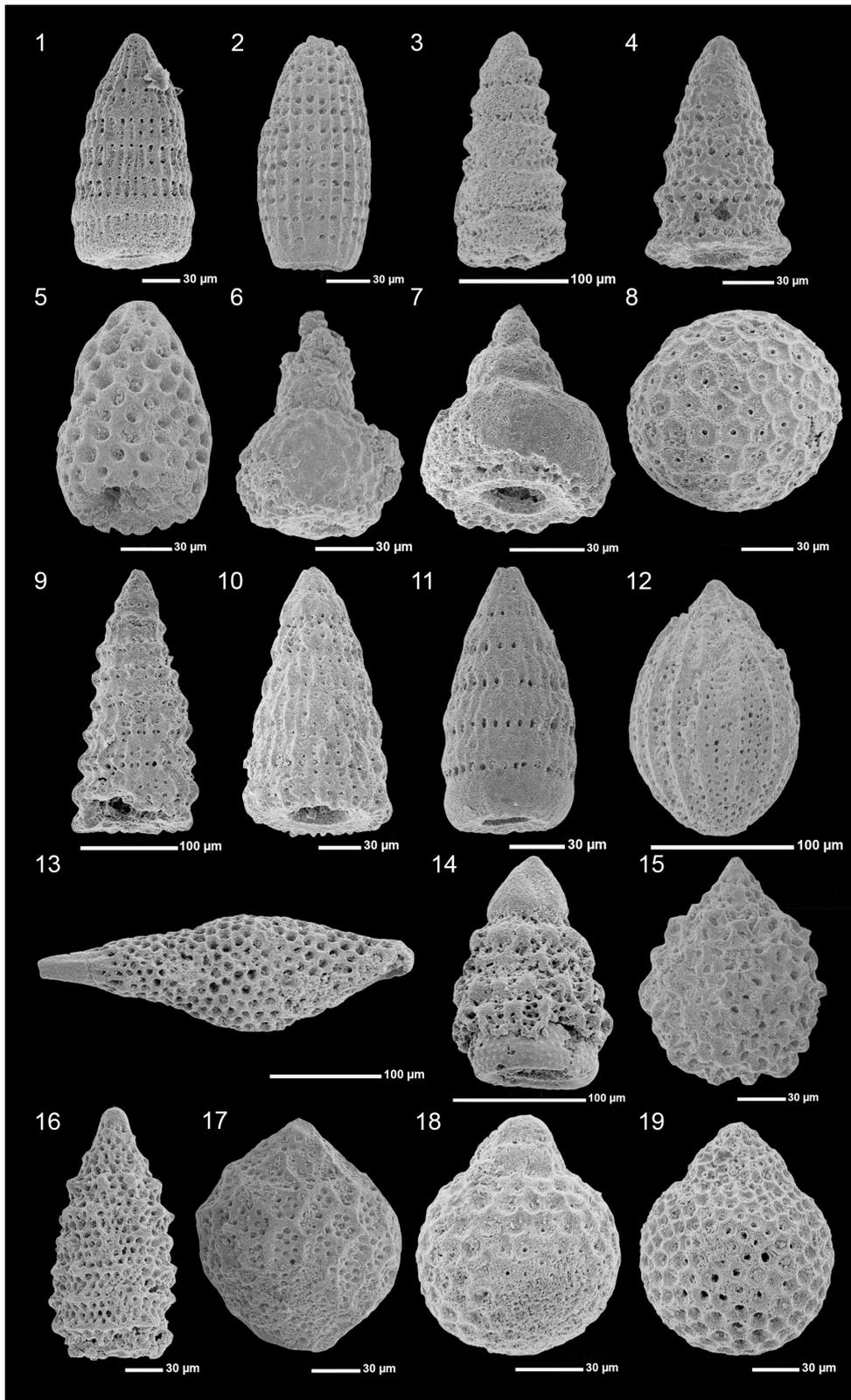


Abb. 22: Fauna der Probe GS 16a: **1** *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981)
2 *Archaeodictyomitra rigida* PESSAGNO 1977 **3** *Cinguloturris primorika* KEMKIN & TAKETANI
2004 **4** *Dictyomitrella kamoensis* MIZUTANI & KIDO 1983 **5** *Droltus galerus* SUZUKI 1995
6 *Eucyrtidiellum nodosum* WAKITA 1988 **7** *Eucyrtidiellum unumaense* (YAO 1979)
8 *Gongylothorax* cf. *favosus* DUMITRICA 1970 (Fortsetzung nächste Seite)

9 *Hsuum brevicostatum* (OZVOLDOVA 1975) **10** *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977 **11** *Loopus doliolum* DUMITRICA 1997 **12** *Protunuma multcostatus* (HEITZER 1930) **13** *Pseudoecyritis reticularis* MATSUOKA & YAO 1985 **14** *Stichomitra annibill* KOCHER 1981 **15** *Tricolocapsa undulata* (HEITZER 1930) **16** *Triversus hungaricus* (KOZUR 1985) **17** *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA 1970 **18** *Williriedellum* cf. *dierschei* SUZUKI & GAWLICK 2004 **19** *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970

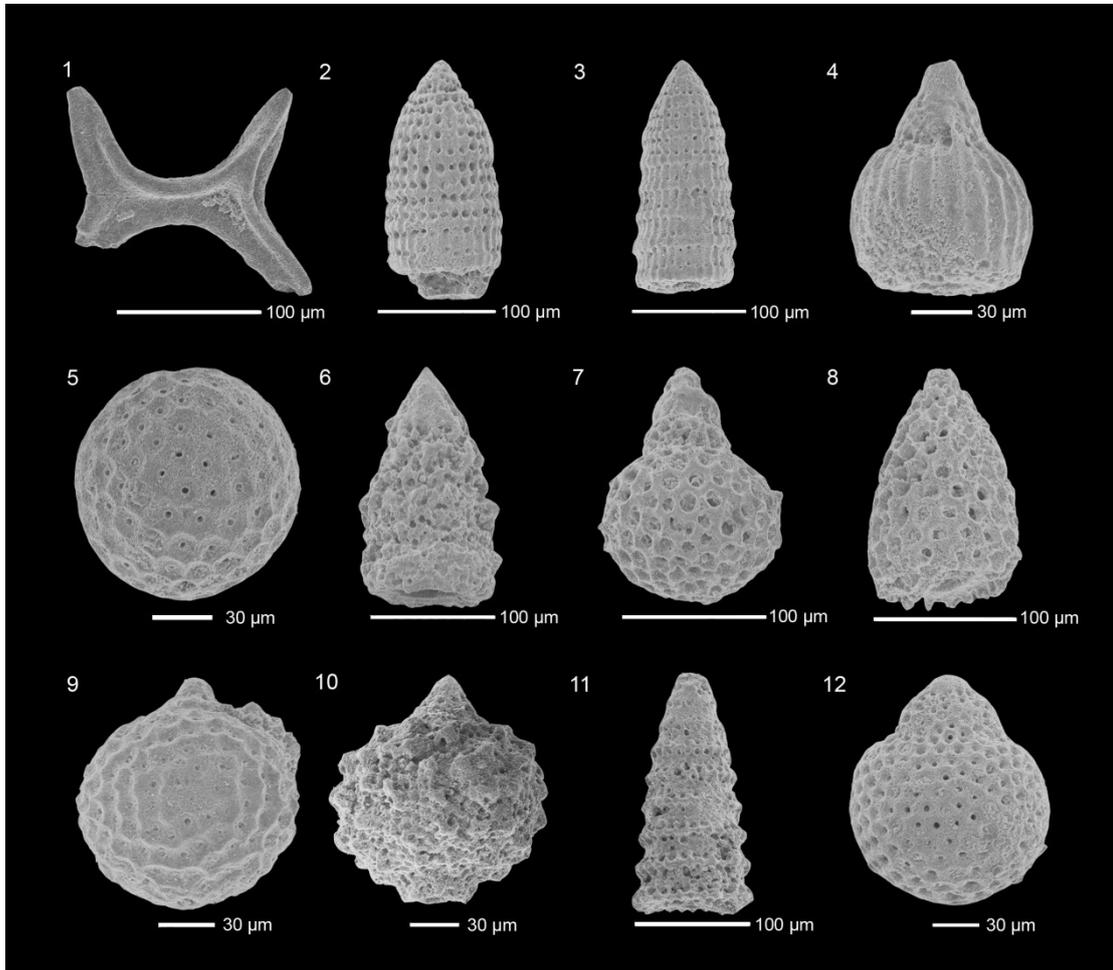


Abb. 23: Fauna der Probe GS 16b: **1** *Acanthocircus suboblongus* (YAO 1972) **2** *Archaeodictyomitra apiarium* RÜST 1885 **3** *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981) **4** *Eucyrtidiellum pyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974) **5** *Gongylothorax favosus* DUMITRICA 1970 **6** *Stichomitra annibill* KOCHER 1981 **7** *Tetracapsa* sp. **8** *Triversus hexagonatus* (HEITZER 1930) **9** *Williriedellum dierschei* SUZUKI & GAWLICK 2004 **10** *Williriedellum sujkowski* WIDZ & DE WEVER 1993 **11** *Wrangellium* cf. *hsuei* (PESSAGNO 1977) **12** *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970

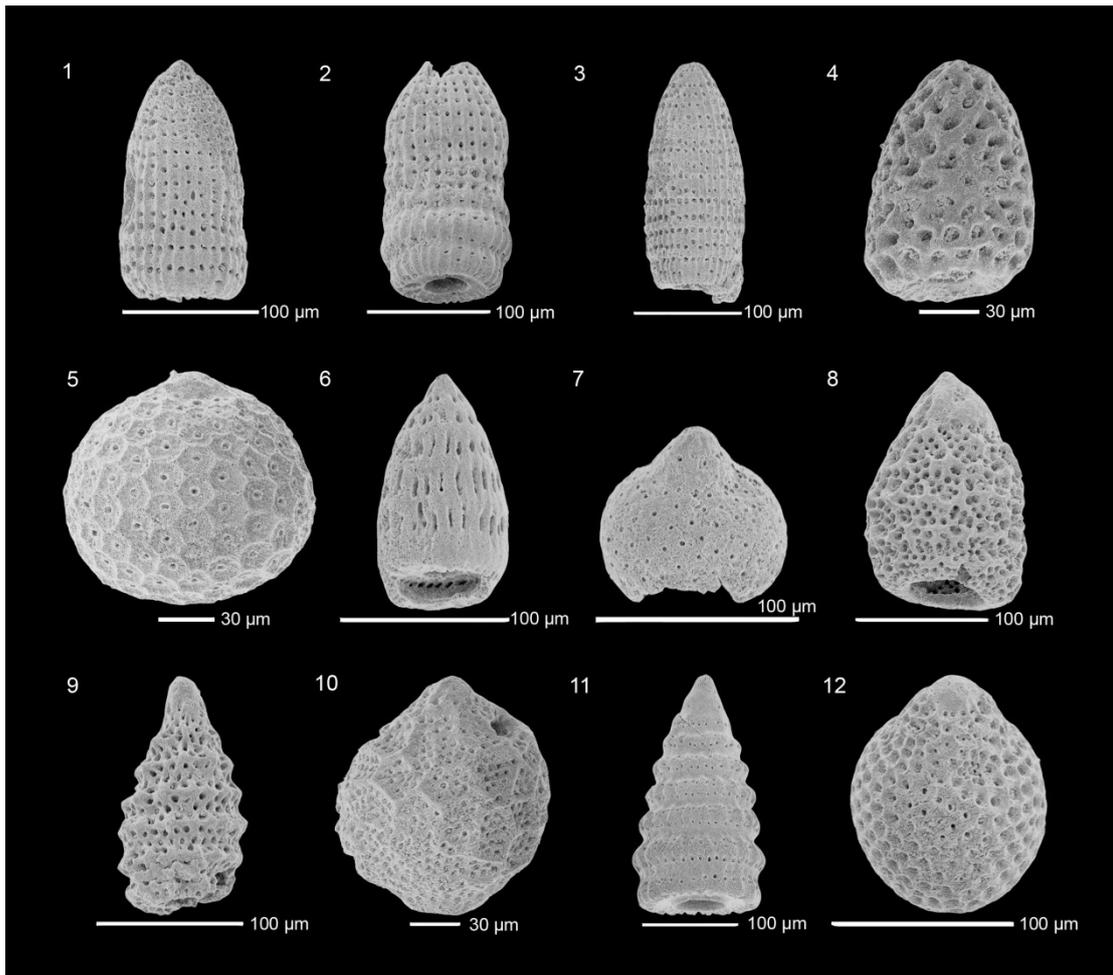


Abb. 24: Fauna der Probe GS 16d: **1** *Archaeodictyomitra apiarium* RÜST 1885 **2** *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981) **3** *Archaeodictyomitra rigida* PESSAGNO 1977 **4** *Droltus galerus* SUZUKI 1995 **5** *Gonglyothorax favosus* DUMITRICA 1970 **6** *Loopus doliolum* DUMITRICA 1997 **7** *Praezhamoidellum* sp. **8** *Stichomitra annibill* KOCHER 1981 **9** *Triversus hungaricus* (KOZUR 1985) **10** *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA 1970 **11** *Wrangellium okamurai* (MIZUTANI 1981) **12** *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970

5.2 Lehmmoos, Thällernalm, Soder

Von den Lehmmoosalmhütten bis zum Gipfel des Thällerer Kogels (Abb. 36, Beilage) treten im Gelände überwiegend bräunlich graue feinkörnige, teilweise brekziöse Dolomite auf. Während sich bei den Lehmmoosalmhütten die Vorkommen auf einzelne, aus den radiolaritischen Wiesenflächen herauswitternde Blöcken beziehen, ist der Thällerer Kogel (1337 m) zur Gänze aus massivem Dolomit aufgebaut. Der im NW vorgelagerte Dolomitblock (QM 121) des Thällerer Kogels zeigt als einziger Block im Gebiet eine messbare Schichtung (240/20, siehe Beilage). HAHN (1910) beschreibt den Aufbau der Thällernalm als NE-SW streichende Antiklinale, die aus Ramsaudolomit im Zentrum, lichtbunten Dolomiten und Hallstätter Kalken an den Rändern der

Mulde besteht. Durch parallel verlaufende Störungen ist der Thällernalmrücken vom südwestlich liegenden Vokenberg getrennt. Dieser topographische Graben wird von schwarzen und roten Radiolariten dominiert, die jedoch durch die bereits stark fortgeschrittene Verwitterung nur mehr in Bruchstücken vorliegen. Im Tal zwischen den beiden Bergrücken treten die Radiolarite wieder zurück und werden von stark vernässten Wiesenflächen abgelöst. Die von HAHN (1910) beschriebenen Neokommargel, die hier auftreten sollen, können nicht bestätigt werden. Auffallend waren jedoch die Lesesteine, die unter anderem rote Hallstätter Kalke beinhalteten. Nördlich schließen Dolomite und beige mikritische Kalke mit grünlichen Tonflatschen an.

Weitere Dolomitvorkommen sind nördlich vom Dax bis zum Soder zu verzeichnen (Abb. 36, Beilage). Hier wittern aus radiolaritischem Boden einzelne Dolomitblöcke heraus. Die Radiolaritreste weisen schwarze und rote Farben auf. Zwischen dem Dolomit treten desweiteren Blöcke aus massivem Kalk auf. Einerseits sind hellgraue mikritische Kalke mit grünlichen Tonflatschen zu vermerken, die dem Pötschenkalk zuzuordnen sind, andererseits treten vereinzelt Blöcke aus beige/grauem grobkörnigem Kalk auf, der reich an fossilem Inhalt ist (u.a. Schalenreste, Ammoniten und Riffschuttmaterial) und als Pedatakalk angesprochen wurde. Die Anhöhe (Soderbichl, 828 m) nördlich vom Soder bildet ein weiteres Dolomitvorkommen, besteht jedoch aus hellem weißlichen Dolomit. Der zum Teil brekziöse und porös wirkende Dolomit wurde von HAHN (1910) als Ramsaudolomit klassifiziert. Bereits SUMMESBERGER (1966) weist auf die verwirrende Nomenklatur der triassischen Dolomite hin und ordnet den Ramsaudolomit dem Wettersteindolomit zu. Heute können die Dolomite aufgrund von Conodontenfaunen zeitlich genau eingestuft werden und sind somit eindeutig den unterschiedlichen Formationen zuordenbar.

Auch bunte, großteils mikritische Kalke sind scheinbar unzusammenhängend im Kartiergebiet vorzufinden und gehören den Hallstätter Kalken an. Sie treten vorwiegend in der Nähe von vernässten Zonen auf. Die Hallstätter Kalke variieren von rein weiß über gelblich, grau und rosa bis zu dunkelrot. Sie sind nördlich des Thällerer Kogels, im Bereich zwischen Dax und Unkenberg Nr. 17 (siehe Abb. 26, eingezeichnetes Haus in der Serpentine nördlich vom Dax) zu finden. Auch bei den sumpfigen Wiesen im Tal zwischen Vokenberg und Thällernalmrücken sowie in der Mulde zwischen den Felswänden des Thällerer Kogels und des nordwestlich vorgelagerten Dolomithügels sind Hallstätter Kalke als Lesesteine zu finden.

Sowohl Hallstätter Kalke als auch Pedataschichten wurden bereits von HAHN (1910) in seiner Arbeit ausgewiesen, jedoch sind die Kalke gemeinsam mit Halobienkalken als eine Formation auf seiner geologischen Karte dargestellt. MANDL (1984) beschrieb aus dem Salzkammergut die faziellen Unterschiede und Typen von Pötschenkalk, Pedatakalk und Hallstätter Kalken und ihre Ablagerungsräume. Diese Klassifizierung wurde für die Unterscheidung der Pötschen- und Pedatakalke herangezogen.

5.2.1 Pötschendolomit

Wie bereits erwähnt, variieren die Dolomite in ihrem Erscheinungsbild von homogen über kataklastisch bis polymikt brekziös. Die Vorkommen weisen ein Farbspektrum von weißlich bis braun auf und sind im Allgemeinen frei von Hornsteinen. Nur im Graben zwischen Thällerer Kogel und Vokenberg treten Dolomite mit Hornsteinknollen auf. Für die Datierung wurden Conodontenfaunen der Arbeiten von REZVANI-SALMASY (2003a, b) herangezogen, deren Fundorte in Abb. 26 dargestellt sind. Im Allgemeinen zeigen alle Dolomite eine starke spröde-tektonische Beanspruchung, die sich durch die unzähligen Kalzitadern kennzeichnet. Dolomitrhomboeder, wie von GAWLICK (1998) beschrieben und typisch für Pötschendolomite des Lac 3 sind, konnten in den präparierten Schliffen nicht vorgefunden werden. Im Folgenden werden die auftretenden Dolomittypen vom Liegenden ins Hangende näher beschrieben. In Abb. 25 sind einige Dolomitausbildungen abgebildet.

Der erste Typ der Pötschendolomite wird von sehr homogenen, geklüfteten Dolomiten mit braunen bis dunkelgrauen Farben gebildet (QM 49, QM 93). Die Kristallisation ist feinkörnig und es sind keine Strukturen rekristallisierter biogener Inhalte erkennbar. An Conodontenfauna (GS 3, Abb. 26) konnten *Gondolella polygnathiformis* (BUDUROV & STEFANOV 1965) nachgewiesen werden und verweisen somit auf ein unternorisches Alter (Lac). Als Kataklastit konnten die Dolomitproben QM 54, QM 55 und QM 121 ausgewiesen werden. Die Proben entstammen den Dolomitvorkommen südlich vom Soder. Im Allgemeinen treten sie massig in Erscheinung, zeigen ein monomikt brekziöses Aussehen und sind von grünen Tonlagen durchzogen. Mikroskopisch sind die Dolomite feinkörnig rekristallisiert und weisen Reste von Halobien auf. Eine Datierung durch Conodontenfaunen war nicht möglich, jedoch lassen die Halobien auf eine mittelnorische Mikrofazies schließen. Als dritter Typ des Pötschendolomits treten bräunlich graue polymikte Brekzien (QM 58, QM 117) auf. Sie beinhalten neben vollständig dolomitisierten

feinkörnigen Klasten auch noch mikritische Kalkklasten und rekristallisierte Radiolarien. Diese Dolomite sind ins obere Nor (Alaun-Sevat) einzustufen, was durch *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968), *Epigondolella cf. bidentata* MOSHER 1968, *Epigondolella cf. slovakensis* KOZUR 1972 und *Epigondolella* sp. (gag 18, GS 57, GS 139 – Abb. 26) belegt wird. Eine weitere Dolomitbrekzie ist die weiße Varietät des Pötschendolomits am Soderbichl. Der Dolomit ist stark porös und weist auf die Migration eines kohlenwasserstoffhaltigen Fluids hin, die unter anderem auch zu Pyritausfällungen führte.

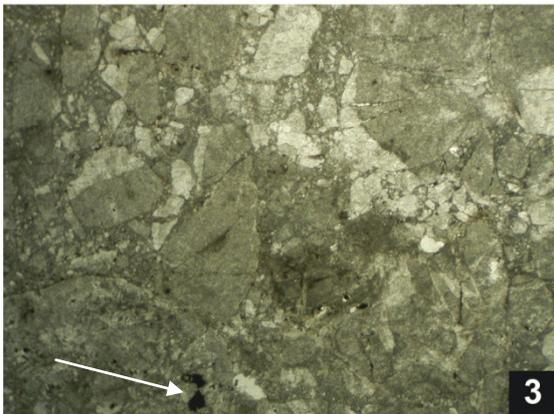
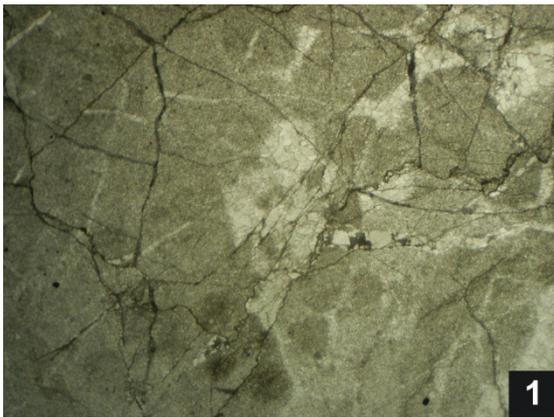


Abb. 25: Ausbildungsformen des Pötschendolomites: **1** feinkörniger, homogener Dolomit (QM 49). (Bildbreite: 1,4 cm) **2** syntedimentäre, polymikte Dolomitbrekzie (QM 58). (Bildbreite: 1,4 cm) **3** monomikte Dolomitbrekzie (QM 114) mit Anzeichen von Kohlenwasserstoffmigration (dunklere Bereiche, Pfeil). (Bildbreite: 1,4 cm)

Der Pötschendolomit stellt das dolomitisierte, zeitgleiche Analogon zu den Pötschenkalken dar. Vorwiegend handelt es sich um graue, massig bis gebankte, feinkörnige Dolomite, die zum Teil verkieselt sind. Primär waren die Pötschendolomite pelagische Beckensedimente (Pötschenkalk), die durch sekundäre Dolomitisierung umkristallisierten und dadurch weitgehend jeder Biogeninhalt (u. a. Foraminiferen, Radiolarien, Crinoiden, Filamente, Conodonten) zerstört wurde. (GAWLICK 1995)

Die Dolomitisierung wird auf Meeresspiegelschwankungen in der Trias zurückgeführt. Während der Regressionsphasen im Tuval 2 und im Lac 3 kommt es zum Trockenfallen der Plattform (GAWLICK 2000) und die veränderte Wasserionisierung im ehemaligen pelagischen Bereich führt zum teilweisen Austausch der Ca-Ionen durch Mg-Ionen und somit zur Dolomitisierung der Pötschenkalke. HAJIZADEH (2000) vermutet Transgressions- und Regressionsphasen mit Einfluss meteorischer Wässer als Grund für die Dolomitisierung von den Pötschenkalken sowie von Hallstätter Kalken. Da Mg-Ionen geringere Atomradien als Ca-Ionen besitzen, führt die Dolomitisierung zu einer Erhöhung der Porosität. Es wird angenommen, dass die Dolomitisierung von den Klüften ausging, da der Dolomitisierungsgrad von der Kluftdichte abhängt bzw. mit zunehmender Entfernung von der Kluft abnimmt (GAWLICK 1998). Besonders in Bereich der Brekzien der Pötschendolomite sind Klasten zu finden, die eine beginnende bis keine Dolomitisierung zeigen.

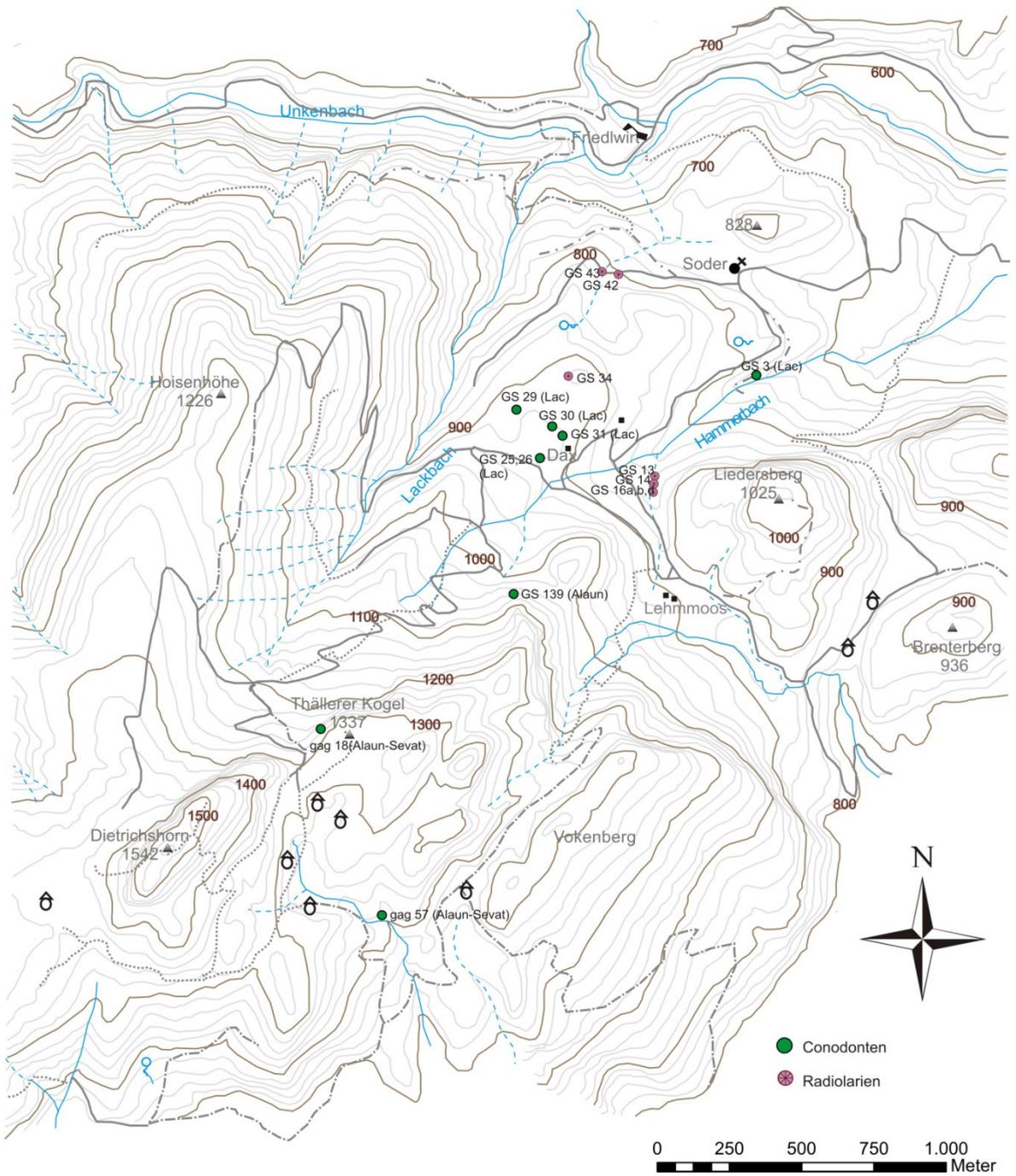


Abb. 26: Karte mit eingezeichneten Radiolarienproben und Fundorten und Alter der Conodonten

5.2.2 Pötschenkalk i. w. S.

Als nächst höhere stratigraphische Einheit treten Blöcke von Pötschenkalk (Abb. 27) auf. Die gräulichen Kalke zeigen allerdings keine Bankung und konnten im Gelände nur mit massigem Habitus vorgefunden werden. Typisch erscheint das Auftreten graugrünliger toniger Schlieren, die den Kalk durchsetzen. Mikrofaziell können zwei Typen unterschieden werden.

Der erste Typ wird als Pötschenkalk mit Riffdetritus klassifiziert. Mikrofaziell beinhalten diese Kalke Radiolarien, Filamente, Crinoiden, Ostracoden, Schalenreste von Brachiopoden und Foraminiferen. Zum Teil sind sie bereits rekristallisiert und mit Kalzit gefüllte Klüfte weisen auf spätere tektonische Beanspruchung hin. In den Proben QM 108 und QM 112 konnte außerdem eine teilweise Dolomitisierung des Pötschenkalkes im Dünnschliff nachgewiesen werden, wodurch eine Verzahnung zum Pötschendolomit angenommen werden kann. QM 108 ist mikrofaziell eine Pötschenkalkbrekzie (Abb. 27/1), die jedoch bereits Dolomitklasten beinhaltet. Somit kann ein direkter Übergang zu den Brekzien des Pötschendolomites hergestellt werden.

Zum anderen zeigt Probe QM 113 einen Übergang der Pötschenkalke zu den Pedatakalken (Abb. 27/3). Der Dünnschliff weist sowohl Bereiche auf, die als Wackestone mit Crinoiden, Ostracoden und Radiolarien in mikritischer Matrix zu benennen sind, als auch Grainstone-Klasten, die sich durch sparitische Matrix kennzeichnen und Foraminiferen, Pellets und Schalenreste beinhalten. Diese Grainstone Klasten wurden als Pedatakalk klassifiziert. Einige Proben enthalten außerdem Riffbildner (Korallen), die auf das benachbarte Dachsteinkalkriff hinweisen, welches ins Becken schüttet.

Die Aufschlüsse um den Dax sind desweiteren durch die Conodontenfaunen der Proben GS 29, GS 30, GS 31 stratigraphisch einstuftbar (Abb. 26). Es konnten *Gondolella narvicula* HUCKRIEDE 1985, *Epigondolella cf. triangularis* (BUDUROV 1972) und *Epigondolella quadrata* ORCHARD 1991 bestimmt werden. Diese Faunen treten im Lac 1/1 (*Epigondolella quadrata*) und Lac 1/2 (*Gondolella narvicula*, *Epigondolella cf. triangularis*) auf. Die Pötschenkalke sind somit mindestens ab dem Unter-Nor vertreten und reichen bis zur Grenze Nor/Rhät, wie durch die Faziesverzahnung von Pötschenkalken mit den Pedatakalken belegt ist.

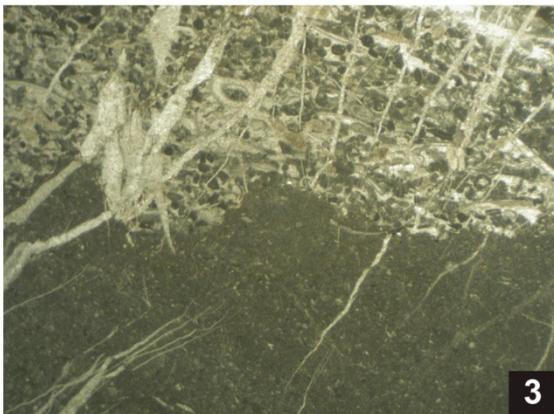
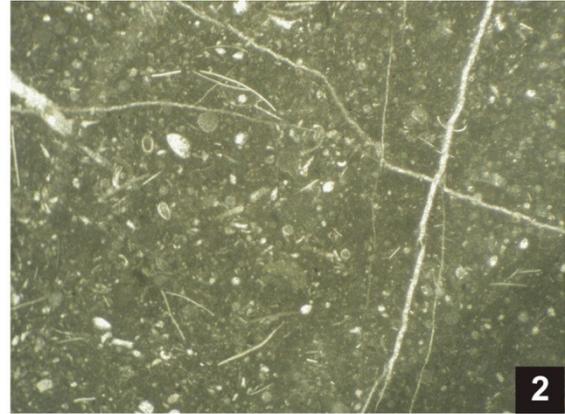
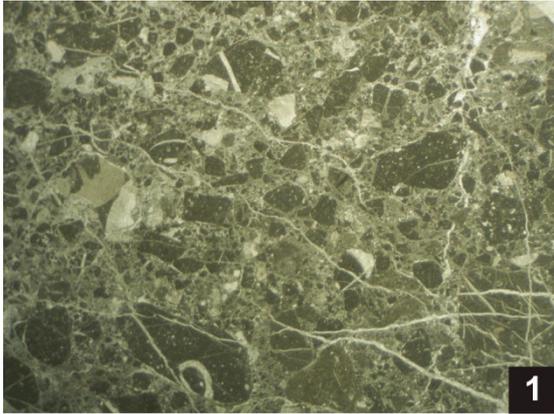


Abb. 27: Mikrofazies des Pötschenkalkes i. w. S.: **1** Breckzie (QM 108) mit Wacke- und Packstone-Klasten. (Bildbreite: 1,4 cm) **2** Wackestone (QM 112) mit Radiolarien, Ostracoden und Filamenten. (Bildgröße: 0,5 cm) **3** Übergang von Pötschenkalk (Wackestone) zu Pedatakalk (Packstone)(QM 113). (Bildgröße: 1,4 cm)

5.2.3 Pedatakalk

Als letzte vertretene Formation des Zlambach-Faziesraums treten Pedatakalke auf, die Material aus dem Riffbereich der Dachsteinkalkplattform beinhalten. Die beigen bis grauen Kalke zeigen im Gelände keine Bankung und erscheinen mikritisch, grobkörnig bis brekziös. Von MANDL (1984) wurden die Pedataschichten in schwarze Plattenkalke und helle Biogenschuttkalke untergliedert, die den distalen Teil der Schuttfächer im Vorriffbereich bilden. Im Kartiergebiet konnten nur die beiden Varietäten der hellen Biogenschuttkalke nachgewiesen werden, sowie der Übergang der Pedatakalke zur Dachsteinkalkplattform. Einige Proben weisen jenen Typ mit pelagischem Einfluss auf. Mikrofaziell zeigen diese Schiffe (Abb. 28) mikritische Matrix und beinhalten u.a. juvenile Ammoniten, Crinoiden, Brachiopoden, Pellets, Ostracoden, Tubiphyten, Holothurien und Radiolarien. An Foraminiferen konnten *Pseudotaxis inflata* (KRISTAN), *Aulotortus* sp., *Nodosaria* sp., *Ophthalmidium* sp. und *Quinqueloculina* sp. bestimmt werden. Vereinzelt treten Korallen, Schwammreste und Algen als Vertreter der Dachsteinkalk-Plattform auf. Auch der sparitisch

zementierte Typ konnte klassifiziert werden und beinhaltet Pellets, Crinoiden und Foraminiferen. Auch der Anteil des Pedatakalkes in Probe QM 113 (Abb. 27/3) ist von diesem Typus.

Die Probe QM 116 repräsentiert den höchsten Anteil der Pedatakalke, in dem bereits Schüttungen vom benachbarten Dachsteinkalkriff enthalten sind. Mikrofaziell sind Korallen- und Schwammreste als Riffbildner zu erwähnen, sowie Gastropoden, Foraminiferen, Filamente und Ostracodennester. Ferner ist auf mikritische Klasten mit roten Tonrändern hinzuweisen. Probe QM 119 (Abb. 13), die bereits dem Dachsteinkalk zugerechnet wird, beinhaltet Korallen, Foraminiferen (*Triasina hantkeni* MAJZON 1954), Schwämme, Pellets, Gastropoden, Algen. Der Kalk wurde im Rhät am Slope abgelagert und vermittelt wiederum zwischen Dachsteinkalk und Pedatakalk.

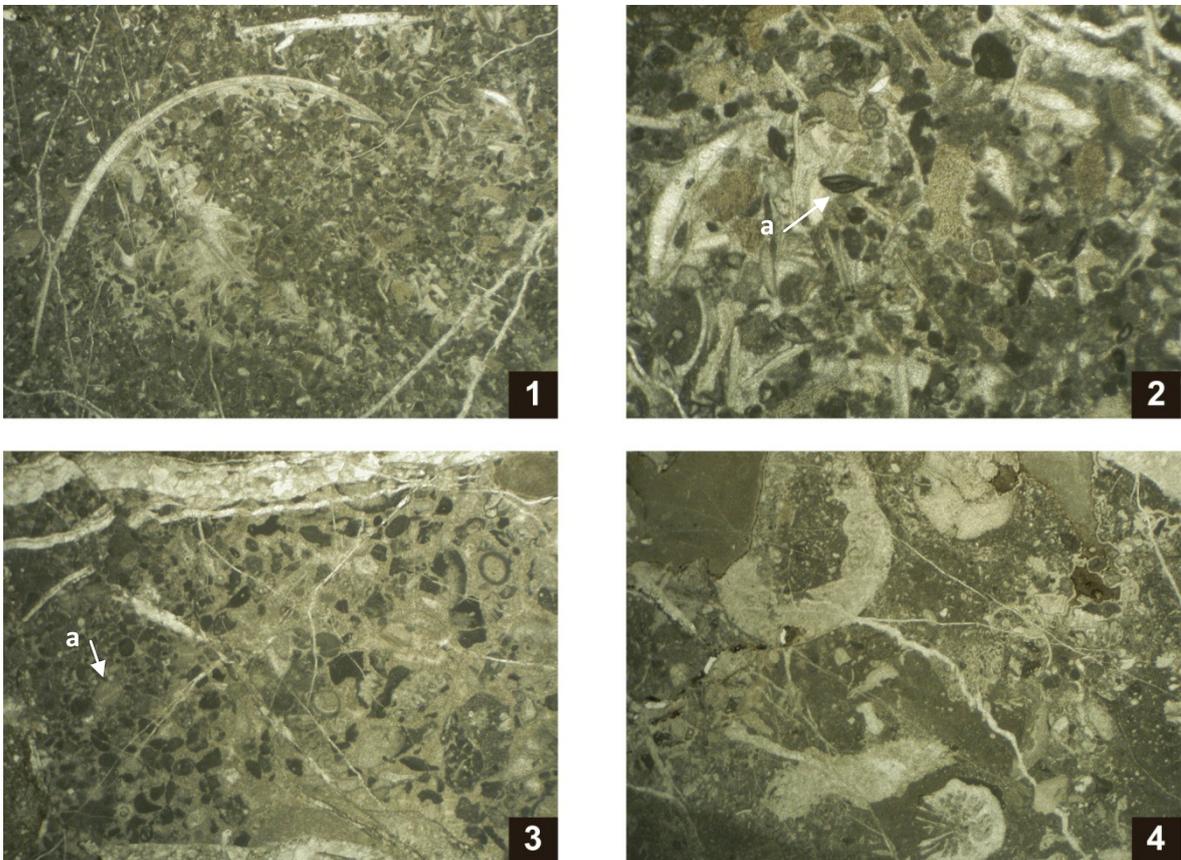


Abb. 28: Mikrofazies des Pedatakalkes: **1** Packstone (QM 92) mit Brachiopodenschale. (Bildbreite: 1,4 cm) **2** Packstone (QM 92) mit (a) *Ophthalmidium* sp. (Bildbreite: 0,25 cm) **3** Grainstone (QM 106) mit (a) *Aulotortus* sp. (Bildbreite: 1,4 cm) **4** Breckzie (QM 116) mit Mud- und Wackestone-Klasten, die zum Teil Material aus dem Dachsteinkalkriff beinhalten. (Bildbreite: 1,4 cm)

5.2.4 Radiolarit

Zwischen den einzelnen Blöcken tritt – wie bereits oben erwähnt – rote radiolaritische Matrix auf. Drei Radiolaritproben (GS 34, 42, 43 in Abb. 12) aus diesem Teilgebiet wurden bestimmt und ergaben nachfolgende Datierungen. Die Datierung erfolgte nach der Radiolarienzonierung nach SUZUKI & GAWLICK (2003), STEIGER (1992) und GAWLICK et al. (2009) (Abb. 19).

GS 34 (Abb. 29)

Die Probe GS34 wird in die *Zhamoidellum ovum*-Zone gestellt. Durch das Auftreten von *Williriedellum dierschei*, *Unuma cf. gordus*, *Tricolocapsa tetragona*, *Eucyrtidiellum unumaense*, *Triversus cf. hungaricus* und *Gongylothorax favosus* kann die Probe ins späte Callovium bis frühe Oxfordium gestellt werden. Da diese Probe bereits aus einem höheren Niveau stammt als die in Kap. 5.1.5 beschriebenen Radiolarienproben, ist die Probe GS 34 ins Oxfordium zu stellen.

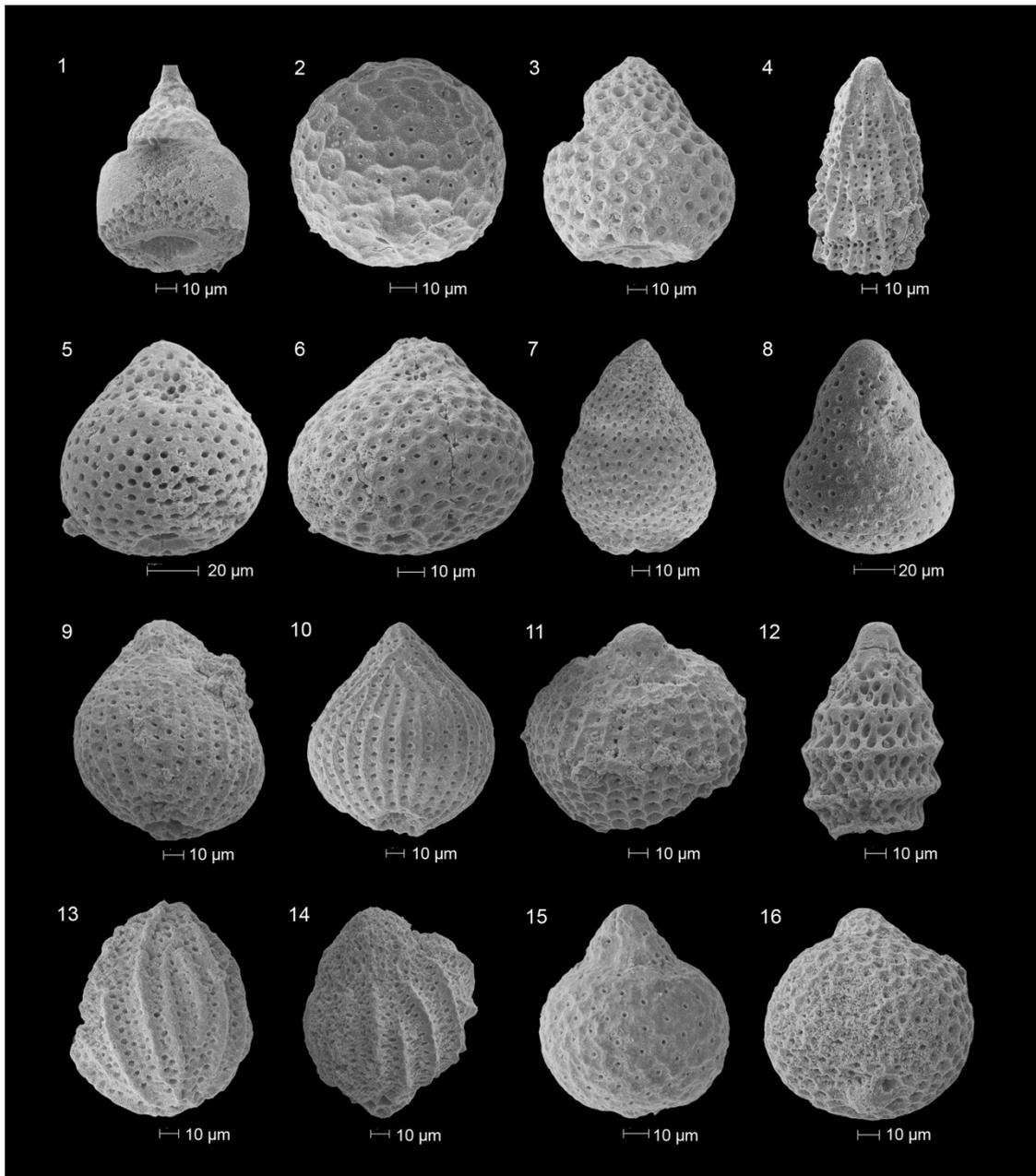


Abb. 29: Fauna der Probe GS 34: **1** *Eucyrtidiellum unumaense* (YAO 1979) **2** *Gongylothorax favosus* DUMITRICA 1970 **3** *Hiscocapsa magnipora* (CHIARI et al. 2002) **4** *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977 **5** *Praezhamoidellum buekkense* KOZUR 1984 **6** *Praezhamoidellum yaoi* KOZUR 1984 **7** *Stichocapsa convexa* YAO 1979 **8** *Stichoapsa japonica* YAO 1979 **9** *Striatojaponocapsa cf. conexa* (MATSUOKA 1983) **10** *Striatojaponocapsa synconexa* O'DOGHERTY et al. 2006 **11** *Tricolocapsa tetragona* MATSUOKA 1983 **12** *Triversus cf. hungaricus* (KOZUR 1985) **13** *Unuma cf. gordus* HULL 1997 **14** *Unuma laticostatus* (AITA 1987) **15** *Williriedellum dierschei* SUZUKI & GAWLICK 2004 **16** *Williriedellum marcucciae* CORTESE 1993

GS 42 (Abb. 30)

Durch das Auftreten von *Zhamoidellum ovum*, *Praewilliriedellum spinosum* und *Stichocapsa convexa* wird Probe GS 42 in die *Zhamoidellum ovum*-Zone gestellt und ins Callovium bis Oxfordium datiert.

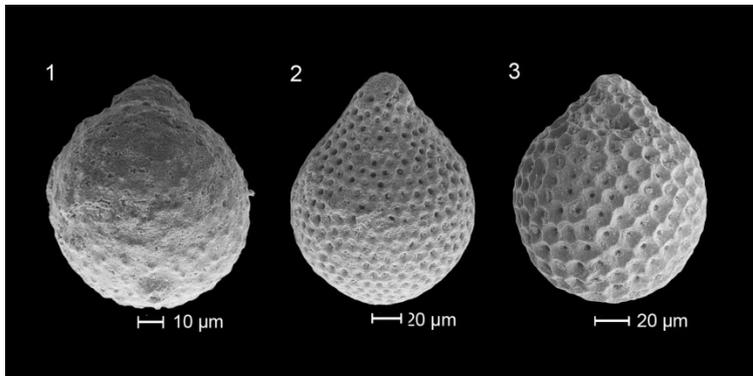


Abb. 30: Fauna der Probe GS 42: **1** *Praewilliriedellum spinosum* KOZUR 1984 **2** *Stichocapsa convexa* YAO 1979 **3** *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970

GS 43 (Abb. 31)

Zhamoidellum cf. ovum und *Gongylothorax favosus* zeigen, dass die Probe GS43 in die *Zhamoidellum ovum*-Zone gestellt werden kann und ein Alter zwischen Callovium und Oxfordium wahrscheinlich ist.

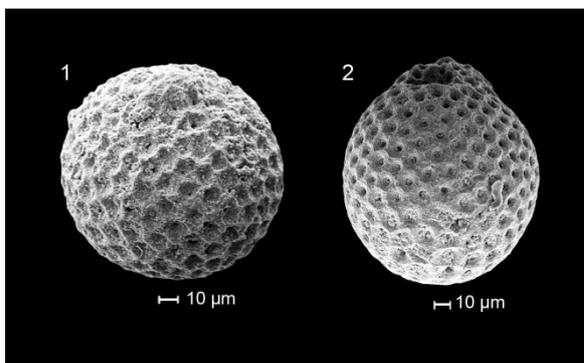


Abb. 31: Fauna der Probe GS 43: **1** *Gongylothorax favosus* DUMITRICA 1970 **2** *Zhamoidellum cf. ovum* DUMITRICA 1970

Da die beschriebene Schichtfolge als Überlagerung des Liedersberges gesehen wird und somit den Proben GS 13, GS 14, GS 16a, b, d auflagert, ist die radiolaritische Matrix der Blöcke aus Pötschenkalken, -dolomiten und Pedatakalken ins Oxfordium zu stellen. Die Gleitblöcke des Zlambachfaziesraums in der radiolaritischen Matrix sind der Strubberg-Formation zuzuordnen. Abb. 32 zeigt die rekonstruierte Schichtfolge und Abb. 33 die dazugehörige Legende.

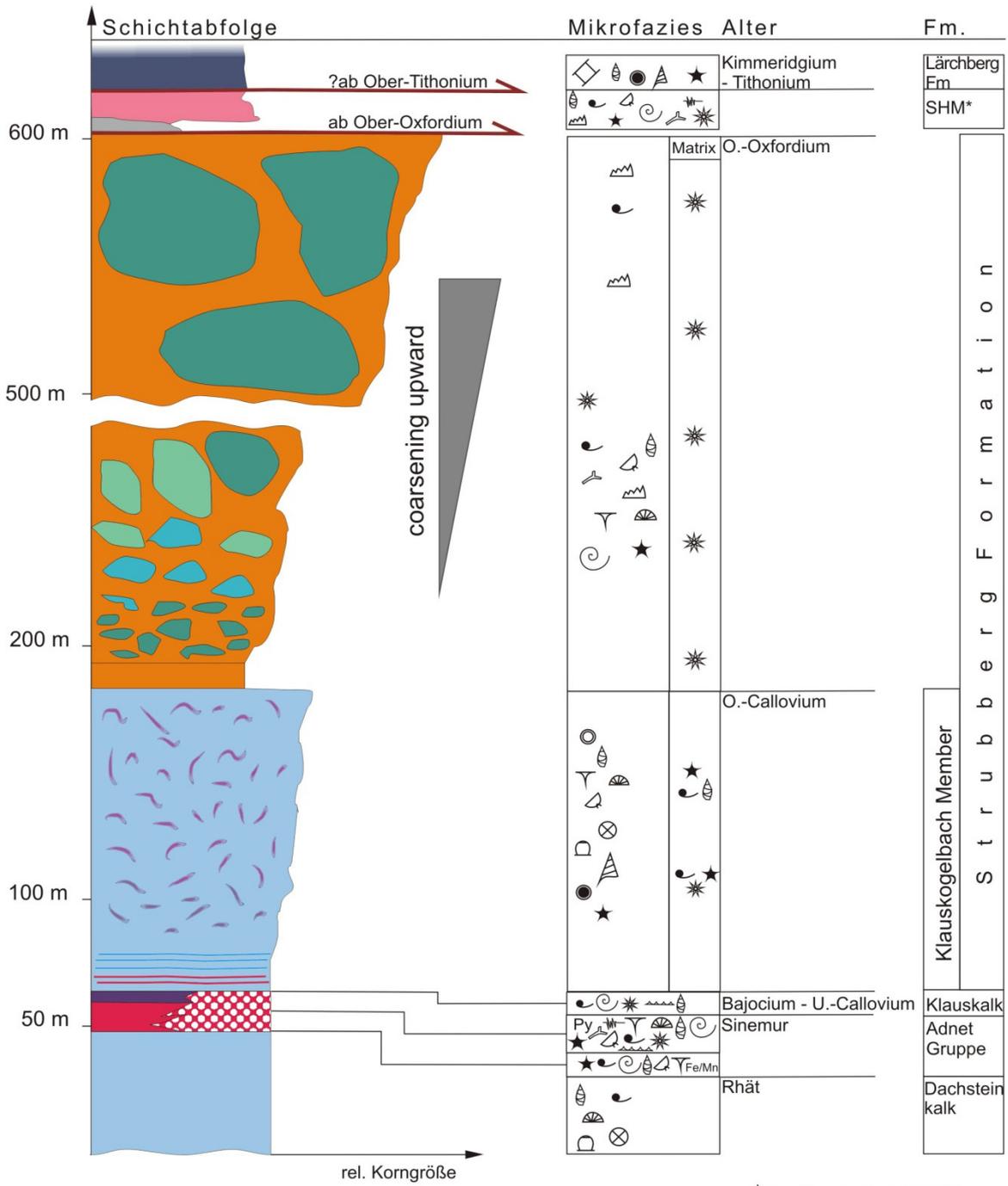


Abb. 32: Rekonstruierte Schichtabfolge mit graphischer Darstellung der Mikrofazies und stratigraphischer Einstufung der Ablagerung. (Legende, siehe Abb. 33)

Legende zum rekonstruierten Profil

	Lärchberg Formation		Ammoniten
	Radiolarite (rot, schwarz)		Aptychen
	Klauskalk		Brachiopoden
	Enzesfelder Kalk		Conodonten
	Hierlatzkalk		Crinoiden
	Dachsteinkalk		Filamente
	Dachsteinkalkbrekzie mit Vilser Kalk		Foraminiferen
	Dachsteinkalkbrekzie mit Klauskalk		Gastropoden
	Pedatakalk		Kalkalgen
	Pötschenkalk		Korallen
	Pötschendolomit		Onkoide
	Hallstätter Kalk		Ooide
	Haselgebirge		Ostracoden
	Überschiebung		Radiolarien
			Schwämme
			Seeigelstacheln (Echinodermenreste)
			Spicula
			Stylolithen
		Py	Pyrit
		Fe/Mn	Eisen/Mangan

Abb. 33: Legende des rekonstruierten Profiles

5.3 Dax

5.3.1 Haselgebirgs-Mélange

Die Haselgebirgs-Mélange stellt aufgrund ihres plastischen Verhaltens den Gleithorizont der Sandlingalm Hallstatt Mélange über die Strubberg-Formation dar. Im Gelände kann die tonige Masse anhand vernässter Zonen verfolgt werden, kennzeichnet jedoch auch Störungen, in denen das verfrachtete Haselgebirge an die Oberfläche gedrückt wird. Durch die Kartierung der unterschiedlichen Formationen konnte die Sandlingalm Mélange von der Strubberg-Formation abgetrennt werden, da die Sandlingalm Mélange Blöcke aus dem Hallstatt Salzberg-Faziesraum

beinhaltet. Gleichzeitig stellt das Haselgebirge einen Wasserstauer dar, an dem unzählige Quellen entspringen. Das Haselgebirge im Kartiergebiet tritt als graue tonige Masse auf. Es konnten keine Überreste von Gips oder Anhydrit gefunden werden. Aufgrund der in der unterlagernden Schichtfolge auftretenden untertriassischen Reichenhaller-Formation kann allerdings nicht ausgeschlossen werden, dass in Störungszonen das permische Haselgebirge mit den Evaporiten des Skyth/Anis vermischt ist.

5.3.2 Hallstätter Kalk

Die Hallstätter Kalke treten als Blöcke unterschiedlicher Größe und Lithologie auf. Das Spektrum reicht von roten kieseligen gebankten Hallstätter Kalken über rosa-gelbliche und graue Variationen bis zu weißen mikritischen Kalken. Im Gelände sind vorwiegend massige Blöcke anzutreffen, nur selten sind gebankte Varietäten zu finden. Die losen Blöcke reichen von Lesesteinen bis mehrere m³-große Blöcke. Primär kann zwischen Graukalken und kondensierten Rotkalken unterschieden werden. Sowohl die grauen als auch die roten Hallstätter Kalke zeigen Subsolutionserscheinungen in Form von Stylolithen.

Die Graukalke treten als massige Hellkalke (Abb. 34/1) auf und beinhalten Radiolarien, Filamente, Spicula, Ostracoden, Crinoidenbruchstücke, Foraminiferen. Sie sind als Mud- bis Wackestone ausgebildet, sind teilweise von grünlich/braunen Tonschlieren durchsetzt und beinhalten auch Mud/Wackestone Intraklasten. Die massigen Hellkalke im Bereich des Dax konnten anhand von *Gondolella narvicula* HUCKRIEDE 1985 ins Lac 1/2 datiert werden, wodurch sich eine primäre Ablagerung der Kalke im Unter-Nor ergibt (Abb. 26: GS 25,GS 26).

Die roten Hallstätter Kalke (Abb. 34/2-6) sind ebenfalls als Mud- bis Wackestone ausgebildet und ihre Mikrofazies enthält Radiolarien (vorwiegend Spumelarien), Ammoniten, Filamente (u. a. Halobien), Foraminiferen, Ostracoden und Spicula. Auch Toneinlagerungen an den Stylolithen und Klüften sowie Spuren von Bioturbation sind vorzufinden. Im Gelände werden sie als massig bis gebankt angetroffen. Für die roten Hallstätter Kalke wird ein mittelnorisches Alter angenommen. Die Schichtung des gebankten Vorkommens wurde mit 070/35 (Beilage) gemessen.

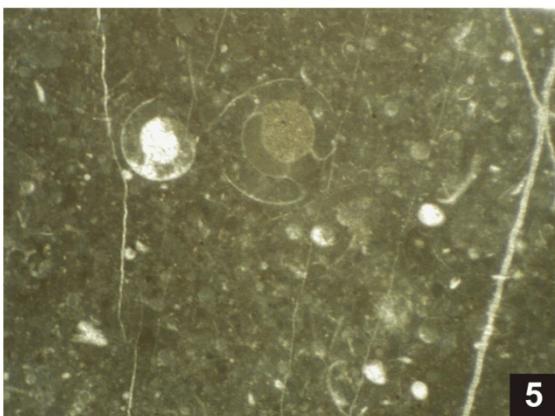
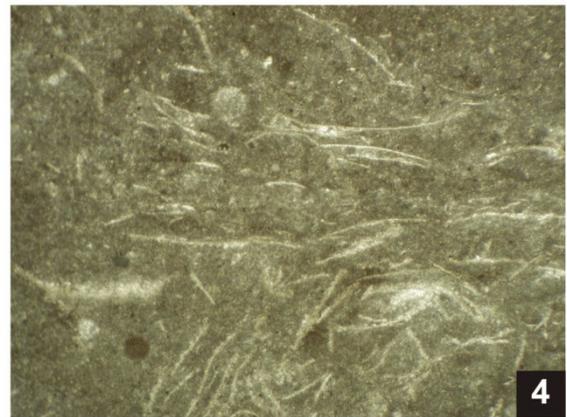
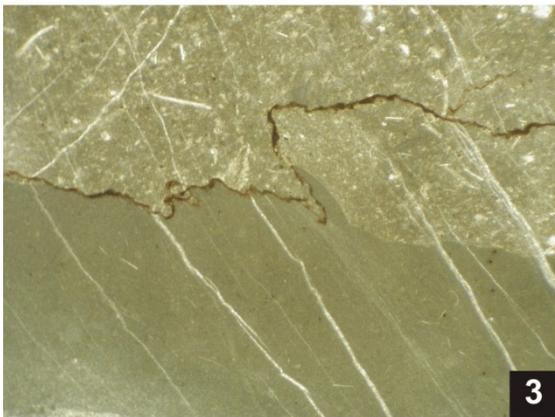
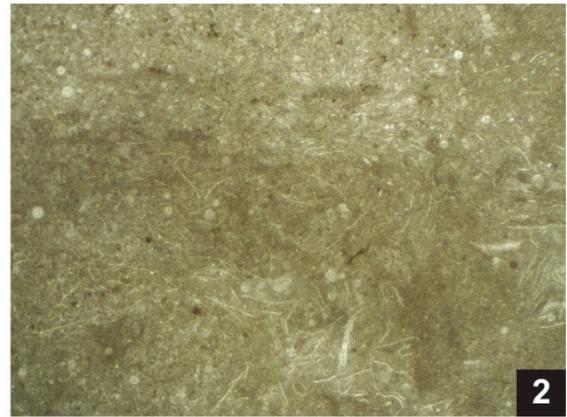
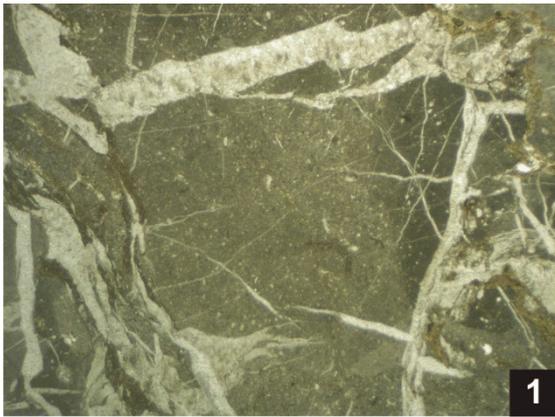


Abb. 34: Mikrofazies der Hallstätter Kalke: **1** massiger Hellkalk (QM 78): Mud- bis Wackestone mit Filamenten und Radiolarien. (Bildbreite: 1,4 cm) **2** Hangendrotkalk (QM 105): Wackestone mit Filamenten und Radiolarien. (Bildbreite: 1,4 cm) **3** Subsolutionerscheinung und Schichtung (Mud- bis Wackestone) im Hangendrotkalk (QM109) (Bildbreite: 1,4 cm) **4** Hangendrotkalk (QM 105): Filamente mit Radiolarien. (Bildbreite: 0,25 cm) **5** Hangendrotkalk (QM 105): Wackestone mit Ammoniten und Radiolarien (Bildbreite: 0,25 cm) **6** Hangendrotkalk (QM 109): Spuren von Bioturbation. (Bildbreite 0,25 cm)

5.4 Dietrichshorn

5.4.1 Lärchberg-Formation

Das Dietrichshorn repräsentiert die Lärchberg-Karbonatplattform und stellt eine isolierte Scholle der Karbonatplattform dar. Die südlichst gelegene Plattform der Plassen-Karbonatplattformen s. I. zeigt einen shallowing-upward Zyklus mit brackischem Einfluss am Top und progradiert im Zeitraum Kimmeridgium bis Tithonium (GAWLICK et al. 2009). Der Lärchbergkalk wurde von DARGA & SCHLAGINTWEIT (1991) erstmals mikrofaziell, paläontologisch und stratigraphisch detailliert untersucht. Aufgrund der bereits bestehenden Analysen wurde das Dietrichshorn nicht kartiert, jedoch an der Basis tangiert und aufgenommen.

An der Basis des Dietrichshorns, entlang der neuen Forststraße zur Thällernalm, sind die ersten Aufschlüsse des Lärchbergkalks anzutreffen. Die Zone ist aus stark tektonisch beanspruchtem mylonitischen Material aufgebaut in dem Blöcke von Lärchbergkalk eingeschlossen sind. Im östlichen Bereich der Straße ist ein Übergang zwischen Lärchbergkalk und Pötschendolomit zu verzeichnen. Dies spricht für eine Überschiebung des Lärchbergkalkes auf die Strubberg-Formation. Dieser basale Teil des Dietrichshorns kennzeichnet sich durch brekziös wirkende, grobe Kalke (Abb. 35/3), die Gastropoden, Hornsteine, Crinoidenbruchstücke, Korallen und mittelgraue Klasten mit Radiolarien und Filamenten beinhalten. Diese Wackestone-Klasten sind einer Beckenfazies zuzuordnen. Nach der Mikrofaziesunterteilung von DARGA & SCHLAGINTWEIT (1991) werden diese Kalke dem Mikrofazies-Typ 1 zugeordnet, der ein brackisch/marines Environment anzeigt.

Als Hangschutt westlich der Thällernalm treten auch bräunliche grobkörnige Lärchbergkalke als Hangschutt und Bergsturzmaterial auf. Mikrofaziell beinhaltet dieser als Wackestone (Abb. 35) ausgebildete Kalk Gastropoden, Ooide und Pelloide, Foraminiferen und die typische Algenart *Clypeina jurassica* (FAVRE & RICHARDS 1991) sowie *Salpingoporella* sp. und die Foraminifere *Nautiloculina oolithica* MOHLER 1936.

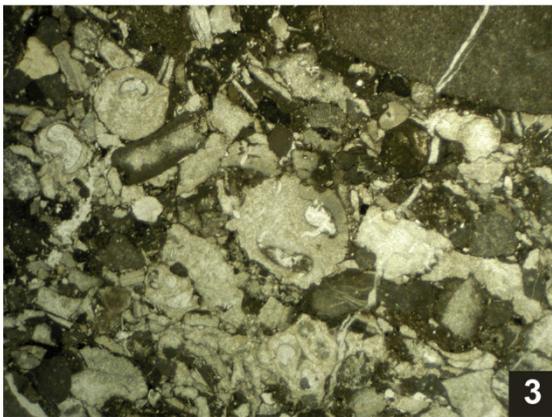
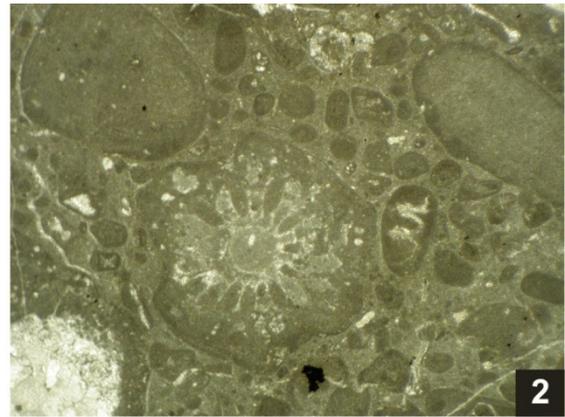
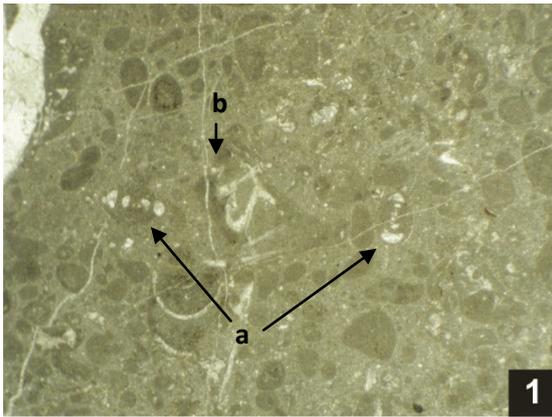


Abb. 35: Mikrofazies der Lärchberg-Formation: **1** Wackestone mit (a) *Nautiloculina oolithica* MOHLER 1936, (b) *Clypeina jurassica* (FAVRE & RICHARDS 1991) und Pelloiden. (Bildbreite: 0,25 cm) **2** *Salpingoporella* sp. (Bildmitte) und *Clypeina jurassica* (FAVRE & RICHARDS 1991) rechts daneben. (Bildbreite: 0,25 cm) **3** Floatstone mit Gastropoden und Klasten einer Beckenfazies (rechts oben). (Bildbreite 1,4 cm)

6. Tektonik

Die Aufschlüsse im Kartiergebiet ließen nur bedingt Messungen des Schichteinfallens zu, da es sich überwiegend um massive Blöcke in einer radiolaritischen Matrix oder Brekzien handelt. Die Kartierung lässt jedoch auf mehrere Phasen tektonischer Aktivität schließen, die sich durch Ab-, Seitenverschiebungen und Überschiebungen charakterisiert. Die Störungen sind in der geologischen Karte (Abb. 36, Beilage) eingetragen. Die Rekonstruktion der tektonischen Ereignisse wird in zeitlicher Abfolge, vom Ältesten zum Jüngsten, diskutiert.

Mehrere NW-SE streichende Abschiebungen, u. a. zwischen Vokenberg und Thällernalm, sowie Brenterberg und Liedersberg, zeichnen die erste tektonische Phase aus. Dieser Phase gehört auch die Steilwand am Liedersberg an, wodurch auch die rekristallisierten Dachsteinkalke der Nordflanke des Liedersberges durch tektonische Beanspruchung zu erklären sind. Die Angabe der Versatzhöhe ist nicht möglich, da sich keine morphologisch tiefer liegenden Aufschlüsse von Dachsteinkalk oder liassischen Rotkalken im Kartiergebiet finden. Diese als Staffelbrüche interpretierten Störungen entstanden im späten Unter-Jura bis frühem Mittel-Jura (vgl. BÖHM et al. 1995).

Das nächste nachweisbare tektonische Ereignis stellt die Überschiebung der Sandlingalm Hallstatt Mélange mit Haselgebirgs-Mélange an der Basis auf die Strubberg-Formation dar. Diese Überschiebung erfolgt ab dem Ober-Oxfordium aufgrund der fortschreitenden Ophiolith-obduktion und beginnender Hebung des Deckenstapels im Südosten (MISSONI & GAWLICK 2011a).

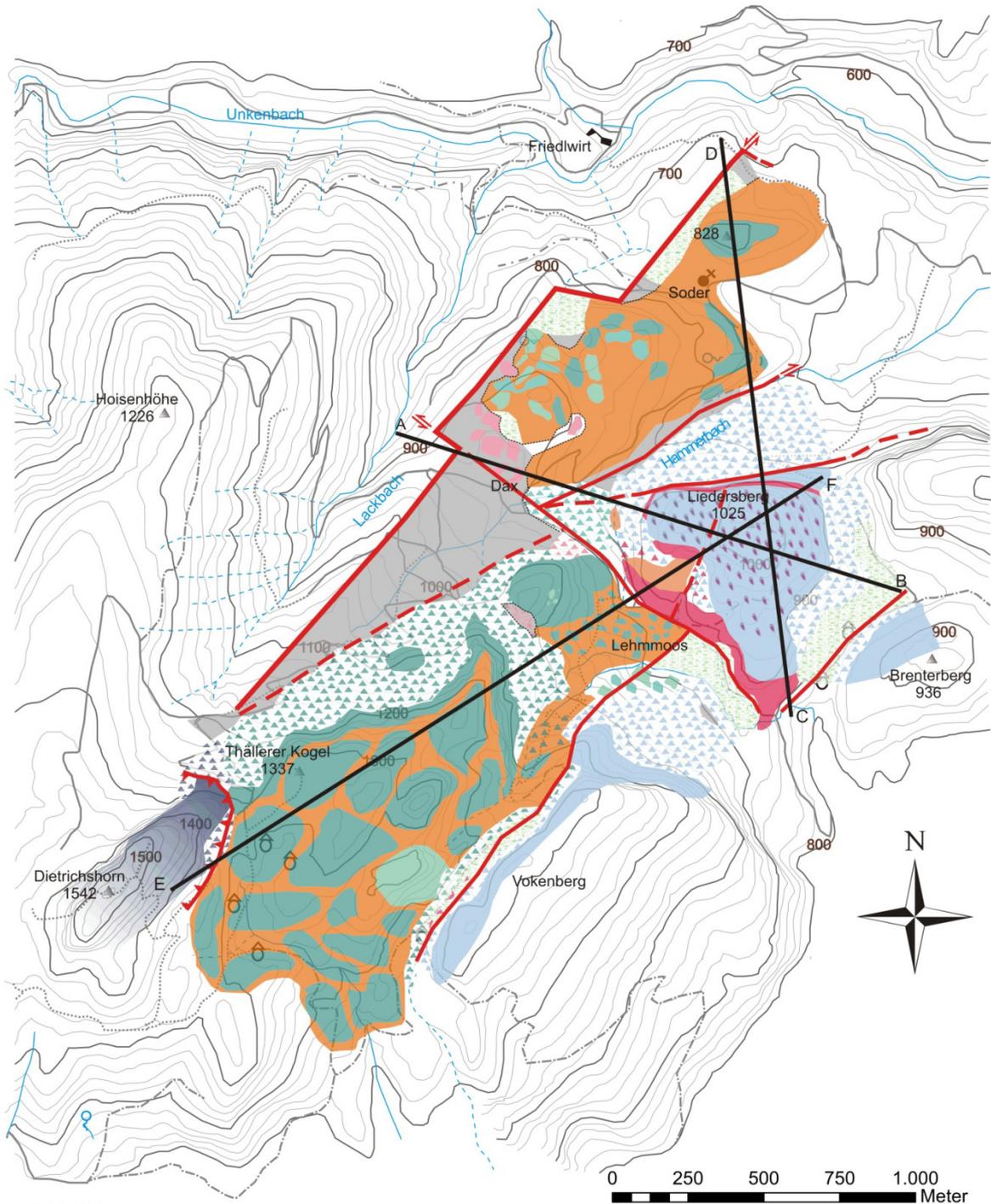
An der nordwestlichen Seite des Dietrichshorns ist der Überschiebungskontakt zwischen Lärchbergkalk und Pötschendolomit aufgeschlossen. Besonders auffallend an dieser Zone ist die starke Mylonitisierung des Lärchbergkalks. Die Überschiebungsbahn fällt Richtung NW ein. Da sich die Lärchberg-Karbonatplattform ab dem Kimmeridgium bis ins Tithonium gebildet hat, konnte die Überschiebung des Dietrichshorns auf die Strubberg-Formation (inkl. Sandlingalm Hallstatt Mélange?) frühestens im späten Tithonium erfolgen, wodurch sie mit der Hebung des metamorphen Domes (MISSONI & GAWLICK 2011a) korrelierbar ist.

Jüngere Störungen kennzeichnen sich vor allem durch NE-SW und NW-SE gerichtete Seitenbewegungen. Erstere Generation dieser Störungen ist durch die NE-SW verlaufende Störung gegeben, die einen Abschnitt des von HAHN (1910) kartierten Saalach-Westbruch darstellt. Morphologisch ist die Störung im Gelände durch eine Steilkante zu verzeichnen und trennt die triassischen Schichtfolgen in radiolaritischer Matrix von der im Lackbach anstehenden

kretazischen Roßfeld-Formation. Diese markante Störung setzt sich sowohl aus einer Abschiebungs- sowie einer sinistralen Strike-slip Komponente zusammen. Der laterale Versatz kann mit mind. 1,3 km angenommen werden, jene Entfernung, die den Bereich Dax-Soder Richtung SW in eine passende benachbarte Position zur Thällernalm bringt. Bezieht man jedoch die geologische Karte von HAHN (1910) mit ein, kann der Versatz durchaus mehr als 2 km betragen, da am Unkenberg weitere Aufschlüsse der Zlambachfazies und Hallstatt Salzbergfazies vorzufinden sind. Der Saalach-Westbruch ist mit der Saalachtal-Störungszone nach FRISCH & GAWLICK (2003) in Verbindung zu setzen, da sie parallel zueinander verlaufen und beide eine sinistrale Bewegungsrichtung zeigen. Zu dieser Störung verläuft eine WSW-ENE gerichtete, dextrale Seitenverschiebung, die als synthetische Störung zum Saalach-Westbruch gedeutet wird. Beide Störungen umfassen einen Richtung NW vorgeschobenen Teil und lassen somit auf ein lokales Escapement in einem relativ jüngeren Pull-apart Becken schließen. Eine genaue Datierung dieser Störungen ist nicht möglich, jedoch müssen sie nach der Ablagerung der im Westen angrenzenden Roßfeldschichten erfolgt sein und sind damit frühestens in die mittlere Unterkreide (ab Barrème) zu datieren. Jedoch ist auch eine Entstehung infolge der lateralen Extrusion im Miozän als Möglichkeit zu nennen. Die jüngste kartierte Störung verläuft NW-SE als sinistrale Seitenbewegung mit einem Versatz von ca. 130 m.

7. Interpretation

Die neu gewonnenen Daten der durchgeführten Kartierung, der Radiolariendatierung sowie der Untersuchung der Komponentenbestände der vorliegenden Brekzien sind ausschlaggebend für die Neuinterpretation des Kartiergebietes. Die Interpretation wird gestützt von der vorliegenden geologischen Karte (Abb. 36, Beilage) und den Profilen (Abb. 37, Abb. 38, Abb. 39a). Für die Profile ist die gleiche Legende wie für die geologische Karte gültig. Die in grün eingezeichnete Formation stellt die im Westen angrenzenden kretazischen Roßfeldschichten dar. Im Vergleich zu Profilschnitt C-D (Abb. 39a) sind Profilschnitte von HAHN (1910) in Abb. 39b und TOLLMANN (1976) in Abb. 39c dargestellt, die die unterschiedlichen Auffassungen der tektonischen Lagerung aufzeigen. Eine Rekonstruktion der kartierten Schichtfolge ist in Abb. 32 dargestellt.



LEGENDE

- | | | | | |
|---|---|---|------------------|--|
|  | Lärchberg Formation |  | Pötschenkalk | Störungen |
|  | Radiolarite (rot, schwarz) |  | Pötschdolomit |  Störung |
|  | Rotkalk (Hierlatzkalk, Enzesfelder Kalk, Klauskalk) |  | Hallstätter Kalk |  Störung vermutet |
|  | Dachsteinkalk |  | Haselgebirge |  Überschiebung |
|  | Dachsteinkalkbrekzie mit Vilsener Kalk |  | Hangschutt |  Überschiebung Haselgebirge |
|  | Dachsteinkalkbrekzie mit Klauskalk |  | Wiesen, Moor | |
|  | Pedatakalk | | | X—Y Profilschnitte |

Abb. 36: Geologische Karte mit eingetragenen Profilschnitten

Um die kartierte Schichtfolge zu interpretieren, war zuerst die Wahl eines geeigneten Modells nötig. Zur Wahl standen das Strike-slip Modell von FRANK & SCHLAGER (2006) sowie das Subduktionsmodell nach GAWLICK et al. (1999) bzw. FRISCH & GAWLICK (2003), unter Berücksichtigung neuer Ergebnisse von MISSONI & GAWLICK (2011a, b). Bezüglich der triassischen Kontinental-randentwicklung sowie der frühjurassischen Entwicklung mit anhaltender Subsidenz und Rifting und der Entwicklung einer pelagischen Plattform stimmen beide Modelle überein. Der Mittel-Jura repräsentiert die Umstellung eines passiven zu einem aktiven Kontinentalrand, die Bildung von Becken und die Ablagerung von Radiolariten. Hier spalten sich beide Theorien auf. Während FRANK & SCHLAGER (2006) oberjurassische, sinistrale Strike-slip Bewegungen und Pull-apart Becken als Ablagerungsraum für die Radiolarite sehen, führen FRISCH & GAWLICK (2003) die Radiolaritbecken auf Subduktion zurück. Gegen das Strike-slip Modell spricht jedoch der coarsening-upward Zyklus in der Strubberg-Formation. Ferner werden in diesem Modell die oberjurassischen Karbonatplattformen (Plassen-Karbonatplattform s. l.) nicht berücksichtigt. Ebenso können die Modelle von ORTNER et al. (2008) und DORNER et al. (2009) die kartierte Schichtfolge nicht zufriedenstellend erklären. Die Interpretation folgt daher den Modellvorstellungen von FRISCH & GAWLICK (2003) und MISSONI & GAWLICK (2011a, b).

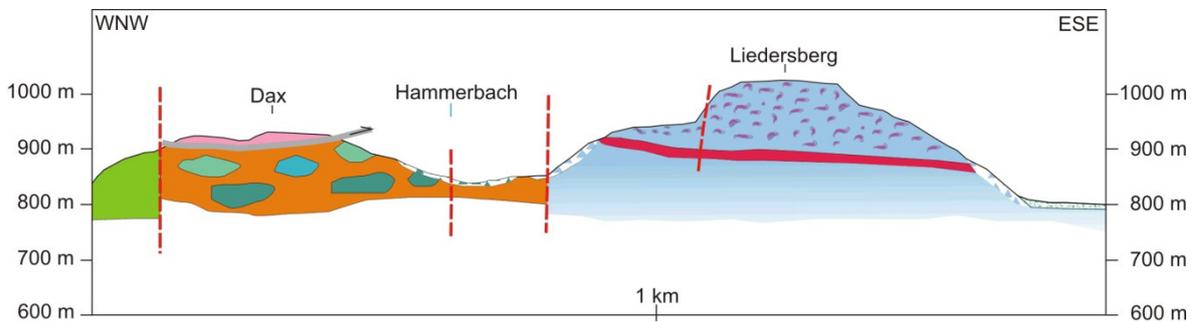


Abb. 37: Profil A-B

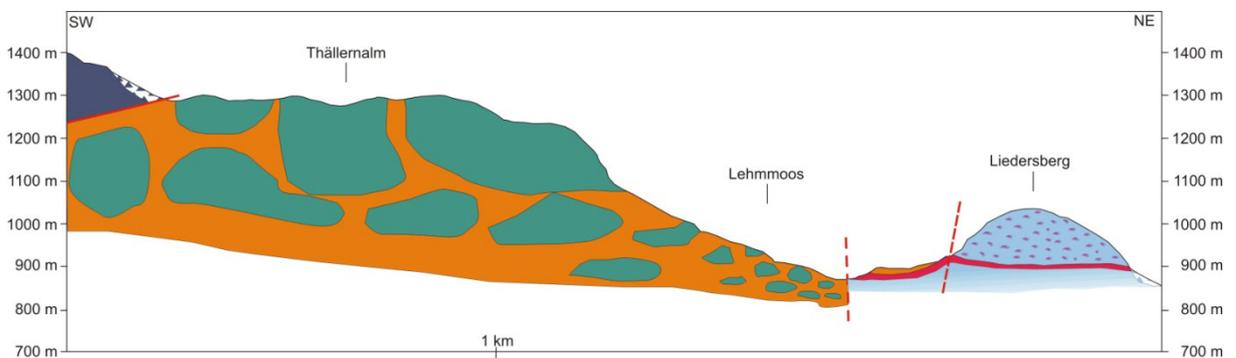


Abb. 38: Profil E-F

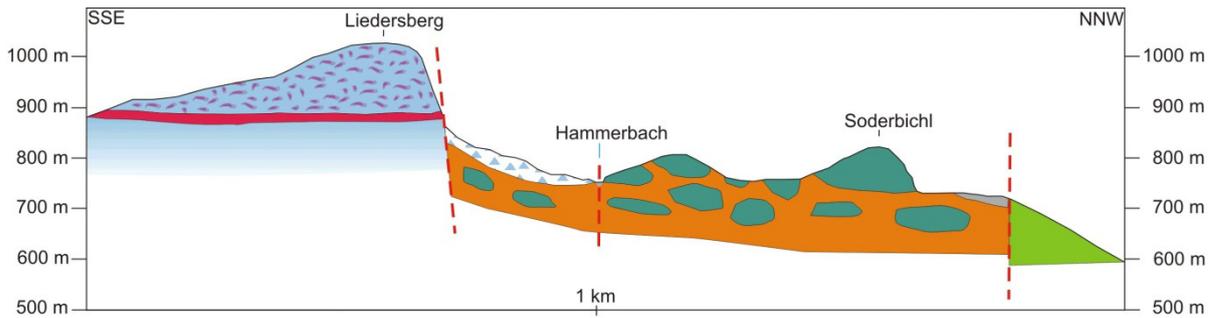


Abb. 39a: Profil C-D

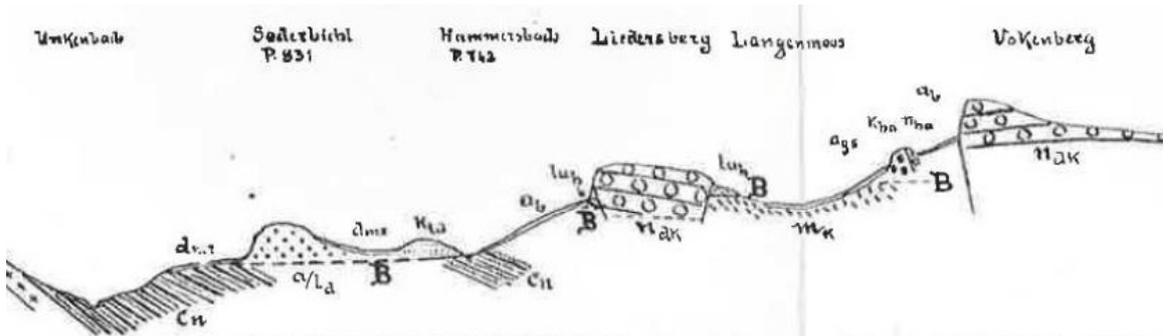


Abb. 39b: Profil nach HAHN (1910) mit kretazischen Sedimenten als Unterlagerung

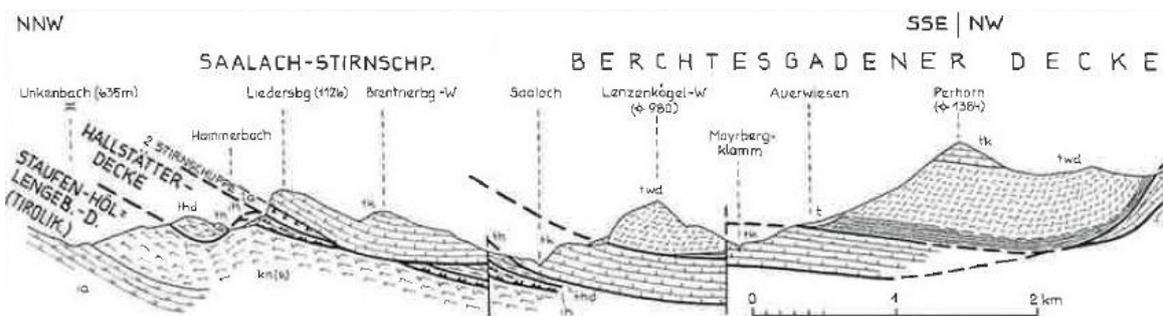


Abb. 39c: Profil nach TOLLMANN (1985) mit Saalach-Stirnschuppe und der Kreide der Stauffen-Höllengebirgsdecke als Unterlagerung

Die Basis der kartierten Schichtfolge bilden die Dachsteinkalkvorkommen am Vokenberg, Liedersberg und jene südlich vom Liedersberg, die bereits von HAHN (1910) aufgenommen wurden. Diese werden von den Rotkalken der Adnet Gruppe, die im Kartiergebiet als Enzesfeld-Formation und Hierlatz-Formation ausgebildet sind, und dem Klauskalk überlagert. Da die Ablagerung des Klauskalks frühestens im Bajocium stattgefunden hat, ist ein Hiatus zwischen Klauskalk und den Rotkalken der Adnet-Gruppe (Sinemur? am Liedersberg) anzunehmen. Der crinoidenreiche Hierlatzkalk wurde in einer paläogeographisch höheren Position (submarine Hochzonen) als die Enzesfelder Kalke (Becken) abgelagert, wobei die Enzesfeld-Formation auch als Beckenfazies des Hierlatzkalkes interpretiert werden kann (GAWLICK et al. 2009). Wie bereits bei

der Beschreibung der Schichtfolge (vgl. Kap. 5.1.2, 5.1.3) erwähnt, zeigt die Enzesfeld-Formation eine Verzahnung mit dem Hierlatzkalk sowie mit dem überlagernden Klauskalk. Anzumerken ist hierbei, dass sich die Enzesfeld-Formation und die Klaus-Formation auf den nordwestlichen Teil des Liedersberges und die Hierlatzkalke auf den südlicheren Teil beschränken. Die Rotkalke (Adnet Gruppe und Klauskalk) weisen eine ungefähre Mächtigkeit von 20 m auf. Im Mittel-Jura kommt es zur Ablagerung der Klauskogelbach-Subformation, dem basalen Teil der Strubberg-Formation (GAWLICK et al. 2009), mit einer Mächtigkeit von ca. 120 m. Die Subformation der Strubberg-Formation bildet im basalen Teil eine Rotkalkbrekzie aus, die vor allem Material der lagunären Dachsteinkalkfazies und Rotkalke (Adnet und Klaus-Formation) beinhaltet. Es folgt eine Wechsellagerungssequenz von gebanktem Dachsteinkalk und Rotkalk, bevor die Schichtfolge in die Dachsteinkalk-Megabrekzie übergeht. Die Matrix dieser komponentengestützten Brekzie besteht am nordwestlich ausgebildeten Plateau des Liedersberges aus Klauskalk, während die Gipfelregion und der südliche Teil Vilser Kalk als Matrix aufweist. Aufgrund der ungefähr zeitgleichen Bildung des Klauskalkes und des Vilser Kalkes (Bajocium bis Callovium (GAWLICK et al. 2009)) an unterschiedlichen, jedoch benachbarten paläogeographischen Positionen, ist es nicht auszuschließen, dass es sich bei der Steilstufe am Liedersberg, die das nordwestliche Plateau von der Gipfelregion trennt, um ein bereits im Mittel-Jura bestehendes Relief handelt. Die Ablagerung der Klauskogelbach-Subformation ist aber auf den herannahenden Überschiebungsgürtel und der damit einhergehenden Einengung zurückzuführen und wird ins Callovium gestellt (vgl. GAWLICK et al. 2009). Desweiteren sind die Abschiebungen am Vokenberg und zwischen Liedersberg und Brenterberg im späten Unter- bis Mittel-Jura ausgebildet worden. Eine weitere Abtiefung des Beckens wird durch die im Mittel-Jura beginnende Subduktion der Neo-Tethys verursacht, wodurch es zur Ablagerung von Radiolariten und Material aus dem Zlambach-Faziesraum (Pötschenkalke und -dolomite, Pedatakalk) kommt. Die Auswertung der Radiolarienproben ergab dafür als Ablagerungszeitraum Oxfordium. Die Beckenfüllung zeigt einen coarsening upward Trend (Abb. 32), der auf herannahende Deckenfronten hindeutet, wodurch zuerst kleinere Blöcke – wie an der Lehmmoosalm aufgeschlossen – und danach größere Blöcke (Thällerer Kogel und Thällernalm) ins Becken gelangen. Die Mächtigkeit der Strubberg-Formation (inkl. der Klauskogelbach-Subformation) kann mit ca. 500 m angegeben werden.

Im Kartiergebiet finden sich immer wieder Hallstätter Kalke, die scheinbar unzusammenhängend verteilt sind, aber immer an vernässte, tonige Zonen gebunden sind. Die Blockgröße der Hallstätter Kalke reicht von mehreren Kubikmetern (Dax) bis hin zu Lesesteinen (zwischen Vokenberg und Thällernalm, vorgelagerte Mulde des Thällerer Kogels). Die Hallstätter Kalke sind

durch Hangendrotkalk und massigen Hellkalk vertreten. Die zur Sandlingalm Hallstatt Mélange gestellte, kartierte Schichtfolge ist auf die Strubberg-Formation überschoben. Der Überschiebungshorizont wird von transportiertem Haselgebirge (Haselgebirgs-Mélange) gebildet. Die Überschiebung wird im Ober-Oxfordium angenommen, da der südlich gelegene Deckenstapel sich zu heben beginnt (MISSONI & GAWLICK 2011a).

Das Dietrichshorn stellt eine isolierte Scholle der Lärchberg-Karbonatplattform dar und ist auf die Strubberg-Formation (und Sandlingalm Hallstatt Mélange?) überschoben. Westlich des Dietrichshorns trennt der Saalach-Westbruch die kartierte Schichtfolge von den kretazischen Roßfeldschichten. Die Lärchberg-Karbonatplattform repräsentiert die südlichste Plattform der Plassen-Karbonatplattform s. l. und progradierte ab dem Kimmeridgium bis ins Tithonium über die Sillenkopf-Formation (GAWLICK et al. 2009), die im Kartiergebiet nicht erhalten ist. Somit ergibt sich, dass die Verfrachtung der Dietrichshornscholle frühestens im späten Tithonium stattgefunden haben muss und steht somit im Zusammenhang mit der Hebung eines metamorphen Domes im SE (MISSONI & GAWLICK 2011a).

Um die heutige Formationskonfiguration des Kartiergebiets zu klären, müssen jedoch noch mehrere tektonische Ereignisse angenommen werden. Als lokales Escapement kann der Keil zwischen Saalach-Westbruch und der dextralen Seitenbewegung angenommen werden. Dadurch wird der Liedersberg durch die Seitenverschiebung und gleichzeitiger Rotation in eine heute südöstlichere Position gebracht. Durch die Rotation wird auch die Lage der Steilwände von Liedersberg und Prechlerberg geklärt. Rotiert man den Liedersberg in seine so interpretierte Originalposition zurück, wird die ENE-WSW gerichtete Abschiebung in eine NE-SW Richtung gedreht, wodurch sie mit den spät unter- bis mitteljurassischen Abschiebungen übereinstimmt. Die Strike-slip Bewegungen sind hierbei kennzeichnend für die Entstehung eines Pull-apart Beckens. Dieses Pull-apart Becken kann jedoch nicht im Ober-Jura, wie von FRANK & SCHLAGER (2006) angenommen, entstanden sein, da zu diesem Zeitpunkt die Lärchberg-Karbonatplattform noch nicht vollständig ausgebildet war, deren Überschiebung über die Strubberg-Formation und die Sandlingalm Hallstatt Mélange frühestens im späten Tithonium angenommen wird und die Roßfeldschichten noch nicht abgelagert waren. Eine Möglichkeit bestünde in der Annahme, dass die Bildung eines Pull-apart Beckens mit dem eozänen/oligozänen out-of-sequence Thrusting der Berchtesgadener Decke (MISSONI & GAWLICK 2011a) einhergeht. Weitere Möglichkeiten könnten in der Kompressionsphase und weiterer Deckenstapelung in der Ober-Kreide oder auch in Zusammenhang mit der miozänen Tektonik bestehen. Allerdings ist aufgrund des kleinen

kartierten Gebietes solch eine These nicht tragbar.

In Abb. 40 und Abb. 41 sind die paläogeographischen Positionen der jurassischen Entwicklung für den Liedersberg, Thällerer Kogel als Vertreter für die Strubberg-Formation, Dax für die auftretenden Hallstätter Kalke und das Dietrichshorn dargestellt, sowie die paläogeographische Lage der Schichtfolge im Ober-Tithonium.

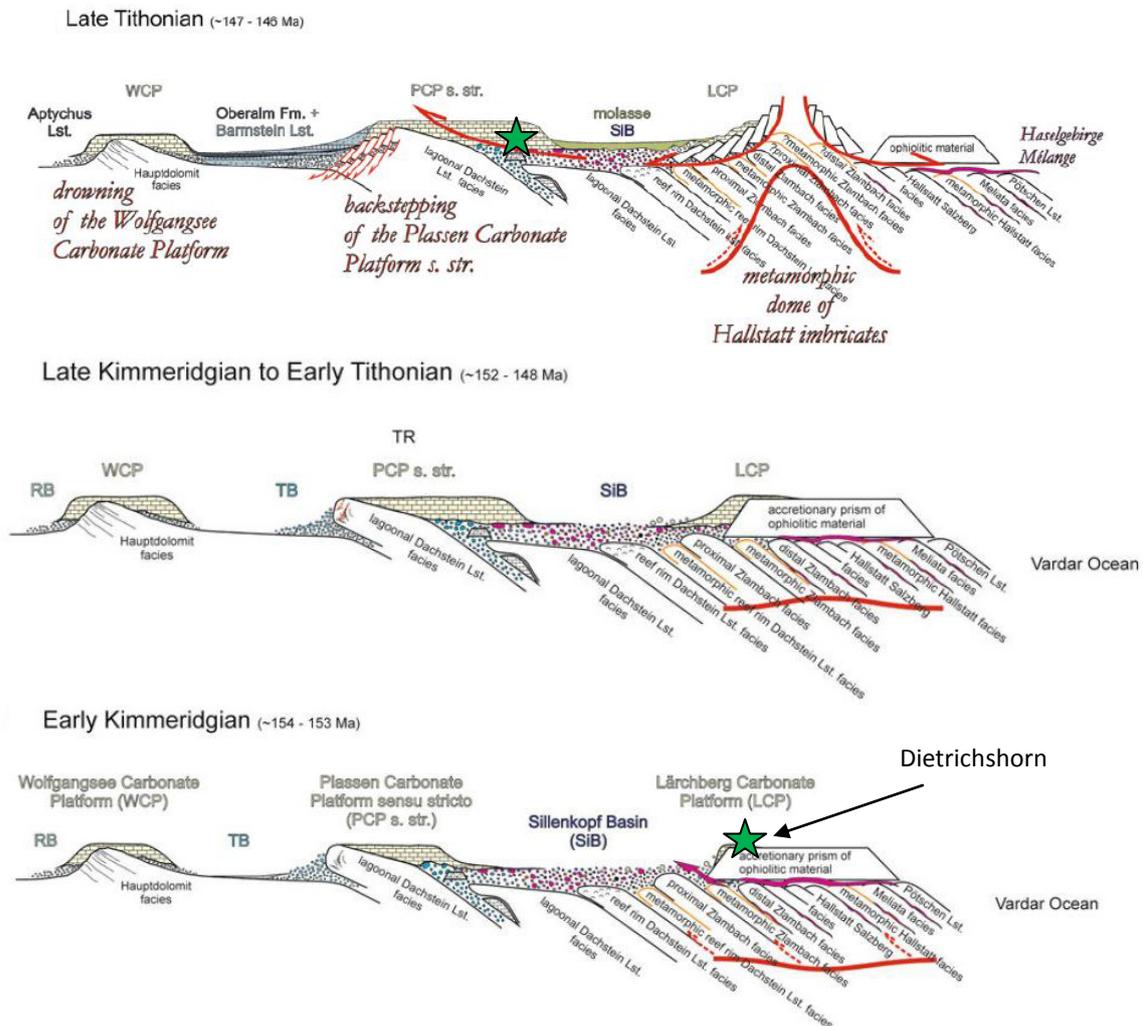


Abb. 40: Entwicklung vom Kimmeridgium bis Tithonium. Die grünen Sterne markieren die paläogeographische Position des Dietrichshorns im frühen Kimmeridgium und jene der gesamten Schichtfolge ab dem späten Tithonium. Nach MISSONI & GAWLICK (2011a)

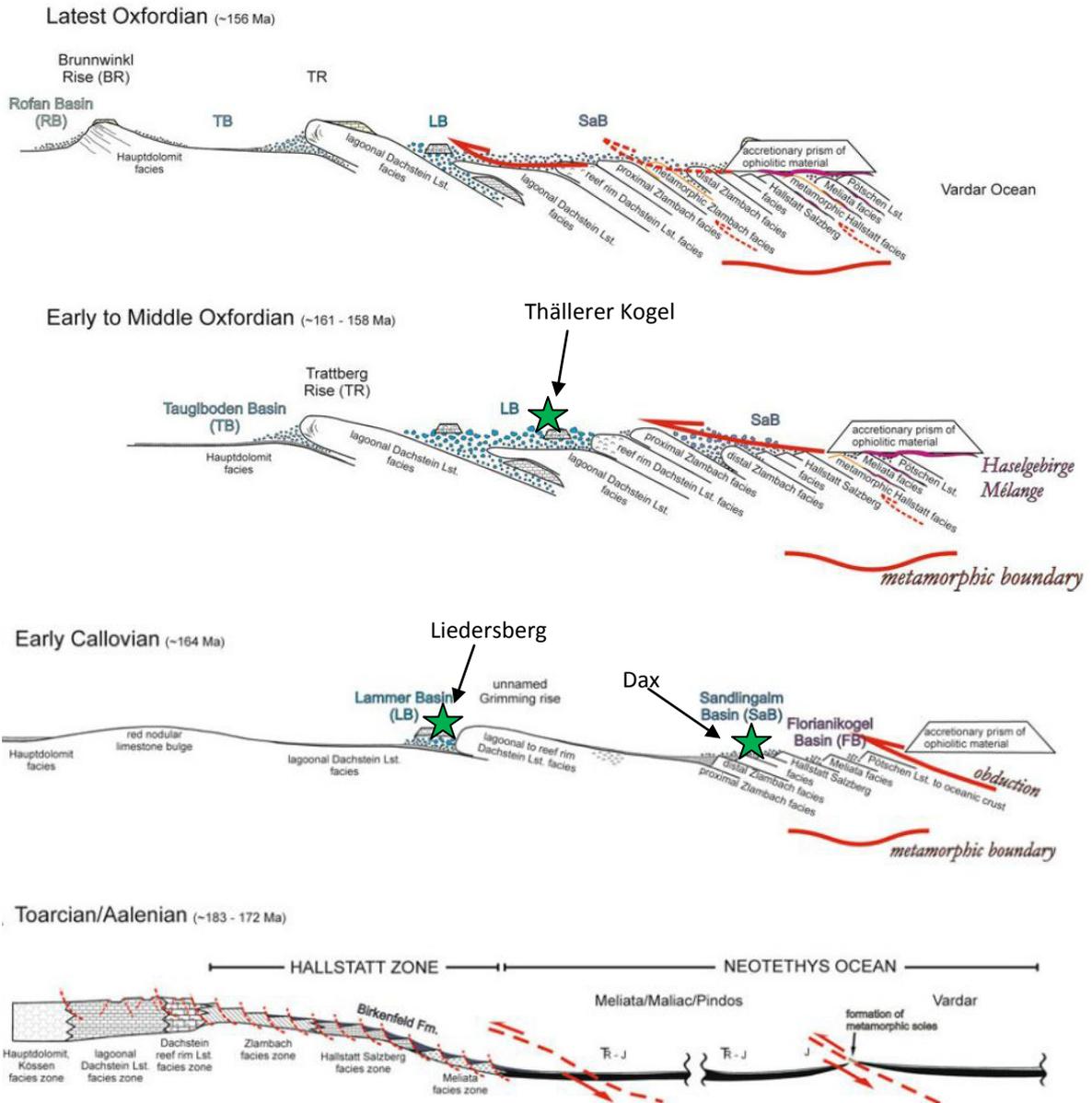


Abb. 41: Entwicklung vom Toarcium bis ins Ober-Oxfordium. Die grünen Sterne markieren die jeweiligen paläogeographische Positionen bestimmter Lokalitäten im frühen Callovium und mittleren Oxfordium. Nach MISSONI & GAWLICK (2011a)

8. Schlussfolgerungen

Aufgrund der vorliegenden Daten können folgende Ergebnisse präsentiert werden:

Die kartierte Schichtfolge stimmt mit der Neudefinition der Saalachzone nach MISSONI & GAWLICK (2010) überein. Im Osten wird das Kartiergebiet von der Berchtesgadener Decke begrenzt, im Westen treten die kretazischen Roßfeldschichten auf, die die Überlagerung der jurassischen Beckenfüllung (Tauglboden Becken) der Unkener Mulde darstellen. Die rekonstruierte Schichtfolge ist in Abb. 32 dargestellt, die dazugehörige Legende in Abb. 33.

Die parautochthone Basis wird von Dachsteinkalk gebildet, dem Rotkalke der Adnet- und Klaus-Formation sowie die Strubberg-Formation auflagern. Die basale Strubberg-Formation wird von den Brekzien der Klauskogelbach-Subformation gebildet, womit die allochthone Sequenz der Schichtfolge beginnt. Die Brekzien beinhalten Material der Dachsteinkalkfazies, sowie Rotkalke der Adnet- und Klaus-Formation. Die Matrix der komponentengestützten Brekzie besteht einerseits aus Klauskalk und in höheren Positionen aus Vilser Kalk. Diese wird überlagert von Radiolariten (rot, schwarz) mit Material aus dem Zlambach-Faziesraum (Strubberg-Formation). Dazu gehören Pötschendlomite, Pötschenkalke sowie Pedatakalke. In dieser als coarsening-upward Zyklus ausgebildeten Sequenz konnten unter anderem in einzelnen Blöcken die Übergänge der einzelnen Faziesräume ineinander festgestellt werden.

Diese erste tektonische Phase ist gekennzeichnet durch späte unter- bis mitteljurassische Abschiebungen im Dachsteinkalk und den jurassischen Rotkalken. Die im frühen Mittel-Jura beginnende Subduktion der Neo-Tethys ändert das vorherrschende extensionale geodynamische Regime in ein kompressionales, wodurch es zur Ausbildung von asymmetrischen Becken mit Radiolariten und Material der Zlambachfazies von den herannahenden Deckenfronten kommt. Dabei bildet die Klauskogelbach-Subformation den basalen Teil der Strubberg Formation und wird im Callovium abgelagert. Im Folgenden wird die Strubberg-Formation im Ober-Oxfordium von der Sandlingalm Hallstatt Mélange überschoben. Diese Mélange beinhaltet Material der Hallstatt Salzbergfazies (massiger Hellkalk, Hangendrotkalk) und wird auf der Haselgebirgs-Mélange transportiert. Erst später wird das Lammer Becken mit auflagernder Sandlingalm Hallstatt Mélange von der Lärchberg-Karbonatplattform überschoben. Weitere tektonische Events, die sich vor allem durch Strike-slip Bewegungen kennzeichnen, führen zur heutigen Lage und

Konfiguration des Kartiergebietes (vgl. FRISCH & GAWLICK 2003). Die Überlagerung der Schichtfolge ist im Kartiergebiet nicht erhalten.

Die rekonstruierte Beckenentwicklung lässt auf eine südliche paläogeographische Position innerhalb des Lammer Beckens im Ober-Jura schließen (vgl. Abb. 40 und Abb. 41). Vor allem die Lärchberg-Karbonatplattform, die südlichste oberjurassische Plattformentwicklung, unterstützt die Annahme dieses Ablagerungsraumes. In den Gebieten östlich der Berchtesgadener Decke ist die Lärchberg-Karbonatplattform nicht vertreten. Die Hallstatt Mélange wird dort von oberjurassischen Beckensedimenten plombiert (MISSONI & GAWLICK 2010, 2011b), die auf eine paläogeographische Position im zentralen Bereich zwischen PCP s. str. und LCP hinweisen.

Die „Saalach-Stirnschuppe“ (TOLLMANN 1976) ist im Bereich des Liedersberges nicht vorhanden. Die Dachsteinkalkvorkommen über den Rotkalken der Adnet- und Klaus-Formation, sind als Brekzie abgelagert und stellen den basalen Teil der Strubberg-Formation dar (Klauskogelbach-Subformation). Eine Überschiebung der Rotkalke (HAHN 1910, AMPFERER 1927, TOLLMANN 1976) wird somit widerlegt.

Die von HAHN (1910) beschriebene und bis heute vertretene Annahme einer Überschiebung der kretazischen Roßfeldschichten durch die Zlambach- und Hallstatt Salzbergfazies kann ebenfalls widerlegt werden. Innerhalb des Kartiergebietes wurden keine Kreidemergel unterhalb der triassischen Kalke und Dolomite gefunden. Die im Westen angrenzenden unterkretazischen Roßfeldschichten sind durch den Saalach-Westbruch sowohl mit einem lateralen als auch vertikalen Versatz von der Saalachzone abgegrenzt. Die Pötschendolomite, -kalke und Pedatakalke liegen als Blöcke in einer radiolaritischen Matrix vor, die ins Oxfordium datiert werden konnte. Die Matrixdatierung sowie der Komponentenbestand der Beckenfüllung können mit dem Lammer Becken korreliert werden. Die Hallstätter Kalke mit Haselgebirgs-Mélange an der Basis gehören der Sandlingalm Hallstatt Mélange an und wurden entlang flacher Abschiebungen auf die Strubberg-Formation überschoben. Im Kartiergebiet konnten auch keine Werfener Schichten vorgefunden werden.

Zuletzt kann noch auf das von HAHN (1910) missinterpretierte Quartär – mit Ausnahme der Bergsturzmasse am Dietrichshorn und der Hangschuttablagerungen am Liedersberg, Vokenberg und Thällerer Kogel – hingewiesen werden. Dabei handelt es sich um die radiolaritische Matrix der Strubberg-Formation.

9. Erdölgeologischer Aspekt

Die rekonstruierte Beckenentwicklung stellt die Evolution einer „Tiefsee-Rinne“ zu einem Vorlandbecken dar. Eine vollständig erhaltene Entwicklung weist über dem akkretionierten Deckenstapel und den Wildflyschablagerungen auch Molassesedimente auf. Im Kartiergebiet sind die Molassesedimente (u. a. Roßfeldschichten) nicht mehr erhalten, treten aber im westlich angrenzenden Lackbach auf. Auf dieser Grundlage kann ein potentielles Kohlenwasserstoffsystem diskutiert werden.

Potentielle Muttergesteine sind in den jurassischen Sedimenten enthalten. In tieferen Bereichen der ertrunkenen triassischen Plattform wird die Enzesfeld-Formation von der Scheibelberg-Formation überlagert, die das organisch reiche Sachrang-Submember beinhalten kann (GAWLICK et al. 2009). Ferner sind die Manganschiefer, die in der Strubberg-Formation (die Beckenfüllung der „Tiefsee-Rinne“) enthalten sein können, mit Organik angereichert (GAWLICK 1996). Die TOC-Gehalte variieren zwischen 0,16 % und 0,74 % (RANTITSCH et al. 2003). Ferner sind im Raum Weißbach bei Lofer weitere Vorkommen von Manganschiefer dokumentiert (KRÄINER et al. 1994), die über Dachsteinkalkbrekzien abgelagert worden sind, welche als Äquivalent der Klauskogelbach-Subformation gesehen werden. Auch Radiolarite können in Zusammenhang mit organischem Material vorkommen (DE WEVER & BAUDIN 1996). Vor allem in vom offenmarinen Bereich abgeschnürten Becken/Rinnen kommt es zur gleichzeitigen Ablagerung von Radiolarit und organischem Material. In upwelling-Bereichen treten die Ablagerungen getrennt auf, wobei die Radiolarite proximaler und das organische Material distaler zum offenmarinen Bereich abgelagert werden. Für das Lammer Becken ist die gemeinsame Ablagerung in Betracht zu ziehen, da die Tiefseerinnen durch Schwellen der herannahenden Deckenfronten vom offenmarinen Bereich getrennt waren und organisches Material in anoxischen Bereichen abgelagert wurde.

In diesem Fall kann es zur Entstehung unkonventioneller Reservoirs kommen, in denen die Radiolarite oder auch Kieselkalke als Mutter-, Speichergestein und Deckschicht dienen können.

Konventionelle Speichergesteine bilden vor allem die Pötschendolomite. Die Porosität ist aufgrund der sekundären Dolomitisierung höher als in syndimentär gebildeten Dolomiten. Desweiteren beinhalten Wildflyschbecken auch turbiditische Ablagerungen (Debris-flow, Mass-flow, Olistostrome, ...), die als Speicher dienen können. Auch die auftretenden Kalke, sowohl in der Wildflyschentwicklung als auch in der Überlagerung, können als Speichergestein dienen.

Die Bildung von sekundärer Porosität durch migrierende Fluide (u. a. Kohlenwasserstoffe, organische und anorganische Säuren) ist ausschlaggebend für die Entstehung von Speichergesteinen. Die Speichergesteine sind in einer Wildflyschentwicklung an einen coarsening-upward Trend gebunden, wobei die Blockgröße von m³-Größe bis zu mehreren Kilometern reichen kann. Wirtschaftlich nutzbare Lagerstätten in vergleichbaren Beckenfüllungen sind bekannt. Die evaporitische Haselgebirgs-Mélange ist als mögliche Deckschicht zu nennen, wobei auch in der heute erodierten Überlagerung Deckschichten, aber auch Speichergesteine möglich wären. Auch durch die Migration von Fluiden kann es zu mineralischen Ausfällungen kommen, die einen nicht permeablen Horizont schaffen.

Fallenstrukturen treten sowohl als strukturelle als auch stratigraphische Fallen auf, z. B. durch „Auskeilen“, da die Blöcke in der radiolaritischen Matrix allseitig begrenzt sind. Insbesondere sind auch Deformationsstrukturen und Auf-/Überschiebungen aufgrund des kompressiven geodynamischen Regimes in Betracht zu ziehen. Die Haselgebirgs-Mélange, welche durch flache Abschiebungen auf die Lammer Beckenfüllung überschoben wurde, stellt ebenfalls eine mögliche Fallenstruktur/Deckschicht dar.

Für die Reifung und der damit verbundenen Migration ist vor allem eine ausreichende Versenkung und Wärmefluss notwendig. Die Subsidenz von Vorlandbecken ist anfänglich durch tektonische Subsidenz beeinflusst, aufgrund der fortschreitenden Subduktion und Überschiebung. Im Endstadium ist die Versenkung bzw. Auflast durch die vorhandene Überlagerung der Molassesedimente gegeben. Zudem können Beckenfüllungen, wie jene des Lammer Beckens, Mächtigkeiten von bis zu 2000 m erreichen. Der geothermische Gradient in Kollisionszonen ist niedrig, somit kann eine Reifung nur aufgrund großer Versenkungstiefen erfolgen bzw. auch durch das Aufsteigen metamorpher Dome. Da sich dieses Szenario jedoch direkt auf die Jura-Tektonik bezieht, wäre eine Erhaltung der Lagerstätten fraglich. Besonders sekundäre Migration, Biodegradation, Hebung und Erosion würden zu einem Verlust der Lagerstätten führen. Nur ein relativ junger, miozäner Wärmefluss kann eine Lagerstättenbildung gewährleisten. Die miozäne Strike-Slip Tektonik könnte einen ausreichenden Wärmefluss verursachen, der zur Reifung und Migration führt. Für die Nördlichen Kalkalpen bedeutet dies, dass noch ein Kohlenwasserstoff-Potential vorhanden ist, jedoch weitgehend noch nicht untersucht wurde.

10. Ausblick

Um die vollständige tektonische Entwicklung der Saalachzone zu rekonstruieren sind vor allem die Gebiete südlich und nördlich des Kartiergebietes von Bedeutung. Eine detaillierte Kartierung dieser Gebiete ist für eine Rekonstruktion der tektonischen Ereignisse – vor allem zeitlich – von Bedeutung. Für diese Entwicklung ist sicherlich die Verteilung der Schollen der Lärchberg-Karbonatplattform sowie deren Unterlagerung ein Ausgangspunkt für zukünftige Analysen. Ferner ist zu klären, ob die Lärchberg-Karbonatplattform direkt auf der Strubberg-Formation liegt oder erst nach der Überschiebung der Sandlingalm Hallstatt Mélange auf die Schichtfolge transportiert wurde. Im kartierten Gebiet wurden keine Hallstätter Kalke an der Basis des Dietrichshorns gefunden, jedoch ist stark anzunehmen, dass unter der Lärchberg-Formation Hallstätter Kalke auftreten können. Ebenso ist der exakte Verlauf des sogenannten Saalach-Westbruchs zu untersuchen um eine Abtrennung zum Tauglboden Becken der Unkener Mulde zu erhalten.

Danksagung

Ich bedanke mich bei Ao.Univ.-Prof. Mag. et Dr.rer.nat. Hans-Jürgen Gawlick für die Betreuung dieser Arbeit, die anregenden Diskussionen und besonders für die Unterstützung bei der Auswertung der Mikrofazies.

Besonders möchte ich mich bei Herrn Dr. Hisashi Suzuki für die Korrektur der Radiolarienproben bedanken.

Desweiteren danke ich meinen Eltern Wolfgang und Dunja Quast und meinen beiden Schwestern Ramona und Kathrin für die Unterstützung während meines Studiums und für das Korrekturlesen der Arbeit und meinen Eltern insbesondere für die Begleitung bei den letzten Geländearbeiten.

Manfred Maxl danke ich für die Unterstützung bei den Geländearbeiten. Außerdem möchte ich mich bei FOI Schmid (Sekretärin des Lehrstuhls Erdölgeologie) und bei DI Stefan Neumeister bedanken.

Literaturverzeichnis

- AMPFERER, O. (1927): Über den Westrand der Berchtesgadener Decke. – Jahrbuch der Geol. Bundesanstalt, **77**: 205-232, Wien.
- AUER, M., GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H. & SCHLAGINTWEIT, F. (2009): Spatial and temporal development of siliceous basin and shallow-water carbonate-sedimentation in Oxfordian Northern Calcareous Alps. – Journal of Alpine Geology, **48**: 117-140, Wien.
- BAUMGARTNER, P.O., O'DOHERTY, L. GORICAN, S., DUMITRICA-JUD, R., DUMITRICA, P., PILLEVUIT, A. URQUHART, 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'DOHERTY, L. GORICAN, S., URQUHART, E., PILLEVUIT, A. & DE WEVER, P. (Eds.): Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. – Memoires de Geologie, **23**: 37-685, Lausanne.
- BÖGEL, H. (1971): Beitrag zum Aufbau der Reiteralp-Decke und ihrer Umrandung (Berchtesgadener Alpen). – Diss. Fak. Allg. Wiss. Techn. Univ. München: 1-146, München.
- BÖHM, F. (1992): Mikrofazies und Ablagerungsmilieu des Lias und Dogger der Nordöstlichen Kalkalpen. – Erlanger Geologische Abhandlungen, **121**: 55-217, Erlangen.
- BÖHM, F., DOMMERGUES, J.L. & MEISTER, C. (1995): Breccias of the Adnet Formation: Indicator of a Mid-Liassic event in the Northern Calcareous Alps (Salzburg/Austria). – Geologische Rundschau, **84**: 272-286, Berlin Heidelberg.
- BÖHM, F., EBELI, O., KRYSZYN, L., LOBITZER, H., RAKUS, M. & SIBLIK, M. (1999): Fauna, Sedimentology and Stratigraphy of the Hettangian-Sinemurian (Lower Jurassic) of Adnet (Salzburg, Österreich). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **56/2**: 143-271, Wien.
- BRAUN, R. (1998): Die Geologie des Hohen Gölls – Torrener-Joch-Zone/Jenner/Hoher Göll eine durch Kontinent/Kontinent-Kollision ausgelöste Gleitdecke in den Tauglboden-Schichten (mittlerer Oberjura) der Berchtesgadener Alpen. – Nationalpark Berchtesgaden, Forschungsbericht 40: 3 – 192, (Plenk), Berchtesgaden.
- COHEN, C.R. (1982): Model for a Passive to Active Continental Margin Transition: Implications for Hydrocarbon Exploration. – AAPG Bulletin, **66**: 708-718, Tulsa.
- DARGA, R. & SCHLAGINTWEIT, F. (1991): Mikrofazies, Paläontologie und Stratigraphie der Lerchkogelkalke (Tithon-Berrias) des Dietrichshorns (Salzburger Land, Nördliche Kalkalpen). – Jahrbuch der Geol. Bundesanstalt, **134/2**: 205-226, Wien.
- DEL-NEGRO, W. (1932): Über die Bauformel der Salzburger Kalkalpen. – Verhandlungen Geol. Bundesanstalt: 120-129, Wien.
- DE WEVER, P. & BAUDIN, F. (1996): Palaeogeography of radiolarite and organic-rich deposits in Mesozoic Tethys. – Geologische Rundschau, **85**: 310-326, Stuttgart.

- DORNER, R., HÖFLING, R. & LOBITZER, H. (2009): Nördliche Kalkalpen in der Umgebung Salzburgs. – Jahrbuch u. Mitteilungen Oberrheinischer Geologischer Verein, **91**: 317-366, Stuttgart.
- EBLI, O. (1997): Sedimentation und Biofazies an passiven Kontinentalrändern: Lias und Dogger des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen und des frühen Atlantik (DSDP site 547B, Marokko). – Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, **32**: 1-255, München.
- FERNECK, F.A. (1962): Stratigraphie und Fazies im Gebiet der mittleren Saalach und des Reiteralm-Gebirges: ein Beitrag zur Deckenfrage in den Berchtesgadener Alpen. – 1-107, Unveröff. Diplomarb. Fak. Allg. Wiss. Techn. Univ. München: 1-107, München.
- FISCHER, A.G. (1965): Eine Lateralverschiebung in den Salzburger Kalkalpen. – Verhandlungen Geol. Bundesanstalt, 20-33, Wien.
- FRANK, W. & SCHLAGER, W. (2006): Jurassic strike slip versus subduction in the Eastern Alps. – International Journal of Earth Sciences, **95**: 431-450, Berlin Heidelberg.
- FRISCH, W. & GAWLICK, H.-J. (2003): The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion - a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. - International Journal of Earth Sciences, **92**: 712-727, Berlin Heidelberg.
- GARRISON, R.E. (1964): Jurassic and Early Cretaceous sedimentation in the Unken Valley area, Austria. 1-188, PhD-Thesis Princeton University, Princeton.
- GAWLICK, H.-J. (1995): Dolomitisierung pelagischer Sedimente aus dem Hallstätter Becken - Pötschendolomit (Ober-Trias, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Nachrichten dt. Geol. Gesellschaft, **54**: 69-71, Hannover.
- GAWLICK, H.-J. (1996): Die früh-oberjurassischen Brekzien der Stubbergschichten im Lammertal - Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **39/40**: 119-186, Wien.
- GAWLICK, H.-J. (1998): Oberjurassische Brekzienbildung und Schollengleitung im Zlambach-faziesraum (Pötschenschichten) – Stratigraphie, Paläogeographie und diagenetische Überprägung des Lammeregg-Schollenkomplexes (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). – Jahrbuch der Geol. Bundesanstalt, **141/2**: 147-165, Wien.
- GAWLICK, H.-J. (2000): Paläogeographie der Ober-Trias Karbonatplattform in den Nördlichen Kalkalpen. – Exkursionsführer Sediment 2000, Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich, **44**: 45-95, Wien.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. (1999a): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. – Geologische Rundschau, **87**: 644-657, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J., KRYSZYN, L., LEIN, R., MANDL, G. (1999b): Tectonostratigraphic concept for the Juvavic Domain. - Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Series A, Vol. **52**: 95-104, Tübingen.

- GAWLICK, H.-J. & SUZUKI, H. (1999): Zur stratigraphischen Stellung der Strubbergsschichten in den Nördlichen Kalkalpen (Callovium – Oxfordium). – Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Abhandlungen, **211**: 233-262, Stuttgart.
- 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, (Springer), Berlin.
- GAWLICK, H.-J. & LEIN, R. (2000): Die Salzlagerstätte Hallein – Bad Dürrenberg. - Exkursionsführer Sediment 2000, Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich, **44**: 263-280, Wien.
- GAWLICK, H.-J. & FRISCH, W. (2003) The Middle to Late Jurassic carbonate clastic radiolaritic flysch sediments in the Northern Calcareous Alps: Sedimentology, basin evolution and tectonics: an overview. - Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Abhandlungen, **230**: 163-213, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F. & SUZUKI H., (2003): Die Ober-Jura bis Unter-Kreide Schichtfolge des Gebietes Höherstein-Sandling (Salzkammergut, Österreich) – Implikation zur Rekonstruktion des Block-Puzzles der zentralen Nördlichen Kalkalpen, der Gliederung der Radiolaritflyschbecken und der Plassen-Karbonatplattform. – Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Abhandlungen, **243/1**: 1-70, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., HOXHA, L., DUMITRICA, P., KRYSZYN, L., LEIN, R., MISSONI, S. & SCHLAGINTWEIT, F. (2008): Mirdita Zone ophiolites and associated sediments in Albania reveal Neotethys Ocean origin. – International Journal of Earth Sciences, **97**: 865-881, Berlin Heidelberg.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI H., FRISCH, W., KRYSZYN, L., BLAU, J. & LEIN, R. (2009): Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine Domain. – Journal of Alpine Geology, **50**: 1-152, Wien.
- HAHN, F. F. (1910): Die Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe (I. und II. Teil). – Jahrbuch der k.k. Reichsanstalt, **60**: 311- 420 und 637-712, Wien.
- HAHN, F. F. (1913): Grundzüge des Baus der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns, II. Teil. – Mitt. Geol. Ges. **6**: 374-501, Wien.
- HAJIZADEH, F. (2000): Genetische Untersuchungen an hydrothermalen und sedimentären Karbonatgesteinen der Ostalpen, Dissertation Montanuniversität Leoben, 1-202, Leoben.
- HAUG, E. (1906): Les nappes de Charriage des Alpes Calcaire Septentrionales 1. et 2. Parties. – Bulletin Soc. Géol. France, **6**: 359-422, Paris.
- HÄUSLER, H. & BERG, D. (1980): Neues zur Stratigraphie und Tektonik der Hallstätter Zone am Westrand der Berchtesgadener Masse. – Verhandlungen Geol. Bundesanstalt, Jg. 1980/2: 63-95, Wien.
- HUCKRIEDE, R. & JACOBSHAGEN, V. (1957): Ein Querschnitt durch die Nördlichen Kalkalpen. – Zeitschrift Dt. Geol. Ges., **109**: 373-388, Hannover.
- KOBER, L. (1912): Über Bau und Entstehung der Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges **5**, S. 368-481, Wien.

- KRAINER, K., MOSTLER, H. & HADITSCH, H.G. (1994): Jurassische Beckenbildung in den Nördlichen Kalkalpen bei Lofer (Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Manganerz-Genese. – Festschrift zum 60. Geburtstag von Erik Flügel. Abh. Geol. Bundesanstalt, **50**: 257-293, Wien.
- KRYSTYN, L. & LEIN, R. (1996): Triassische Becken- und Plattformsedimente der östlichen Kalkalpen. – In: Exkursionsführer 11. Sedimentologentreffen Wien, Berichte. Geol. Bundesanstalt Wien, **33**: 1-23, Wien.
- LEIN, R. (1982): Paläogeographie und tektonische Deformation des Aflenzer Troges im Bereich der westlichen Mürztaler Alpen südwestlich Mariazell (Stmk.) - J.ber. Hochschulschwerpunkt S 15, H. 3, 203-221, Leoben.
- LEIN, R. (1985): Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. – Arch. f. Lagerstättenforsch., **6**: 117-128, (Geologische Bundesanstalt) Wien.
- LEIN, R. (1987): Evolution of the Northern Calcareous Alps during Triassic times. - In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 85-102, (Deuticke) Wien.
- MANDL, G.W. (1982): Jurassische Gleittektonik im Bereich der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischl und Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **28**: 55-76, Wien.
- MANDL, G. W. (1984): Zur Trias des Hallstätter Faziesraumes – ein Modell am Beispiel Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 30/31: 133-176, Wien.
- MANDL, G.W. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf - Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. - Mitt. Österr. Geol. Gesell., **92**: 61-77, Wien.
- MEDWENITSCH, W. (1962): Die Bedeutung der Grubenaufschlüsse des Halleiner Salzberges für die Geologie des Ostrandes der Berchtesgadener Schubmasse. Zeitschrift Deutschen Geol. Ges., **113**: 463-494, Stuttgart.
- 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 Geol. Paläont., Teil 1, **2000**: 117-143, Stuttgart.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2010): Neudefinition der Saalachzone in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich, Deutschland): was ist sie, woher kommt sie und woraus besteht sie? – PANGEO 2010 Abstracts – Journal of Alpine Geology, **52**: 182-184, Wien.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011a): Jurassic mountain building and Mesozoic-Cenozoic geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps as proven in the Berchtesgaden Alps (Germany). – Facies, **57**: 137-186, (Springer) Berlin Heidelberg. DOI: 10.1007/s10347-010-0225-1

- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011b): Evidence for Jurassic subduction from the Northern Calcareous Alps (Berchtesgaden; Austroalpine, Germany) – *Int. Journal of Earth Sciences*, **100**: 1605-1631, (Springer) Berlin. DOI: 10.1007/s00531-010-0552-z
- MOJISOVICS, E.V. (1903): Über die geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. – In: Diener, C. (Eds.): *Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes*, 383-391, (Tempisky und Freytag) Wien Leipzig.
- NOWAK, J. (1911): Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut – *Acad. Sei. Cracovie Bull. (A)*: 57-112, Cracovie.
- ORTNER, H., USTASZEWSKI, M. & RITTNER, M. (2008): Late Jurassic tectonics and sedimentation: breccias in the Unken syncline, central Northern Calcareous Alps. – *Swiss Journal Geosciences, Supplement 1*, **101**: 55-71, Basel.
- ÖK-Karte 1:50000: Blatt 92 Lofer, Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1974): Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). – *Verhandlungen Geol. Bundesanstalt*, **1974/1**: 71-88, Wien
- PLÖCHINGER, B. (1984): Zum Nachweis jurassisch-kretazischer Eingleitung von Hallstätter Gesteinsmassen beiderseits des Salzach-Quertales (Salzburg). – *Geologische Rundschau*, **73**: 293-306, Stuttgart.
- RAKUS, M. (1999): Lower Liassic (Hettangian) Ammonites from Zlambach Graben near Bad Goisern, Upper Austria. – *Abhandlungen Geol. Bundesanstalt*, **56/2**, S 329-341, Wien.
- RANTITSCH, G., MELCHER, F., MEISEL, TH. & RAINER, TH. (2003): Rare earth, major and trace elements in Jurassic manganese shales of the Northern Calcareous Alps: hydrothermal versus hydrogenous origin of stratiform manganese deposits. – *Mineralogy and Petrology*, **77**: 109-127, Wien.
- REZVANI-SALMASY, A. (2003a): Sedimentologie, Stratigraphie und Fazies der triassischen und jurassischen Sedimente im Bereich Lofer und deren Bedeutung für die Interpretation der südlichen Saalachzone und deren Umrahmung (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). – Diplomarbeit Montanuniversität Leoben, 1-68, Leoben.
- REZVANI-SALMASY, G. (2003b): Stratigraphie und Fazies der triassischen und jurassischen Flach- und Tiefwassersedimente im Bereich Unken und deren Bedeutung für die Interpretation der nördlichen Saalachzone und deren Umrahmung (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). – Diplomarbeit Montanuniversität Leoben, 1-73, Leoben.
- SCHÄFFER (1976): Bericht 1972 über Aufnahmen auf Blatt 96 (Bad Ischl). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1973, Einführung zur Geologischen Karte der Republik Österreich. Blatt 96, Bad Ischl. – [In:] T. GATTINGER et al.: *Arbeitstagung Geol. Bundesanstalt. Salzkammergut 1976*, **6-26**: Abb. 4-24, Wien.
- SCHAUBERGER, O., ZANKL, H., KÜHN, R. & KLAUS, W. (1976): Die geologischen Ergebnisse der Salzbohrungen im Talbecken von Bad Reichenhall. – *Geologische Rundschau*, **65**: 558-579, Stuttgart.

- SCHLAGER, W. (1967): Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. – Verhandlungen Geol. Bundesanstalt, Jg. 1967: 50-70, Wien.
- SCHLAGER W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66-67**: 165-195, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F., GAWLICK, H.-J. & LEIN, R., (2003): Die Plassen-Formation der Typlokalität (Salzkammergut, Österreich) – neue Daten zu Fazies, Sedimentologie und Stratigraphie. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **46**: 1-34, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F. & GAWLICK, H.-J. (2007): Analysis of Late Jurassic to Early Cretaceous algal debris-facies of the Plassen Carbonate Platform of the Northern Calcareous Alps (Germany, Austria) and in the Kurbnesh area of the Mirdita zone (Albania) – a tool to reconstruct tectonics and paleogeography of eroded platforms. – *Facies*, **53**: 209-227, Berlin Heidelberg.
- SPENGLER, E. (1919): Die Gebirgsgruppe des Plassen und des Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. – Jahrbuch Geol. Reichsanstalt, **68/3-4**: 285-487, Wien.
- SPENGLER, E. (1956): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraums der Decken der Nördlichen Kalkalpen. II. Teil: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen. – Jahrbuch der Geol. Bundesanstalt, **99**: 1-74, Wien.
- SPÖTL, C., LONGSTAFFE, F.J., RAMSEYER, K., KUNKS, M.J. & WIESHEU, R. (1998): Fluid-rock reactions in an evaporitic mélange, Permian Haselgebirge, Austrian Alps. – *Sedimentology*, **45**: 1019-1044, (Blackwell) Oxford.
- 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.
- SUMMESBERGER, H. (1966): Stellungnahme zu einigen Schichtennamen der nordalpinen Mitteltrias („Diploporen“-Gesteine). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **16**: 71-83, Wien.
- SUZUKI, H., WEGERER, E. & GAWLICK, H.J. (2001): Zur Radiolarienstratigraphie im unteren Callovium in den Nördlichen Kalkalpen – das Klauskogelbachprofil westlich von Hallstatt. – *Zentralblatt Geologie Paläontologie*, Teil 1, **2000**: 167-184, Stuttgart.
- SUZUKI, H. & GAWLICK H.-J. (2003): Biostratigraphie und Taxonomie der Radiolarien aus den Kieselsedimenten der Blaa Alm und nördlich des Loser (Nördliche Kalkalpen, Callovium-Oxfordium). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **46**: 137-228, Wien.
- TOLLMANN, A. (1968): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen - Teil 2: Der Mittelabschnitt. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **61**: 124-181, Wien
- TOLLMANN, A. (1976a): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. 1-580, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1976b): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. 1-449, (Deuticke) Wien.

- TOLLMANN, A. (1980): Neuergebnisse über die deckentektonische Struktur der Kalkhochalpen. – Mitt. österr. Geol. Ges., **71/72**: 397-402, Wien.
- TOLLMANN, A. (1981): Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. – Mitt. Österr. Geol. Gesell., **74/75**: 167-195, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2: Außerzentralalpiner Anteil. 1-710, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E. (1970): Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen. - *Geologica et Palaeont.*, **4**: 87-145, Marburg/L.
- VÖRÖS, A. (1991): Hierlitzkalk – a Peculiar Austro-Hungarian Jurassic Facies. – (In: SCHÖNLAUB, H.P., GAAL, G., LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G. & DAURER, A. (Eds.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn, Teil 1), 145-154. (Geologische Bundesanstalt) Wien.
- WÄCHTER, J. (1987): Jurassische Massflow- und Internbreccien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Bochumer geologische geotechnische Arbeiten*, **27**: 1-239, Bochum.
- ZANKL, H. (1967): Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. – *Geologische Rundschau*, **56**: 128-137, Stuttgart.

Anhang

Schliffbeschreibung

Probennr.	Erscheinung im Gelände, Makroskopische Beschreibung	Mikroskopische Beschreibung (Mikrofazies, Inhalt)	Ablagerungsraum	Bezeichnung	Formation
QM 8-1	Roter, massiger Kalk mit Crinoiden und Filamenten	Crinoiden, Radiolarien, Brachiopoden, Ammoniten, Filamente (u.a. Bositra), Ostracoden, Seeigelstachel, Foraminiferen (Involutina liassica, Involutina turgida, Lenticulina sp., Tetrataxiden) Pyritkonkretionen, Styloolithen	kondensierte Fazies Schwelle	Wackestone	Enzesfelder Kalk mit Klauskalk verzahnt
QM 8-2	Roter, massiger Kalk mit Crinoiden und Filamenten	Crinoiden, Seeigelstachel, Filamente, Foraminiferen (u.a. biserial) Schüttungen aus Crinoidenbruchstücken Styloilithen	kondensierte Fazies Schwelle	Wackestone	Enzesfelder Kalk mit Hierlatzkalk verzahnt
QM 9	Roter, massiger Kalk mit Mn/Fe-Knollen	Gastropoden, Crinoiden, Ostracoden, Ammoniten, Spicula, Aptychen, Seeigelstachel, Radiolarien, Foraminiferen (Involutina liassica, Protoglobigerinen, biserial)	kondensierte Fazies Schwelle	Wackestone	Klauskalk
QM 10	Roter Kalk, massig	Filamente (Bositra), Ammoniten, Radiolarien, Gastropoden, Aptychen, Foraminiferen	kondensierte Fazies Schwelle	Wackestone	Klauskalk

QM 11-1	Polymikte Brekzie, massig mit grauen, weißen, roten Kalkkomponenten, von Kalzitadern durchzogen	kieselige Matrix, Styloolithen Komponenten: Oolithische Klaster mit Foraminiferen und Algen (<i>Chianella</i> sp.) (lagunärer Dachsteinkalk), Klauskalk (Bositra, Foraminiferen, Radiolarien), graue Mikritklaster, Crinoidenbruchstücke, Beckensediment-Klaster	Becken	korngestützte polymikte Brekzie	Klauskogelbach-Subformation
QM 11a	Polymikte Brekzie, massig mit grauen, weißen, roten Kalkkomponenten, von Kalzitadern durchzogen	Oolithische Klaster (lagunärer Dachsteinkalk), Klauskalk (Bositra, ...), Adneter Kalk, graue Mikritklaster, Fe/Mn Krusten, Styloolithen, Beckensediment-Klaster	Becken	korngestützte polymikte Brekzie	Klauskogelbach-Subformation
QM 11b	Polymikte Brekzie, massig mit grauen, weißen, roten Kalkkomponenten, von Kalzitadern durchzogen	Korallen, Gastropoden, Foraminiferen, Schwämme, Tubiphyten, Pellets (rhät. Rifkalk) Erosiver Kontakt zu kalkiger-toniger Matrix mit Rotkalkklaster mit Bositra (Klauskalk), Oolithbruchstücke, Mikritklaster, Styloolithen	Becken	Brekzie	Klauskogelbach-Subformation
QM 12a	Megabrekzie heller, weißlicher Kalk in roter, mikritischer Matrix	Foraminiferen (Triasina hantkeni), Gastropoden, Pellets, Onkoide Tonige und mikritisch kalkige Matrix Toniger Zyklus (rosa-gelb-rot)	Primär: Lagune Sekundär: Becken	Grapestone	Klauskogelbach-Subformation: Dachsteinkalk (Komponente der Brekzie)

QM 12b	Megabrekzie heller, weißlicher Kalk in roter, mikritischer Matrix	Pellets, Brachiopodenschalenreste, Ostracoden, Foraminiferen (Triasina hantkeni, biserial), Klaster mit micritic envelopes, sparitische und tonige Matrix mit Filamenten toniger Zyklus (rosa-gelb-rot) Stromatactis	Primär: Lagune Sekundär: Becken	Grapestone	Klauskogelbach- Subformation: Dachsteinkalk (Komponente der Brekzie)
QM 13-1	Megabrekzie heller, weißlicher Kalk in roter, mikritischer Matrix	Stark rekristallisiert, Reste von Korallen, Gastropoden, Filamenten, Foraminiferen, Ostracoden	Primär: Lagune Sekundär: Becken	Grapestone	Klauskogelbach- Subformation Dachsteinkalk (Komponente in Brekzie)
QM 13-2	Megabrekzie heller, weißlicher Kalk in roter, mikritischer Matrix	Gastropoden, Foraminiferen (Triasina hantkeni, biserial), Schwammreste, Brachiopodenschale, Gastropoden, Ostracoden, Klaster mit micritic envelopes tonige Matrix mit Filamenten	Primär: Lagune Sekundär: Becken	Grapestone	Klauskogelbach- Subformation Dachsteinkalk in Klauskalk (Matrix)
QM 44	Rote Kalke mit Crinoiden, Filamente, Gastropoden, Fe(Mn)- Krusten, undeutlich gebankt	Ammoniten, Filamente, Crinoiden, Seeigelstachel, Gastropoden, Ostracoden, Foraminiferen (Involutina liassica, Lenticulina sp., biserial)	kondensierte Fazies Schwelle	Wackestone	Enzesfelder Kalk
QM 45	Weißer, mikritischer Kalk	Rekristallisiert Foraminiferen, Schwämme, Korallen, Pelloide, Riffschutt, tw. inkrustiert	riffnah	Bafflestone	Dachsteinkalk

QM 46	Beiger Kalk mit Ooiden, sonst mikritisch	Ooide, Schwämme, Foraminiferen (Aulotortus sp., Textularia) Korallen mit Mikritkrusten, Gastropoden, Algen mit micritic envelopes, Schüttungen	Lagune	Grainstone	Dachsteinkalk
QM 47a,b,c	Roter Kalk mit weißen, mikritischen Komponenten mit Brekzieneinschaltung	Rekristallisiert, tonig, mikritische Klaster, Schalenreste, Seeigelstachel, Foraminiferen Klast: Kössener Schichten	Lagune	Bindestone	Dachsteinkalk
QM 48	Weißer, mikritischer Kalk (aus Bank über Brekzie)	rekristallisiert Foraminiferen (Textularien, Rotaliida), Schwammreste, Schalenreste (Gastro- und Brachiopoden), Pellets, Korallen	Plattform	Packstone	Dachsteinkalk
QM 49	Grauer Dolomit	Geklüfteter, feinkörniger Dolomit mit dunkelgrauen Spaltenfüllungen (im Auflicht gelb)	Becken		Pötschendolomit
QM 50	Roter Kalk mit Crinoiden, Filamenten undeutlich gebankt bis massig	Crinoiden, Filamente, Ammoniten, Foraminiferen, Ostracoden, Schalenbruchstücke (Brachiopoden) Mikritische Matrix	kondensierte Fazies Schwelle	Packstone	Hierlatzkalk
QM 52	Weißer Kalk mit rosaroter Matrix aus Crinoidengrus	Oolithklaster, Pellets, Foraminiferen (Triasina hantkeni) Crinoidengrus als Matrix	Primär: Lagune Sekundär: Becken	Wackestone	Dachsteinkalk mit Vilsener Kalk (Matrix)

QM 53	Rosaroter Spatkalk (Crinoidengrus), als Matrix zwischen Blöcken aus weißem Kalk	Crinoidenbruchstücke, Foraminiferen (biserial), Filamente Sparitzement	Becken	Grainstone	Vilser Kalk
QM 54	Brekziöser, grauer Dolomit mit grünlichen, tonigen Flatschen	Kataklastit Graue, feinkörnige, eckige Dolomitklasten in dunkler (bräunlicher) Dolomitmatrix	Becken	Kataklastit	Pötschendolomit
QM 55	Brekziöser Dolomit, synsedimentär, monomikt Kataklastit	Grauer Dolomit, monomikt brekziös, rekristallisierte Schalenreste (Halobien) homogen	Becken	Kataklastit	Pötschendolomit
QM 56	Weißbeiger, mikritischer Kalk als Komponente in radiolaritischer Matrix	Stark rekristallisiert Crinoiden, Korallenreste	Slope	Wacke- Packstone	Pedatakalk
QM 57	Beige/hellgrauer Kalk, mikritisch, massig	rekristallisiert Foraminiferen, Schwammreste, Pelloide, Ooide, Tubiphyten Sparitzement	Plattform	Grainstone	Dachsteinkalk
QM 58	Mittelgrauer Dolomit	Bräunlich/grauer feinkörniger Dolomit, polymikt brekziös, synsedimentär	Becken	Brekzie	Pötschendolomit

QM 59a,b,c	Grobe Brekzie in stark toniger/mylonitisierter Umgebung Starke tektonische Beeinflussung	Gastropoden, Crinoiden, Spicula, Radiolarien, Foraminiferen, Ostracoden, Aptychen, Schwamm, Korallen, Hornsteine/Cherts, Pelsparit, Klaster (Wackestone): Radiolarien, Filamente (graue Beckenfazies?) Mikritische Matrix, Inkrustierungen	Plattform	Floatstone	Lärchbergkalk
QM 78	Hellgrau, grünlicher Kalk mit Tonflatschen (rot, grün)	Radiolarien, Filamente, Spicula, Ostracoden, Crinoidenbruchstücke, Foraminiferen (biseriell), grünlich/braune Tonflatschen Mud- bis Wackestoneklaster	Becken	Mud- bis Wackestone	Hallstätter Kalk Massiger Hellkalk
QM 89	Roter, grünlicher, beige/bräunlicher Kalk, mikritisch mit Filamenten und Radiolarien, massig	Rekristallisierte Radiolarien, Spicula, Ammoniten, Ostracoden, Filamente, Styloolithen, Ton	Becken	Mud- bis Wackestone	Roter Hallstätter Kalk Hangendrotkalk
QM 91	Beige, rötlich, gelbe Kalke, mikritisch mit Tonanteil, wenige Filamente	Radiolarien, Spicula, Filamente, Foraminiferen, Styloolithen	Becken	Mudstone	Hallstätter Kalk Massiger Hellkalk
QM 92	Heller, mikritischer, beiger Kalk	Ammoniten (juvenil), Foraminiferen (Pseudotaxis inflata, Nodosaria sp., Ophthalimidium sp, Quinqueloculina sp.) Crinoiden, Gastropoden, Pellets, Ostracoden, Radiolarien, Holothurien	Slope	Pack- bis Floatstone	Pedatakalk

QM 93	Dolomit, mittelgrau, feinkörnig	Stark geklüfteter Dolomit, homogen Rekristallisierte Filamente	Becken		Pötschdolomit
QM 105	Roter Kalk mit grünen Tonflatschen, mikritisch	Filamente (in Nestern), Radiolarien, Ammonit Bioturbation	Becken	Wackestone	Hallstätter Kalk Hangendrotkalk
QM 106	Gelblich/beiger Kalk, mikritisch, stark von Kalzitadern durchzogen	Brekzie, Matrix rotbraun, kieselig, Komponenten: Foraminiferen (Aulotortus sp., Milioliden), Riffbildner (Korallen, Schwammreste) mikritische Matrix, Tubiphyten	Slope	Grainstone	Pedatakalk
QM 107	Rosa/bräunlicher Kalk mit Filamenten	Rekristallisiert, Radiolarien, Filamente, Ostracoden, Crinoiden, Foraminiferen, stark geklüftet (Kalzit)	Slope	Mud- bis Wackestone	Pötschenkalk mit Riffdetritus
QM 108	Beige/gräulicher Kalk mit Pellets grobkörnig	Crinoiden, rekristallisierte Radiolarien, Filamente, Ostracoden, Schalenreste, polymikt brekziös, Anzeichen beginnender Dolomitisierung	Slope-Becken	Brekzie (Wacke- bis Packstone Klaster)	Pötschenkalk
QM 109	Rötlich/rosa Kalk, mikritisch, gebankt im dm-Bereich	Radiolarien, Ammoniten, Filamente, Foraminiferen, Subsolution (Fe/Mn Styrolithe), geschichtet	Becken	Mud- bis Wackestone	Hallstätter Kalk Hangendrotkalk

QM 110	Bräunlichgrauer Kalk, Komponenten (Pellets) erkennbar	Rekristallisiert Pellets in Spinit, Crinoidenbruchstücke (Saccocoma), Foraminiferen (biserial), Seeigelstachel, Ostracoden	Becken	Wacke- bis Grainstone	Saccocomakalk
QM 111	Beige/grünlicher Kalk, mikritisch mit grünen Tonflatschen	Crinoidenbruchstücke, Filamente, Radiolarien, Pelletklasten, tonige Matrix Klasten (Grain-, Wacke-, Packstone)	Slope	Brekzie	Pedatakalk
QM 112	Heller, beiger Kalk, Radiolarien, Filamente	Große Radiolarien (Spumelarien und Nasselarien), Filamente, Crinoiden, Ostracoden, Brachiopodenschalenreste Dolomitklasten	„Vor-Slope“	Wackestone	Pötschenkalk mit Riffdetritus
QM 113	Weiß/beiger Kalk mit grünen Tonflatschen, Radiolarien, Filamenten	Crinoiden in grauer, mikrit. Matrix Ostracoden, Radiolarien (überwiegend Spumelarien) in mikritischer Matrix, rekristallisiert Foraminiferen, Pellets, Schalenreste in sparitischer Matrix (Grainstone erodiert Wackestone)	Tiefer Slope	Wackestone Grainstone	Übergang Pötschen- zu Pedatakalk
QM 114	Weißer Dolomit	Hellgrauer Dolomit, monomikt brekziös, porös, Pyritausfällungen, Anzeichen von Migration von Kohlenwasserstoffen	Becken	Brekzie	Pötschendolomit

QM 115	Hellgrauer Kalk mit Fossilem Inhalt	Rekristallisiert Schalenreste (Brachiopodenschalen, dickschalig, Megalodonten), Pellets, Foraminiferen (Aulotortus sp.)	Flachwasser	Grainstone	Oberkarn. Kalk (Pötschenschichten?)
QM 116	Weiß/rosa Kalk mit grünen Tonen, mikritisch, teilweise brekziöses Erscheinungsbild	Radiolarien, Filamente, Foraminiferen Ostracoden, Korallen, Gastropoden, rekristallisierte Riffbildner (Schwammreste) rötliche Tonflatschen, Rekristallisiert, brekziös	Oberer Slope	Brekzie mit Ton, Mud- und Wackestone	Pedatakalk mit DK-Riffschüttungen (höchster Anteil)
QM 117	Bräunlich, grauer Dolomit mit Kalzitadern	homogen, monomikt brekziös, Radiolarien, Styolithen, dunkelgraue Matrix, Klaster heller als Matrix	Becken	Kataklastit	Pötschendolomit
QM 118	weißlicher Kalk mit Filamenten und grünliche Tonflatschen	Stark rekristallisiert Vereinzelt Foraminiferen, Pellets, Crinoiden, Algenreste, Sparitzement	Slope	Grainstone	Pedatakalk
QM 119	Weißer Kalk, mikritisch	Foraminiferen (Triasina hantkeni), Schwämme, Pellets, tonige Flatschen, Algen (Chianella sp.), Gastropoden, Inkrustierung Matrix mit rotbraunem Mikrit	Offene Lagune - Backreef	Pack- bis Grainstone	Dachsteinkalk (DK)
QM 120	Hellbrauner Kalk, grobkörnig, Komponenten (Ooide) erkennbar	Clypeina jurassica, Salpingoporella sp., Nautiloculina oolithica, Pellets, Gastropoden, Foraminiferen, Schalenreste (Gastropoden) Mikrobielle Krusten, mikritische Matrix	Plattform	Wackestone	Lärchbergkalk

QM 121	Bräunlicher Dolomit, feinkörnig	feinkörniger Dolomit, hellgrau	Becken		Pötschendolomit
QM 122	Weißer Kalk mit roten Schlieren und Pellets	Pellets, rekristallisierte Riffbildner, Foraminiferen, fasrige Schalenreste, Sparit- und Mikritzement, Inkrustierungen	Slope	Floatstone	Pedatakalk
QM 123	Grauer Kalk mit Radiolarien	Filamente, Radiolarien, Ostracoden, Foraminiferen (Aulotortus sp.) rekristallisiert	progradierende Plattform	Wacke- bis Packstone	Pedatakalk