

Zur Geologie des Raumes Hütteneckalm–Sandlingalm–Blaa-Alm (Salzkammergut, Österreich) mit kritischen Anmerkungen zur Sandlingalm-Formation

GERHARD W. MANDL*

10 Abbildungen, 8 Tafeln

*Nördliche Kalkalpen
Hallstätter Zone
Olistolithe
Oberjura
Sandlingalm-Formation
Radiolarit-Gruppe
Radiolarienzonen*

*Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 96 Bad Ischl*

Inhalt

Zusammenfassung	33
Abstract	34
Einleitung	34
Schichtfolge und Biostratigraphie	35
Gesteine der Trias und des Unterjura	35
Gesteine der Radiolarit-Gruppe	39
Olistolithe und Klastika	39
Radiolarienzonen und das zeitliche Einsetzen der Radiolarit-Gruppe	41
Zeitlicher Umfang der Radiolarit-Sedimentation	49
Gesteine des höheren Oberjura	49
Jurassische und jüngere tektonische Bewegungen	50
Diskussion der Ergebnisse	52
Tafeln	56
Dank	72
Literatur	72

Zusammenfassung

Im dargestellten Raum liegen Gesteine der pelagischen Hallstätter Fazies in Form einer früh oberjurassisch Platz genommenen Großgleitmasse – der Goisern-Aussee-Decke – in kieseligen jurassischen Beckensedimenten über der tief abgesunkenen, triassischen Dachstein-Karbonatplattform. Dem nördlichen Deckenrand vorgelagert, finden sich davon losgelöste Schollen, die als bis zu Kilometer große Olistolithe und vereinzelt Brekzienkörper im Radiolarit einsedimentiert liegen. Dazwischen liegen aber auch Olistolithe, lange Brekzienzüge und turbiditische Resedimente aus Gesteinen des Dachstein-Faziesraumes (Dachsteinkalk und Kössen-Formation sowie jurassische Rot- und Graukalke/Mergel), die aus den nördlichen und östlichen Flanken des Radiolaritbeckens hergeleitet werden können.

Es wird eine Zusammenschau sowohl aus neuen, als auch bereits publizierten litho- und biostratigraphischen Daten präsentiert, welche die jeweilige Zuordnung der Olistolithe und Brekzienkörper zu einem dieser beiden Herkunftsgebiete belegen. Dabei wird erkennbar, dass Olistolithe und Brekzienkomponenten sich nicht entsprechend ihrer Herkunft auf jeweils nur eine Seite einer hypothetischen miozänen Seitenverschiebung beschränken lassen, welche zwei ursprünglich getrennte Radiolaritbecken (Tauglboden-Becken im Norden, Sandlingalm-Becken im Süden) in ihre heute benachbarte Lage gebracht haben soll. Die neuerdings als Sandlingalm-Formation definierte Sedimentfüllung des südlichen dieser beiden hypothetischen Becken soll sich ja durch Olistolithe und Klastika aus dem Hallstätter Faziesraum auszeichnen, die im nördlichen Becken fehlen sollen – GAWLICK et al. (2007, 2009). Die nun im aktualisierten Kartenbild erkennbare, räumlich stark „durchmischte“ Anordnung der Olistolithe aus beiden Herkunftsgebieten, bietet aber keinen Raum für eine trennende Seitenverschiebung und lässt nur eine Erklärung als Füllung eines einzigen Radiolaritbeckens zu.

Als weiteres Argument für die ursprüngliche Existenz zweier Radiolaritbecken wird in der Literatur der zeitlich unterschiedliche Beginn ihrer Radiolarit-Sedimentation angeführt. Eine aktualisierte Zusammenstellung der über Jahre hinweg mehrfach veränderten Radiolarien-Zonierung des kalkalpinen Mittel- und Oberjura wird vorgelegt. Eine darauf Bezug nehmende Revision der Alterseinstufung bisher publizierter Radiolarienassoziationen lässt keinen zeitlichen Unterschied in den Faunen aus dem basalen Radiolarit im Raum zwischen Fludergraben und Blaa-Alm erkennen.

Der Begriff „Sandlingalm-Formation“ sensu GAWLICK et al. (2007, 2009) verliert damit in der Typusregion seine Definitionsmerkmale und ist somit obsolet. Die betreffende kieselig-radiolaritische Abfolge mit Olistolithen und Brekzien kann der Strubberg-Formation zugeordnet werden.

* GERHARD W. MANDL: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. gerhard.mandl@geologie.ac.at

Geology of the Area Hütteneckalm–Sandlingalm–Blaa-Alm (Salzkammergut, Austria) with Critical Remarks on the Sandlingalm Formation

Abstract

In the studied area a sequence of Permo-Triassic sedimentary rocks of the pelagic Hallstatt facies has been transported as a giant Jurassic sliding mass – the so called Goisern-Aussee-Nappe – into a Jurassic basin, situated above the drowned Triassic Dachstein carbonate platform. Several blocks up to kilometer scale became separated from the nappe front and are resting now as large olistolites accompanied by breccias within a cherty radiolaritic matrix of Late Jurassic age. Additional olistolites, breccias and turbidites originate from the basin margins and consist of Triassic Dachstein limestone and Kössen Formation, as well as Jurassic red and grey limestones and marls.

An overview on new as well as on published litho- and biostratigraphic data is presented to document the origin of most of the olistolites and breccias. Aims of this investigation is to test a recently published hypothesis on the existence of two originally separated radiolarite basins, which came into their recent neighbouring position by a Miocene strike slip fault. A northern "Tauglboden basin" should contain only olistolites and breccias from the Dachstein facies realm, while the southern "Sandlingalm basin" is thought to contain the olistolites and breccias from the Hallstatt facies realm – GAWLICK et al. (2007, 2009). As visible now in the actualized geological map, there is no geometrical possibility for a strike slip fault, separating the mixed olistolites and breccias in the above mentioned way. They must have been deposited all in the same radiolarite basin.

As a second argument for originally two basins a different age of the beginning of radiolarite sedimentation has been stated, based on radiolarian stratigraphy. Several changes in the radiolarian zonation for the Middle and Upper Jurassic of the Calcareous Alps have been made during about the last ten years. A summary of these changes is used for an evaluation of the published faunas. These revisions of age data doesn't give any hint for different ages of the basal radiolarites in the area between Fludergraben and Blaa-Alm.

The term "Sandlingalm Formation" sensu GAWLICK et al. (2007, 2009) is therefore losing its diagnostic features at the type region, it becomes invalid. The cherty-radiolaritic sequence with its polymict olistolites and breccias can be assigned to the Strubberg Formation.

Einleitung

Mit der geologischen Aufnahme des Kartenblattes ÖK 96 Bad Ischl, die im Wesentlichen in den 1970er Jahren erfolgt war, wurde auch die alte Streitfrage nach der Beziehung zwischen den Hallstätter Gesteinen und ihrem Rahmen aus Flachwasserkarbonaten (Wettersteinkalk/-dolomit, Dachsteinkalk) wieder virulent. SCHÄFFER (1976: Abb. 21, 22) stellte dazu sein Modell eines jurassischen Gleitschollenbaues vor, der die ursprüngliche, triaszeitliche Anordnung der Ablagerungsräume drastisch umgestaltet haben soll. Ein ähnliches Bild hatte kurz zuvor PLÖCHINGER (1974, 1976) für den Hallein-Berchtesgadener Raum entworfen. Gleitrichtung (Eingleiten großer Karbonatplattformareale nach Süden über Hallstätter Gesteine) und früher Zeitpunkt (Pliensbachium) des SCHÄFFER'schen Modells stießen allerdings auf Ablehnung, da sie u.a. mit der geologischen Situation in angrenzenden Gebieten unvereinbar waren. Das Phänomen Gleittektonik selbst fiel aber auf fruchtbaren Boden, da sich damit viele Beobachtungen endlich befriedigend erklären ließen. Mit einigen Modifikationen entwickelte sich daraus schließlich ein Modell jurassischer Gleittektonik, wie es TOLLMANN (1981, 1985, 1987) skizzierte. Die Gesteine des ursprünglich südlich der triassischen Seichtwasser-Plattform beheimateten Hallstätter Faziesraumes wurden samt ihrem permischen Evaporitsockel in Form von mehr oder minder großen (Gleit-)Decken und davon losgelösten Olistolithen nach Norden in die jurassischen Radiolaritbecken verfrachtet, die sich über den tief abgesunkenen Triasplattformen (und lokalen Intraplattform-Becken?) gebildet hatten. Die zeitliche Stellung der Kieselgesteine und damit auch das Alter der Gleitbewegungen stützte sich auf Ammonitenfunde aus dem Fludergraben bei Aussee, welche die unterlagernde Klaus-Formation in das oberste Callovium und damit den Radiolarit +/- in den basalen Oberjura (Oxfordium) einstufen konnten – vgl. MANDL (1982). Die geologische Kartendarstellung des Blattes Bad Ischl (SCHÄFFER, 1982) hatte dann diese Daten im Legendentext der Grünanger Schichten („Pliensbach-?Oxford“) wenn auch mit Vorbehalt berücksichtigt.

Mit einer Neubearbeitung der Lammerzone durch GAWLICK (1996) und dem folgenden Aufbau einer Radiolarienstratigraphie für den Jura im Mittelabschnitt der Nördlichen

Kalkalpen durch die Arbeitsgruppe um GAWLICK und SUZUKI wurde dieser Themenkreis erneut aufgerollt und so manches in Frage gestellt, so auch die „klassische“ kalkalpine Deckengliederung im Salzkammergut – vgl. FRISCH & GAWLICK (2001, 2003); GAWLICK & FRISCH (2003). Der verbesserte Einblick in den stratigraphischen Umfang, insbesondere der kieseligen Gesteinsabfolgen, führte zur Abgrenzung verschiedener Jurabecken und zur Aufstellung neuer Formationsbegriffe – siehe z.B. GAWLICK et al. (1999, 2002, 2003, 2009).

Für den Nordrahmen der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischl und Bad Aussee gaben nun kürzlich GAWLICK et al. (2007, 2010, 2012) eine Neudeutung der geologischen Verhältnisse, die sich wesentlich von den bisherigen Auffassungen unterscheidet, und die auch nicht so ohne Weiteres mit dem einzigen derzeit verfügbaren geologischen Kartenbild von Bad Ischl (SCHÄFFER, 1982) kompatibel ist. So sollten die kieseligen Gesteine nördlich von Raschberg und Sandling zwei unterschiedlichen Radiolaritbecken angehören und erst durch eine jüngere Seitenverschiebung (GAWLICK et al., 2007: Abb. 4) in ihre heutige benachbarte Lage gekommen sein.

Aus eigener Geländeanschauung waren ebenfalls schon längere Zeit etliche Mängel am SCHÄFFER'schen geologischen Kartenbild bekannt. Insbesondere die dort dargestellte stratigraphische Zuordnung der zahlreichen „Schollen“ triassischer bis unterjurassischer Gesteine im Radiolarit schien im Lichte der Neudeutung GAWLICKS überprüfenswert. Die jeweilige Herkunft dieser Olistolithe und Brekzien aus dem Dachstein- bzw. dem Hallstätter Faziesraum wurde ja unter anderem als kennzeichnend für die Zuordnung der umgebenden Kieselgesteine zur Tauglboden-Formation bzw. zu einer neu definierten Sandlingalm-Formation erachtet.

Die folgenden Ausführungen beziehen sich auf einen aktualisierten Kartenausschnitt des Großraumes zwischen Hütteneckalm und Blaa-Alm (siehe Abb. 1 und 2), der zwar auf der Karte von SCHÄFFER (1982) aufbaut, in Teilbereichen aber Veränderungen entsprechend eigener Kartierungen aus den Jahren 1979, 1980 und 2009 aufweist. Dazu werden die verfügbaren biostratigraphischen Daten sowohl aus der Literatur, als auch aus eigenem Probenmaterial

zusammengeführt und im Hinblick auf die Berechtigung der Abgrenzung einer Sandlingalm-Formation diskutiert.

schen Gleittektonik dar, da hier in breiter Front die Trias- und Juragesteine des Totengebirge-Westrandes und die Gesteine der Hallstätter Schichtfolge aneinander grenzen und ihre Lagebeziehung zueinander studiert werden kann.

Schichtfolge und Biostratigraphie

Gesteine der Trias und des Unterjura

Der Nordrand des Raschberg-Sandling-Gebietes stellt eine der Schlüsselstellen für das Phänomen der jurassi-

Die **Hallstätter Schichtfolge** beinhaltet neben den überwiegend bunt gefärbten Hallstätter Kalken auch noch die permischen Evaporite, untertriassische Siliziklastika der Werfener Schichten und unter- bis mittelanischen Gu-tensteiner- und Steinalm-Kalk bzw. Dolomit. Zeitgleich zu

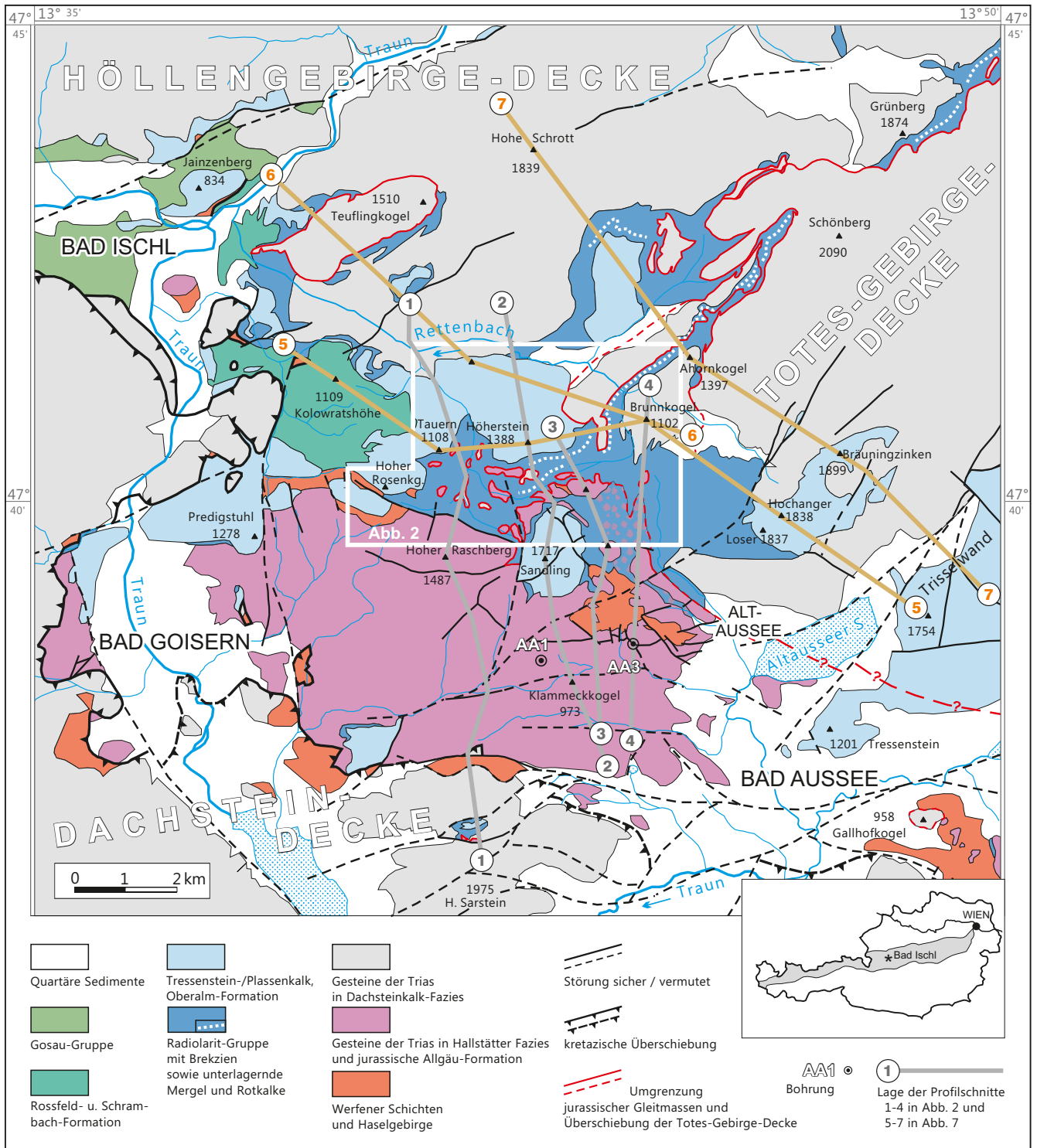


Abb. 1. Geologisch-tektonische Übersicht des Salzkammerguts zwischen Bad Ischl und Bad Aussee mit Lage der Detailkarte (Abb. 2) und der Profilschnitte in den Abbildungen 2 und 7.

Die Nummern und großteils auch die Farben der Schichtglieder entsprechen jenen in der Geologischen Karte Blatt 96-Bad Ischl (SCHÄFFER, 1982). Die Bezeichnung der Schichtglieder wurde an die Stratigraphische Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) angepasst.

- Störung (sicher, vermutet)
 - Abschiebung (nur in der Karte)
 - Kretaizische Überschiebungsfäche, D=Dachstein-Decke (nur in den Profilschnitten)
 - Umgrenzung jurassischer Gleitmassen und basale jurassische Gleitfläche der Goisern-Aussee-Decke (GA)
 - Bohrung
 - Grubengebäude des Bergbaues Altaussee (schematisch) mit Zentralschacht
 - Erstollen (Durchstichpunkt in der Schnittebene)
 - Tiefenerstreckung des Haselgebirges durch Untertagebohrungen nachgewiesen
- Lage der gesamten Schnittlängungen siehe Abb. 1
- Kriekstelle im Schnittverlauf

	Quartär
	Schwemmflächen
	Vernässung
	Hochmoor
	Hangschutt
	Erosionskante
	Blockwerk, Felssturz
	Grundmoräne (Wülm-Hochglazial)
	Jura
	Tressensteinkalk und Plassenkalk des Sandling
	Oberalm-Formation
	Radiolarit-Gruppe mit Brekzien aus der Dachstein- bzw. Hallstätter-Fazies
	„Algau-Formation“ (mergelig)
	Rotkalk (Hierlatzkalk, Adnet-, Klaus-Formation)
	Trias
	in Dachsteinfazies
	Dachsteinkalk
	Kössen-Formation
	Dachsteinkalk dolomitisiert („Plattenkalk“)
	Hauptdolomit
	Nordalpine Raibler Schichten
	Wettersteindolomit (inkl. basaler Gutenstein-Formation)
	Werfener Schichten
	in Hallstätter Fazies
	Ziambach Schichten
	„Pedataschichten“
	Pölschenkalk
	Hallstätter Kalk (obertriassisch)
	Reingrabener Schiefer
	Hallstätter Kalk und Hornsteinkalke (mitteltriassisch)
	Gutenstein-Formation
	Werfener Schichten
	Perm
	Haselgebirge

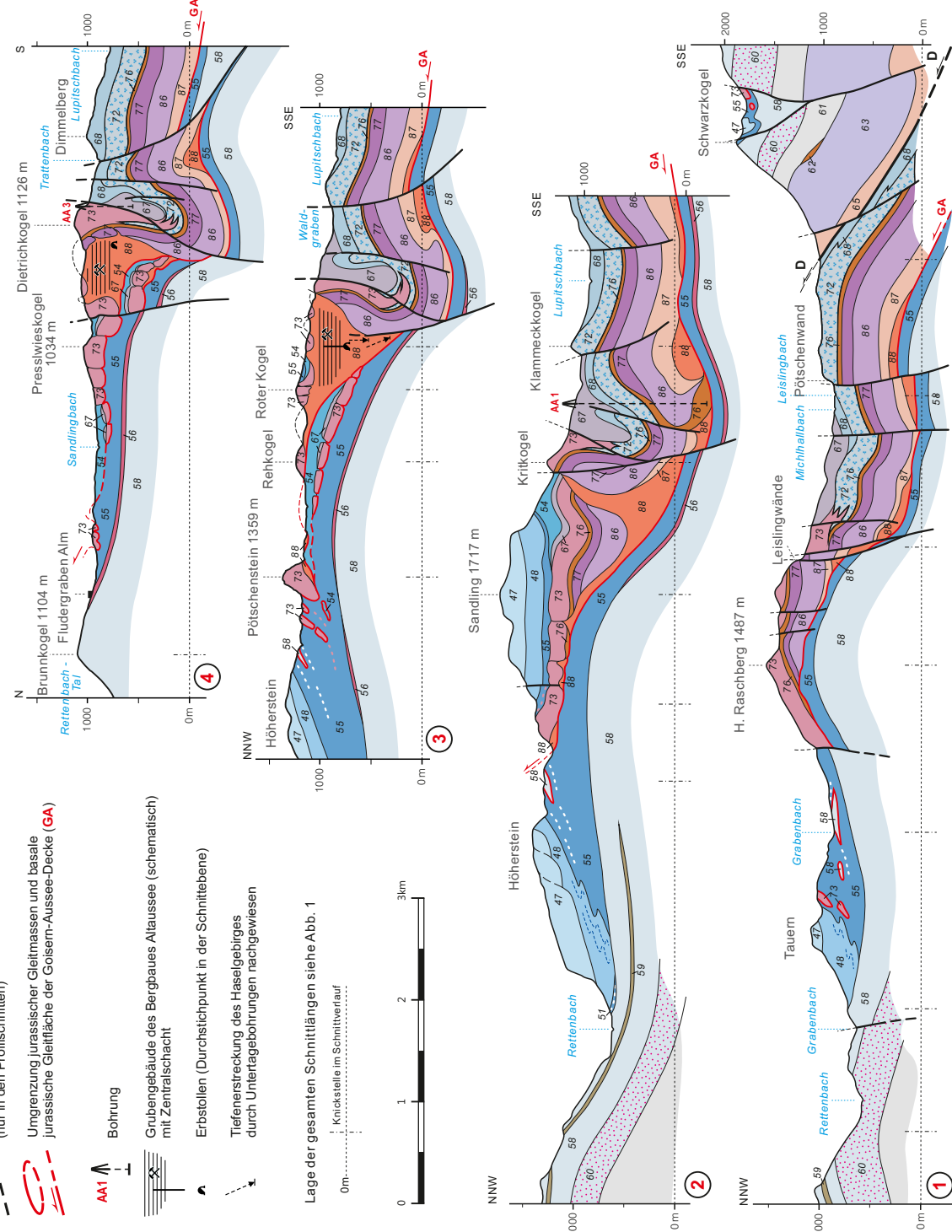


Abb. 2. Geologische Karte und Profilschnitte im Bereich Hüttenekalm–Sandlingalm–Blaa-Alm (Salzkammergut).

den Hallstätter Kalken und mit diesen lateral durch Übergänge verbunden, wurden auch graue Hornsteinkalke abgelagert, deren oberanisische bis unterkarnische Anteile als Reifling-Formation und deren oberkarnische bis unterrhätische Anteile als Pötschenkalk bezeichnet werden. Im Rhätium wurden bunte und graue Kalke von den mergeligen Zlambach Schichten überdeckt.

Eine weitergehende Untergliederung der Hallstätter Schichtfolge geht auf SCHLAGER (1969) zurück, erweitert und modifiziert bei KRYSSTYN (1974: Abb. 1) und MANDL (2000: Fig. 6), chronostratigraphisch aktualisiert bei KRYSSTYN (2008: Fig. 3). Im Kartenausschnitt der vorliegenden Arbeit (Abb. 2) wurde auf eine detaillierte Untergliederung verzichtet, da die derzeit verfügbaren Daten keine durchgehende Kartendarstellung ermöglichen; es werden nur generell mittel- und obertriassische Hallstätter Kalke unterschieden.

Die Nordflanke des Raschberges (vgl. SCHÄFFER, 1982) besteht hauptsächlich aus norischem bis unterrhätischem „Massigem Hellkalk“ und „Hangendrotkalk“, ein derzeit nur schematisch abgegrenzter Teil des Hellkalkes SE´ der Hüttenekalm ist in die Mitteltrias zu stellen, wie eine mitelanisische Conodontenfauna mit *Nicoraella kockeli* aus den Bankkalken am Fuße der Kleberwand (knapp südlich des dargestellten Kartenausschnittes) belegt.

Auch die Olistolithe im Radiolaritgebiet nördlich des Raschberges und rund um den Nordfuß des Sandling (1.717 m) sowie des Pötschenstein (1.359 m) bestehen überwiegend aus diesen beiden Hallstätter Kalktypen, gelegentlich mit Beteiligung von karnischem „Rotem Bankkalk“. Ältere Anteile sind auf der Beerenleiten überliefert („Graugelber Bank- und Massenkalk“, Probe 09/B04, lokal auch „Roter Knollenflaserkalk“). Ganz vereinzelt wurde aus dem Sandling-Umfeld ohne genauere Ortsangabe über anisische Anteile berichtet (WEGERER et al., 2001: Proben EW 4(2), EW 16). Der Millbrunnkogel mit seinen klassischen Ammonitenfundpunkten beinhaltet auch noch unter- bis mitelanisische Dolomit. Gips führende Haselgebirgstone der Salzlagerstätten und bunte Werfener Schichten kommen in Aufbrüchen am Südrand der Zwerchwand und des Rosenkogels zu Tage und begleiten in geringem Ausmaß auch die Hallstätter Kalke im Hinteren Sandlinggraben und bei den Sandling-Almen.

Mergelige Zlambach Schichten des Rhätium besitzen ausgedehnte Verbreitung von der Hüttenekalm ausgehend gegen Südwesten im Stambachgraben und in den Zlambachgräben. Ein kleines Vorkommen zusammen mit jurassischen Fleckenmergeln konnte im Hüttenekalmgraben (Oberlauf des Grabenbaches) mit Mikrofossilien belegt werden (Probe 79/62). Dieses dürfte bereits eine Gleitmasse im Radiolarit darstellen. Drei kleine Vorkommen von Zlambach Schichten sind in der Karte von SCHÄFFER (1982) auch im Oberlauf des Sandlingbaches eingetragen. Sie wurden in die Karte (Abb. 2) übernommen, sind aber bisher nicht (mikro-)paläontologisch verifiziert.

Im Unterjura gehören zu der Hallstätter Schichtfolge auch noch graue Fleckenmergel und -kalke, die in der Kartendarstellung bei SCHÄFFER (1982) als „Allgäuschichten (kalkig-mergelig)“ bezeichnet sind. Sie sind bei der Hüttenekalm und im Grabenbach mit Zlambach Schichten vergesellschaftet. Sie alle dürften wie das fossilbelegte Vorkommen im Fludergraben (Proben 79/04, 40; Toarcium) als Gleitmassen im Radiolarit stecken. Ein großfläch-

ges Vorkommen, welches im Sandlingbach auch die drei erwähnten Areale mit Zlambach Schichten enthält, bezeichnet SCHÄFFER (1982) auf der Nordostseite des Sandling. Seine Ausdehnung wurde in der geologischen Karte (Abb. 2) übernommen und schematisch als **eine** zusammenhängende Gleitmasse dargestellt, wenngleich GAWLICK (mündl. Mitt.) auch aus diesem Areal punktuell Radiolarienfaunen jüngerer Alters gewinnen konnte. Möglicherweise ist die Masse in einen Schwarm isolierter Schollen im Radiolarit aufgelöst, wie in Abbildung 1 graphisch angedeutet. Mikrofaziell typisch für diese Fleckenmergel und -kalke ist ihr hoher Gehalt an kieseligen Schwammnadeln (siehe Tafel 5/ Fig. 1).

Die **Schichtenreihe Hauptdolomit/Plattenkalk – Dachsteinkalk – Kössen-Formation** kennzeichnet die triassische Gesteinsabfolge der Hohen Schrott und des westlichen Toten Gebirges (Schönberg, Loser). Ältere Gesteine – das dünne Band der Nordalpinen Raibler Schichten und der mächtige Wettersteindolomit/-kalk – kommen erst weiter im Nordwesten im Höllengebirge bzw. im Nordosten im Umfeld von Offensee und Almsee an die Oberfläche. In der Kartendarstellung in Abbildung 2 ist der Dachsteinkalk insbesondere im Rettenbachtal und am Brunnkogel (1.104 m) aufgeschlossen.

Folgt man der Grabenbach-Forststraße vom Rettenbach gegen Süden, so quert man vorerst eine Kalk/Dolomitwechselfolge, die bei SCHÄFFER (1982) als „Dachsteinkalk dolomitisiert (Plattenkalk)“ bezeichnet ist. 0,5 bis 2 m mächtige Kalkbänke werden durch etwa 0,5 m mächtige, gelblich anwitternde Dolomitbänke voneinander getrennt. Ab der Einmündung des Mehlsackgrabens in das Grabenbachtal liegt dann nach Süden lagunärer Dachsteinkalk ohne Dolomitzwischenlagen vor.

Die jüngsten Schichtanteile fehlen im Grabenbachtal, sie sind erst an den beiden Flanken der Rettenbach-Antiklinale nördlich der Höhersteinwand und im Rettenbach-Unterlauf wieder erhalten: Dunkle, tonreiche, beim Anschlagen z.T. bituminös riechende Mergelkalke mit vereinzelt Lumachelle-Lagen sind als wenige Meter mächtige Lage den Dachsteinkalkbänken zwischengelagert und stellen die südlichsten Ausläufer der Hochalm-Subformation der Kössen-Formation dar. Darüber folgt nochmals ein bis zu 100 m mächtiges Paket von Dachsteinkalk, das gelegentlich ästige Korallenstöcke zeigt.

Am Brunnkogel sind diese hangendsten Korallenkalke teilweise bunt gefärbt und werden dann – lokal sichtbar an einer scharfen Grenze (MANDL, 1982: Taf. 1/ Fig. 3) – von Hierlatzkalk überlagert – vgl. Tafel 6/ Fig. 10. Ammoniten sind aus diesem gebankten, roten Crinoidenkalk bislang nicht beschrieben, der genaue Altersumfang ist daher nicht bekannt. Die Abgrenzung zum darüber folgenden Rotkalk der Klaus-Formation ist schwer fassbar, da auch dieser crinoidenreiche Lagen aufweist. Einzig makroskopisch fassbarer Unterschied dürfte das Auftreten von dunklen Fe/Mn-Krusten und -Knollen sein – vgl. Tafel 6/ Fig. 8. Diese treten auch im mikroskopischen Maßstab als Umkrustung von Bioklasten, als winzige Konkretionen oder als resedimentierte Bruchstücke in größerer Zahl auf und verleihen dem Gestein gegenüber dem typischen Hierlatzkalk eine andere, ins Bräunliche bis Violette verschobene Rotfärbung. Biofaziell auffällig ist das massenhafte Auftreten von Protoglobigerinen. Diese planktonischen Foraminiferen weisen in den Kalkalpen drei Akme-Bereiche auf, im

Toarcium, im Aalenium–Bajocium und im Callovium–Tithonium, wobei im ersteren und letzteren Bereich kleinwüchsige Formen mit einschichtigen Kammern typisch sein sollen (WERNLI, 1988). Zu dieser Gruppe gehören auch die Formen im Rotkalk der Fludergrabenalm – vgl. Tafel 6/ Fig. 9. Konkrete Altersaussagen ermöglichen erst die Ammoniten im hangendsten Abschnitt des Rotkalkes (Probepunkt 80/128), aufgeschlossen im Bachbett des Fludergrabens, knapp unter der Grenze zum Radiolarit. *Euaspidoceras* sp. und *Holcophylloceras zignodianum* sprechen infolge des kurzen Überschneidungsbereiches ihrer langen Reichweiten durch ihr gemeinsames Auftreten für eine Einstufung des Hangendabschnittes der Klaus-Formation im Fludergraben in das (oberste) Callovium. Darüber folgt anfangs roter (ca. 2,5 m mächtig), dann dunkelgrauer Radiolarit – vgl. Tafel 6/Figs. 4–5. In diesen sind in weiterer Folge turbiditische Lagen, Brekzienzüge und Olistolithe karbonatischer Gesteine eingeschaltet. Diese sollen im Folgenden detaillierter besprochen werden.

Gesteine der Radiolarit-Gruppe

Olistolithe und Klastika

In den kieseligen Gesteinen nördlich von Raschberg und Sandling stecken eine ganze Reihe von langgestreckten Brekzienkörpern und große Olistolithe, hauptsächlich triassischer, untergeordnet auch jurassischer Gesteine.

GAWLICK et al. (2007, 2010) wollen aufgrund der unterschiedlichen Herkunft dieser klastischen Einlagerungen die Kieselgesteine zwei unterschiedlichen Jura-Becken zuordnen: einem nördlichen Becken mit Tauglboden-Formation (mit Klasten aus dem Dachstein-Faziesraum) und einem südlichen Becken mit der neu definierten Sandlingalm-Formation (mit Klasten aus dem Hallstätter Faziesraum). Die hier vorgelegte geologische Karte (Abb. 2) stellt den derzeitigen Kenntnisstand über den Gesteinsbestand dieser Brekzien und Olistolithe dar, der gegenüber der geologischen Karte Bad Ischl (SCHÄFFER, 1982) aktualisiert wurde.

Im Folgenden wird eine Zusammenstellung sowohl publizierter und auch neuer Makro- und Mikrofaunen sowie Mikrofaziesdaten aufgelistet, welche die in der Karte dargestellte Zuordnung zum Dachsteinkalk und zu Jura-Rotkalken einerseits, sowie zur Hallstätter Schichtfolge andererseits belegen.

Bei den aus der Literatur übernommenen Daten ist hinter der Probennummer der jeweilige Autor angeführt. Zur besseren Übersicht finden sich die Probenpunkte und -nummern auch in der Karte (Abb. 2) wieder, da in der angeführten Literatur ihre Lage oft nur im Text beschrieben wird. Aufgrund der teilweise nur sehr allgemeinen Angaben bleibt aber die exakte Herkunft mancher dieser Proben offen. In der Karte markiert ein Fossilzeichen einen genau lokalisierbaren Probenpunkt; Probennummern ohne Fossilzeichen sind anhand der zugehörigen Literatur nicht genau verortbar.

Untersucht wurden vorwiegend Dünnschliffe im Hinblick auf die Mikrofazies und Mikroorganismen; aus Hallstätter Kalken wurden auch Conodonten gelöst. Probennummern ohne vorangestellte(n) Buchstaben und ohne Angabe eines Autors repräsentieren bislang unpubliziertes bzw. 2009 neu aufgesammeltes, eigenes Material.

Herkunft aus dem Dachsteinkalk-Faziesraum

Aufschlussfotos und makroskopische Sedimentstrukturen siehe Tafeln 1, 4 und 7.

78/01 Brekzienkomponente: Schill-Lage (Kössen-Formation?) als Einschaltung im Dachsteinkalk (Taf. 2/ Fig. 1).

79/01 Brekzienkomponente: Dachsteinkalk, lagunär; oberste Trias (Taf. 2/ Fig. 5 und Taf. 3/ Fig. 1).
Triasina hantkeni, *Aulotortus sinuosus*

79/02 Brekzienkomponente: Hierlatzkalk; Unterjura (Taf. 4/ Fig. 5). Crinoiden, Echiniden-Stachel.

79/63A (MANDL, 1982: 63): Adneter Kalk; Unterjura. Ähnlich Tafel 4/ Fig. 6.

Involutina liassica, *Involutina turgida*, *Ophthalmidium leischneri*, *Ophthalmidium carinatum*, *Lenticulina* sp., *Nodosariiden*

79/70 Brekzienkomponenten, überwiegend Dachsteinkalk, lagunär; Obertrias (Taf. 2/ Fig. 3).
Diverse Involutiniden, sparitisch rekristallisiert.

79/88 Brekzienkomponente: Rotkalk; Unterjura (Taf. 4/ Fig. 7). Echinodermen, Foraminiferen indet.

79/101 Mergeliger Rotkalk (mehrere Dezimeter großer Kalkblock im Radiolarit) (Taf. 4/ Fig. 8).

Mit Ammoniten des Pliensbachium (MANDL, 1982: 63):
Audaxlytoceras sp., *Fucinoceras* sp., *Juraphyllites* sp., *Juraphyllites libertus*, *Juraphyllites eximius*, *Lytoceras* sp., *Phylloceras* sp., *Phylloceras zetes*, *Protogrammoceras* sp.

80/29 (MANDL, 1982: 62): Hierlatzkalk auf Dachsteinkalk; Unterjura. Querschnitte von *Arietiden* gen. et spec. indet., *Oxytoma* sp., *Pecten* sp.

80/30 Dachsteinkalk, lagunär; Obertrias (Taf. 2/ Fig. 2). Kalkschlammfazies mit Involutiniden.

80/157 (MANDL, 1982: 62; vgl. auch SIBLIK & LOBITZER, 2003): Einschaltung von Kössen-Formation im Dachsteinkalk; Rhaetium.
Rhaetina gregaria

09/09 Dachsteinkalk, lagunär; Obertrias (Taf. 2/ Fig. 6, Taf. 3/ Figs. 13 und 15–18).
Trochammina sp., *Tolypammina* sp., *Glomospirella* sp., *Thaumatoporella* sp., *Agathammina* sp., ? *Haplophragmoides* sp.

09/11–13 Dachsteinkalk, lagunär; Obertrias (Taf. 3/ Figs. 6, 8–10).
Aulotortus friedli, *Aulotortus sinuosus*, *Aulotortus tumidus*, ? *Trocholina* sp., ? *Auloconus permodisoides*

09/A05 Dachsteinkalk, lagunär; Obertrias (Taf. 2/ Fig. 7 und Taf. 3/ Figs. 7, 11, 12, 14).
Glomospira sp., *Glomospirella* sp., *Textularia* sp., diverse Involutiniden.

09/A06 Dachsteinkalk, lagunär; Obertrias (Taf. 2/ Fig. 8).
Loferit (dolomitisierte Algen/Bakterien-Laminite).

09/B01 Brekzienkomponente: Dachsteinkalk, lagunär; Obertrias (Taf. 3/ Fig. 2 und Taf. 4/ Fig. 1).
Triasina hantkeni und diverse Involutiniden, sparitisch rekristallisiert.

09/B02 Polymikte Brekzie. Komponente: Dachsteinkalk, lagunär; oberste Trias (Taf. 3/ Fig. 3).
Diverse Involutiniden, zahlreich *Triasina hantkeni*

09/B03 Polymikte Brekzie, Taf. 4/ Figs. 2–4. Komponente: Dachsteinkalk, lagunär; oberste Trias (Taf. 2/ Fig. 4, Taf. 3/ Figs. 4–5).
Diverse Involutiniden, zahlreich *Triasina hantkeni*

D 103, 106, 107–109, 115, 116 (GAWLICK et al., 2007: 26–28): lagunäre Dachsteinkalk-Klasten (Norium–Rhätium) in kieseligen Mergelkalken (Oberalm-Formation).
Triasina hantkeni, *Coptocampylodon?* *rhaeticus*

Herkunft aus dem Hallstätter Faziesraum

78/02 (MANDL, 1982: 65): Hallstätter Kalk im Hinteren Sandlinggraben; „Massiger Hellkalk“ und „Roter Bankkalk“ mit obernorischer Spaltenfüllung:
Paracladiscites multilobatus, *Rhacophyllites* sp.

78/03 (MANDL, 1982: 65): Hallstätter Kalk der Beerenleiten (Hänge nördlich des Hinteren Sandlinggrabens); graubrauner massiger Kalk (Langobardium) mit:
Protrachyceras cf. *archelaus*, *Protrachyceras langobardicum*, *Sturia sansovinii*, *Monophyllites* cf. *wengensis*, *Michelinoceras* sp., *Gymnites* sp., *Proarcestes* sp. sowie eine mittel- bis obernorische Mischfauna aus einer Spaltenfüllung mit:
Paracladiscites multilobatus, *Cladiscites* cf. *neortus*, *Rhacophyllites debilis*, *Argosirenites* sp., *Placites* sp.

79/25 Raschberg, nahe Hüttenekalm; roter Hallstätter Kalk mit roten Hornsteinknollen; Tuvalium.
Metapolygnathus polygnathiformis, *Metapolygnathus nodosus*

79/58 Polymikte Brekzie aus bunten Hallstätter Kalken; Sammelprobe: Sevatium.
Norigondolella steinbergensis, *Epigondolella bidentata*, *Misikella hernsteini*

79/61 „Allgäu-Schichten“ (Taf. 5/Fig. 1).
Fleckenmergel, reich an Schwammspiculae.

79/62 (MANDL, 1982: 69): Mergel der Zlambach Schichten; Rhaetium.
Variostoma cochlea, *Variostoma coniforme*, *Diploremina subangulata*, *Involutina turgida*, *Hyperamminoides expansus elongatus*, *Annulina metensis*, *Glomospirella gordialis*, *Astacolus* sp.

79/65 „Hangendrotkalk“; unteres Rhaetium (Taf. 5/Figs. 3–4).
Paracochloceras sp. (det. KRYSSTYN)
Wird unterlagert von „Massigem Hellkalk“ mit Halobiiden-Lumachellen.

80/04, 40 „Allgäu-Schichten“; Toarcium.
Bositra cf. *bronni*
Hildoceras sp.

80/32 (MANDL, 1982: 66; revid. KRYSSTYN, pers. Mitt., 2010): „Massiger Hellkalk“; Laciium 2.
Norigondolella steinbergensis
Epigondolella rigoi
Epigondolella triangularis

80/34 (MANDL, 1982: 67): „Hangendrotkalk“; unteres Rhaetium.
Norigondolella steinbergensis
Misikella posthernsteini

80/37 (MANDL, 1982: 67): „Hangendrotkalk“, Komponente im Radiolarit; oberste Trias.
Bruchstücke von *Norigondolella* cf. *steinbergensis*, im Dünnschliff *Variostoma crassum* (Taf. 5/Fig. 2).

80/39 (MANDL, 1982: 67): „Massiger Hellkalk“; oberste Trias.
Norigondolella steinbergensis

09/03 „Massiger Hellkalk“; Laciium 2.
Norigondolella navicula, *Epigondolella triangularis*, *Epigondolella rigoi*

09/04 „Hangendrotkalk“; Sevatium–unteres Rhaetium (Taf. 5/Fig. 5).
Heterastridium conglobatum

09/05 „Hangendrotkalk“; unteres Rhaetium (Taf. 5/Fig. 7).
Norigondolella steinbergensis, *Misikella hernsteini*, *Misikella posthernsteini*

09/06 „Hangendrotkalk“; Top Sevatium (Taf. 5/Fig. 6).
Epigondolella mosheri, *Misikella hernsteini*

09/08 „Hangendrotkalk“; (hohes) Alaunium 3.
Norigondolella steinbergensis subspec. (juvenile Formen), *Epigondolella slovakensis*, *Epigondolella postera*

09/B04 „Graugelber Bank- und Massenkalk“; Grenzbereich Fassanum/Langobardium.
Gladigondolella tethydis + Astformen des Multielements, *Neogondolella* cf. *excentrica*

09/B05 rote Einschaltungen (?Spaltenfüllungen) im „Graugelben Hallstätter Kalk“ (Taf. 5/Fig. 8); unteres Langobardium.
Gladigondolella tethydis + Astformen des Multielements, *Neogondolella praeungarica*, *Paragondolella inclinata*, *Paragondolella trammeri*

D 211 (GAWLICK et al., 2007: 43): Polymikte Brekzie aus roten und grauen Hallstätter Kalken; Komponenten der Obertrias mit:
Norigondolella steinbergensis, *Epigondolella bidentata*, *Misikella hernsteini*, *Misikella* cf. *posthernsteini*

D 213 (GAWLICK et al., 2007: 43): Polymikte Brekzie aus roten und grauen Hallstätter Kalken; Komponenten der Obertrias mit:
Norigondolella steinbergensis, *Epigondolella bidentata*

D 214 (GAWLICK et al., 2007: 43): Polymikte Brekzie aus bunten Hallstätter Kalken; Komponenten der Obertrias mit:
Norigondolella navicula, *Epigondolella* cf. *abneptis* A (sensu KRYSSTYN)

D 342 (GAWLICK et al. 2007: 46): Roter Hallstätter Kalk des Karnium mit:
Metapolygnathus polygnathiformis

D 343 (GAWLICK et al., 2007: 46): Polymikte Brekzie vorwiegend aus grauen, vereinzelt auch roten mitteltriassischen Hallstätter Kalken; Komponenten mit:
Gladigondolella tethydis, *Gondolella tadpole*

D 344 (GAWLICK et al., 2007: 46): Polymikte Brekzie vorwiegend aus grauen, vereinzelt auch roten mitteltriassischen Hallstätter Kalken; Komponenten mit:
Gladigondolella tethydis und Astformen des *tethydis*-Multielements, *Gondolella tadpole*, *Gondolella inclinata* und *Gladigondolella malayensis*

D 346 (GAWLICK et al., 2007: 46): Polymikte Brekzie aus bunten Hallstätter Kalken; Komponenten der Obertrias mit:
Conodontenbruchstücken von *Gondolella* sp. und *Ozarkodina* sp.

EW 1–3, 4(1), 4(2), 5, EW 14, EW 16, EW 18 (WEGERER et al., 2001: 73–74): Hallstätter Kalke auf der Nordseite des Sandling im Umfeld der Vorderen und Hinteren Sandlingalm ohne genauere Ortsangabe; sie beinhalten eine Schichtfolge vom „Roten Bankkalk“ des Tuvalium, über „Massigen Hellkalk“ des Laciium bis zu „Hangendrot- und -graukalk“ des Sevatium. Zwei Proben ohne Angabe der Lithologie enthielten Conodonten des Pelsonium.

EW 20–EW 25 (WEGERER et al., 2001: 73): Schichtfolge des Pötschenstein aus „Massigem Hellkalk“ des Laciium 1 (*E. primitia*, *E. quadrata*) und „Hangendrotkalk“ (*N. steinbergensis*, *E. slovakensis*, *E. bidentata*) des Alaunium bis Sevatium.
FRIEDEL (1985: 117f.) führt vom Pötschenstein aus einer ganzen Reihe von Spaltenfüllungen Halobiiden-Faunen des Zeitraumes Tuvalium bis Sevatium an.

EW 254 (WEGERER et al., 2001: 73): Polymikte Brekzie aus bunten Hallstätter Kalken; Komponenten der Obertrias mit:
Norigondolella steinbergensis, *Misikella hernsteini*; oberstes Sevatium bis Rhätium 2

EW 256 (WEGERER et al., 2001: 73): Polymikte Brekzie aus bunten Hallstätter Kalken; Komponenten der Obertrias mit:
Norigondolella steinbergensis, *Misikella hernsteini*; oberstes Sevatium bis Rhätium 2
Epigondolella slovakensis; Alaunium 3 (bis basales Rhätium)
„*Gondolella*“ *pseudodiebeli*, *Metapolygnathus communisti*; höheres Tuvalium
Metapolygnathus polygnathiformis; Karnium

Ex3 (Exkursionspunkt 3 in GAWLICK et al., 2010: 78ff. sowie in GAWLICK et al., 2012: 210ff.): Polymikte Brekzie im südlichen Fludergraben; obertriassische Hallstätter Kalk/Pötschenkalk-Komponenten sowie undatierte rote Kieselkalke (?Mitteltrias).

HRK Hallstätter Kalk südlich des Hohen Rosenkogels (MEDWENITSCH, 1958: 165):
Monotis salinaria, *Orthoceras* sp.

MIB Hallstätter Schichtfolge des Millibrunnkogels (KRYSTYN et al., 1969):
Beginnend über Anisdolomit folgen „Violetter Bankkalk“ (Hornstein führend) und „Roter Knollenflaserkalk“ (keine Faunen beschrieben, Mitteltrias bis unteres Karnium?), „Roter Bankkalk“ (unteres Karnium/ „*anoides*-Lager“, oberes Karnium/ „*subbullatus*-Spalte“), „Massiger Hellkalk“ und „Hangendrotkalk“ (Norium; „*Arcestes*-Schicht“, Heterastridien, Spaltenfauna der „Gastropoden-Schicht“).

Aus der räumlichen Anordnung dieser Brekzien und Olistolithe wird ersichtlich, dass eine tektonische Trennung in zwei unterschiedliche Jura-Schichtfolgen entlang einer mehr oder minder West-Ost verlaufenden Seitenverschiebung auf beträchtliche geometrische Schwierigkeiten stößt – siehe Abbildung 9. Für das Gebiet zwischen Höherstein, Sandling und Fludergrabenalm versuchten GAWLICK et al. (2007: Abb. 4) dieses Problem durch sekundären Versatz der Seitenverschiebung an zwei NNE-SSW streichenden Brüchen zu umgehen, siehe dazu auch Abbildung 8. Weiter gegen Westen, im Bereich des Grabenbachtals und der Sandlinggräben, wird die räumliche Durchmischung der Olistolithe aus dem Dachsteinkalk- bzw. aus dem Hallstätter Faziesraum aber derartig kleinräumig, dass eine Fortsetzung der postulierten Seitenverschiebung geometrisch unmöglich wird. Sie lassen sich vielmehr zwanglos als Bestandteile der Sedimentfüllung ein und desselben Jura-Beckens verstehen. Die Gesteine des Hallstätter Faziesraumes (Oberperm bis Unterjura) sind dabei als große submarine Gleitmassen ungefähr aus (heute!) südlicher Richtung vom Tiefschelf jenseits der triassischen Dachsteinkalkplattform zu beziehen. Die Olistolithe aus Dachsteinkalk und Jura-Rotkalken dürften hingegen von Hochzonen im Norden und Osten des Radiolaritbeckens stammen – siehe dazu auch Kapitel „Jurassische und jüngere tektonische Bewegungen“.

Radiolarienzonen und das zeitliche Einsetzen der Radiolarit-Gruppe

Neben dem Gesteinsbestand der (Groß-)Olistolithe und den unterschiedlichen Komponentenspektren der Brekzienkörper wird zur Auftrennung der kieseligen Beckensedimente in eine Tauglboden- und eine Sandlingalm-Formation auch mit einem zeitlich unterschiedlichen Sedimentationsbeginn argumentiert.

Wie aussagekräftig ist dieser biostratigraphische Befund?

Unitary Association Zones (UAZ)

Seit Ende der 1990er Jahre arbeiten H.-J. GAWLICK und H. SUZUKI in einer Arbeitsgruppe der Montanuniversität Leoben daran, den zeitlichen Umfang der kieseligen Jurasedimente im zentralen Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen genauer zu fassen. Grundlage der Zonierung bildet die Zusammenstellung von BAUMGARTNER et al. (1995), die auf der Auswertung einer großen Zahl von Radiolarienabfolgen aus dem tethyalen Raum beruht, wobei aber keine ostalpinen Profile einbezogen worden waren. Die Zonierung wurde nicht mit dem Erst- bzw. Letztauftreten kennzeichnender Taxa durchgeführt; diese Zeitpunkte sind bei Radiolarien schwer festlegbar, da die fossile Überlieferung insbesondere durch diagenetische Prozesse gestört werden kann. Das Prinzip der Unitary Association Zones (UAZ) orientiert sich vielmehr am gemeinsamen Auftreten ausgewählter Taxa, das stets in einen bestimmten Zeitabschnitt fällt – Details dazu siehe BAUMGARTNER et al. (1980). Die

Korrelation dieser UAZ mit der auf Ammoniten basierenden biostratigraphischen Standardgliederung des Jura ist schwierig, da im Radiolarit selbst keine Ammoniten überliefert sind, sondern nur in unter- und überlagernden Kalken auftreten. Da diese Kalke selbst oft verringerte oder lückenhafte Sedimentation aufweisen, können für die angrenzenden Radiolarite meist nur maximale bzw. minimale Alterswerte angegeben werden. Die Unitary Association Zones überstreichen im Vergleich mit den Ammonitenzonen auch relativ große Zeitabschnitte, innerhalb derer keine genauere Positionierung der betreffenden Probe möglich ist – vgl. dazu Abbildung 3.

Die Erfahrung mit den kalkalpinen Radiolarienvergesellschaftungen erfordert laut der Leobener Arbeitsgruppe eine Modifikation des gemeinsamen Auftretens mancher Taxa gegenüber BAUMGARTNER et al. (1995). In Abbildung 3 wird eine Zusammenfassung dieser, im Laufe der Jahre veränderten Reichweiten präsentiert, welche die nachfolgende Beurteilung der zeitlichen Einstufung der über Jahre hinweg publizierten Faunen auf Basis eines gemeinsamen aktuellen Standards erleichtern soll. Die Änderungen bei den betroffenen Radiolarientaxa sind gekennzeichnet und die entsprechenden Publikationen aufgelistet.

Anlass für diese Zusammenstellung war die Vermutung, dass in späteren Publikationen der Leobener Arbeitsgruppe mit Altersdaten aus früheren Publikationen argumentiert wurde, ohne diese im Hinblick auf die inzwischen selbst durchgeführten Reichweiten-Änderungen gegebenenfalls zu revidieren.

Was bedeutet nun tatsächlich die veränderte zeitliche Verbreitung der stratigraphisch relevanten Radiolarientaxa für die Beurteilung des zeitlichen Einsetzens der Kieselosedimente des hier besprochenen Gebietes?

Aus dem basalen Radiolarit über der Klaus-Formation im **Fludergraben** gab WEGERER (2002: 291–293) aus 15 Proben eine umfangreiche Fauna an, siehe Abbildung 4. Diese ist aktuell nach Abbildung 3 in die Radiolarienzonen UAZ 8 oder 9 zu stellen, drei der Proben legen eine Eingrenzung auf UAZ 8 nahe; die zusätzlichen Proben bei GAWLICK et al. (2010: Abb. 25, 27) besitzen ebenfalls UAZ 8 als gemeinsame Schnittmenge.

Der steilstehende Kontakt zur Klaus-Formation ist im Bachbett über längere Strecken hinweg gut aufgeschlossen, siehe Tafel 6/ Fig. 7. Die bei MANDL (1982) beschriebene Ammonitenfauna mit *Euaspidoceras* sp. und *Holcophylloceeras zignodianum* entstammt der dritten Kalkbank unter der Oberkante der Klaus-Formation, deren steil westfallende Schichtfläche streckenweise die Ostflanke des Bacheinschnittes bildet. Am Kontakt selbst ist eine schwache Diskordanz festzustellen, da die hangendste Bank der Klaus-Formation seitlich immer wieder unterbrochen ist und der dünnbankige Radiolarit sich diesem Relief anschmiegt (siehe Tafel 6/ Fig. 6). Über größere Distanz betrachtet könnte diese Schichtlücke aber an Bedeutung gewinnen und örtlich die gesamte Klaus-Formation und den Hierlatzkalk umfassen; beispielsweise scheint im Gipfelbereich des Brunnkogels (so wie laut Kartenbild bei SCHÄFFER (1982) auch am nördlich angrenzenden Ahornkogel) der Radiolarit ohne Zwischenschaltung von Rotkalken direkt dem Dachsteinkalk aufzulagern. Diese Beobachtung beruht am Brunnkogel allerdings nur auf Lesesteinkartierung, Aufschlüsse existierten zum Aufnahmezeitpunkt dort keine. Im Fludergraben-Bachbett dürfte diese Schichtlücke

Proben-Nr.	EW 128	EW 129	EW 130	EW 131	EW 132	EW 133	EW 134	EW 135	EW 136	EW 140	D 1030	D 1029	EW 142	EW 143	EW 144	D 1028	EW 145	D 1025	EW 146	D 1024	D 1023	
	UAZ	8-9	8	8-10	8	8-9	8-9	8	7-9	7-9	8-9	8-9	7-8	8-9	7-10	7-9	3-9	7-9	7-8	8-9	3-9	8-10
<i>Tricolocapsa fusiformis</i>																						
<i>Dictyomitrella kamoensis</i>																						
<i>Eucyrtidiellum unumaense</i>				●				●	●				●		●		●			●	●	
<i>Eucyrtidiellum unumaense unumaense</i>																						
<i>Mirifusus fragilis</i>																						
<i>Parvicingula dhimaensis</i> ssp. A		●																				
<i>Tricolocapsa plicarum</i>				●			●															
<i>Williriedellum dierschei</i> = <i>Tricolocapsa</i> cf. <i>ruesti</i>		●		●					●	●					●	●	●					
<i>Archaeodictyomitra amabilis</i>																						
<i>Unuma gorda</i>																						
<i>Williriedellum</i> sp. A																						
<i>Tricolocapsa conexa</i>	●				●	●	●			●			●		●		●					
<i>Eucyrtidiellum semifactum</i>																						
<i>Stichocapsa robusta</i>																						
<i>Eucyrtidiellum unumaense pustulatum</i>																						
<i>Williriedellum marcucciae</i>																●						
<i>Stylocapsa (?) spiralis</i>										●												●
<i>Eucyrtidiellum unumaense dentatum</i>																						
<i>Stichocapsa naradaniensis</i>																						
<i>Stylocapsa oblongula</i>																			●			
<i>Protunuma lanosus</i>												●										
<i>Sphaerostylum lanceola</i>				●						●								●				
<i>Williriedellum carpathicum</i>	●	●	●			●	●			●			●							●		
<i>Cinguloturris carpatica</i>	●	●															●			●		
<i>Wrangellum okamurai</i>																						
<i>Parahsuum</i> sp. S																						
<i>Williriedellum crystallinum</i>					●				●	●	●											
<i>Protunuma japonicus</i> = <i>P. multicosatus</i>																						●
<i>Zhamoidellum ovum</i>		●	●	●	●	●	●				●		●		●					●		
<i>Archaeodictyomitra minoensis</i>	●										●				●		●		●			
<i>Gongylothorax</i> aff. <i>favosus</i>																						
<i>Gongylothorax favosus</i>	●	●	●	●	●		●	●	●				●	●	●					●		●
<i>Williriedellum sujkowski</i>					●						●											
<i>Zhamoidellum ventricosum</i>				●		●							●									
<i>Stichomitra annibil</i>																						
<i>Pseudoeucyrtis reticularis</i>																						
<i>Parvicingula mashitaensis</i>																						
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i>																						●

Abb. 4. Zusammenstellung der Radiolarienfaunen von der Basis der Radiolarit-Gruppe. Auswahl der stratigraphisch relevanten Arten aus WEGERER (2002: 291–293, „Fludergraben-Hauptprofil“; Gesamtfauen siehe dort) und GAWLICK et al. (2010: Abb. 27). Stratigraphische Reichweite der Arten siehe Abbildung 3, Lage der Probenpunkte im Profil siehe GAWLICK et al. (2010: Abb. 25).

◀ Abb. 3. Zeitliche Verbreitung der aus Probenmaterial des Raumes Sandling–Höherstein publizierten, stratigraphisch relevanten Radiolarienarten, angegeben in Unitary Association Zones (UAZ) nach BAUMGARTNER et al. (1995) mit Abänderung der Reichweiten entsprechend den angeführten Autoren.

Proben-Nr.	BLAA 1	D 212	D 216	EW 164	EW 168	EW 169	EW 171	EW 173	EW 174	EW 175	EW 176	EW 191	EW 192	EW 193	EW 196	EW 212	EW 213
	publiziert in:																
	UAZ	8-9	8	8-11	7-11	8-11	8-9	7-11	5-9	7-9	3-8	8-9	8	8-9	6-9	7-10	7-11
<i>Tricolocapsa fusiformis</i>																	
<i>Dictyomitrella kamoensis</i>		●				●											
<i>Eucyrtidiellum unumaense</i>	●									cf.	●		●	●			●
<i>Eucyrtidiellum unumaense unumaense</i>		●															
<i>Mirifusus fragilis</i>																	
<i>Parvicingula dhimaensis</i> ssp. A												●					
<i>Tricolocapsa plicarum</i>									?	●							●
<i>Williriedellum dierschei</i> = <i>Tricolocapsa</i> cf. <i>ruesti</i>	●								●	●				●			
<i>Archaeodictyomitra amabilis</i>																	
<i>Unuma gorda</i>						●						●		●			
<i>Williriedellum</i> sp. A		●															
<i>Tricolocapsa conexa</i>	●								?					●			
<i>Eucyrtidiellum semifactum</i>																	
<i>Stichocapsa robusta</i>								cf.									
<i>Eucyrtidiellum unumaense pustulatum</i>											cf.						
<i>Williriedellum marcucciae</i>		● ⁴⁾															
<i>Stylocapsa (?) spiralis</i>																	
<i>Eucyrtidiellum unumaense dentatum</i>																	●
<i>Stichocapsa naradaniensis</i>									●					●			
<i>Stylocapsa oblongula</i>												●		●			
<i>Protunuma lanosus</i>																	
<i>Sphaerostylum lanceola</i>		● ⁴⁾															
<i>Williriedellum carpathicum</i>		●			cf.							●	●				
<i>Cinguloturris carpatica</i>			●								cf.	●					
<i>Wrangellum okamurai</i>												●	●				
<i>Parahsuum</i> sp. S													●				
<i>Williriedellum crystallinum</i>		●											●				
<i>Protunuma japonicus</i> = <i>P. multicostatus</i>		●										●	●				
<i>Zhamoidellum ovum</i>	●	●	●	cf.		cf.	●		●		●	●	●		●	●	
<i>Archaeodictyomitra minoensis</i>																	
<i>Gongylothorax</i> aff. <i>favosus</i>	●																
<i>Gongylothorax favosus</i>		●											cf.		●		
<i>Williriedellum sujkowski</i>		●															
<i>Zhamoidellum ventricosum</i>		●	●														
<i>Stichomitra annibil</i>	●	●				●					●	●					
<i>Pseudoeucyrtis reticularis</i>		●															
<i>Parvicingula mashitaensis</i>		cf.															
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i>																	

Abb. 5. Zusammenstellung der bisher publizierten Radiolarienfaunen aus der Radiolarit-Gruppe im Raum Sandling-Höherstein. Stratigraphische Reichweite der Arten siehe Abbildung 3.

Fortsetzung nächste Seite ►

Proben-Nr. publiziert in:	EW 214	EW 219	EW 220	EW 221	EW 224	EW 228	EW 229	EW 230	EW 233	EW 234	EW 235	EW 240	EW 241	EW 242	EW 257	EW 311	EW 312
	1)	1)	1)	1)	1)	1)	1)	1)	1)	1)	3)	3)	1)	3)	3)	2)	2)
	UAZ	8	6-9	4-9	3-9	8-9	7-11	4-9	6-8	8	4-9	3-9	8	8-9	7-9	8-9	8-9
<i>Tricolocapsa fusiformis</i>	aff.		cf.	cf.													
<i>Dictyomitrella kamoensis</i>					●			●					●				
<i>Eucyrtidiellum unumaense</i>	●			ssp.	ssp.			cf.	cf.				ssp.				ssp.
<i>Eucyrtidiellum unumaense unumaense</i>				●			●		●						●		
<i>Mirifusus fragilis</i>																	●
<i>Parvicingula dhimaensis</i> ssp. A	●														●		
<i>Tricolocapsa plicarum</i>					●			●	●	?		●					
<i>Williriedellum dierschei</i> = <i>Tricolocapsa</i> cf. <i>ruesti</i>	●						cf.				●	●	●			●	
<i>Archaeodictyomitra amabilis</i>			●										●			●	●
<i>Unuma gorda</i>	●				●			●	●			●			●	●	
<i>Williriedellum</i> sp. A	●																
<i>Tricolocapsa conexa</i>	cf.		●				●	●		?				●	●	●	
<i>Eucyrtidiellum semifactum</i>					●												
<i>Stichocapsa robusta</i>	●															●	
<i>Eucyrtidiellum unumaense pustulatum</i>	●				●										●		●
<i>Williriedellum marcucciae</i>																	
<i>Stylocapsa (?) spiralis</i>																	
<i>Eucyrtidiellum unumaense dentatum</i>									●								
<i>Stichocapsa naradaniensis</i>	●				●			●									
<i>Stylocapsa oblongula</i>		●															
<i>Protunuma lanosus</i>																	
<i>Sphaerostylum lanceola</i>															●		
<i>Williriedellum carpathicum</i>					●			●				●			●		
<i>Cinguloturris carpatica</i>					●											●	●
<i>Wrangellum okamurai</i>																	
<i>Parahsuum</i> sp. S																	
<i>Williriedellum crystallinum</i>	●																
<i>Protunuma japonicus</i> = <i>P. multicostatus</i>									●							●	●
<i>Zhamoidellum ovum</i>	●					●		●				●	●	●			
<i>Archaeodictyomitra minoensis</i>																cf.	cf.
<i>Gongylothorax</i> aff. <i>favosus</i>												●					
<i>Gongylothorax favosus</i>	cf.								●							cf.	
<i>Williriedellum sujkowski</i>												●					
<i>Zhamoidellum ventricosum</i>	●																
<i>Stichomitra annibil</i>	●																
<i>Pseudoeucyrtis reticularis</i>																	
<i>Parvicingula mashitaensis</i>																	
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i>	●												●				cf.

Auswahl der stratigraphisch relevanten Arten (Gesamtfaunen siehe dort) aus Arbeiten von:

- 1) GAWLICK et al., 2007
- 2) SUZUKI & GAWLICK, 2003b
- 3) WEGERER et al., 2001
- 4) GAWLICK et al., 2010

allerdings keine allzu große Zeitspanne umfassen, da die Ammonitenfauna der Klaus-Formation (oberstes Callovium) und die Radiolarienfaunen der auflagernden Kieselgesteine (UAZ 8 entspricht einem möglichen Alter zwischen mittlerem Callovium und unterem Oxfordium) ohne auffällige Lücke aneinander passen. Der Radiolarit setzt hier also über dem Ammoniten führenden Kalk im obersten Callovium oder im unteren Oxfordium ein. Dieses Datum wird auch bei GAWLICK et al. (2007: 9ff., 2010: 95ff.) als Beginn der kieseligen Sedimentation der Höherstein-Schichtfolge („Tauglboden-Becken“) angegeben.

Nahe der **Fludergrabenalm** und **Blaa-Alm** soll hingegen die Kiesel-Sedimentation bereits früher beginnen, was von GAWLICK et al. (2007) als eines ihrer Argumente angeführt wird, um hier eine eigenständige und zeitlich früher einsetzende Radiolaritabfolge („Sandlingalm-Fm.“) zu definieren.

Die Probe BLAA1 (SUZUKI & GAWLICK, 2003b: 146ff.) wird ursprünglich anhand des Überlappungsbereiches der UAZ von *E. unumaense* (UAZ 3–8), *Gongylothorax* aff. *favosus* (UAZ 7–8) sowie *Zhamoidellum ovum* (UAZ 7–11) in der genannten Arbeit in die UAZ 7–8 eingestuft, also ein Alter, welches irgendwo zwischen oberem Bathonium und unterem Oxfordium liegt. Berücksichtigt man hingegen die späteren Reichweitenänderungen und zusätzliche Taxa aus der angegebenen Fauna, so sind mit *E. unumaense*, *W. dierschei* und *T. conexa* drei Taxa enthalten, die nach aktuellem Kenntnisstand bis einschließlich UAZ 9 emporreichen, sowie *St. an nibill*, die von UAZ 8 bis 11 reicht – siehe Abbildung 4. In Kombination ergibt dies für BLAA 1 ein mögliches Alter innerhalb von UAZ 8 bis 9, also einen Unschärfbereich, der mittleres Callovium bis oberes Oxfordium umfasst.

Auch noch zwei weitere Proben (EW311, EW312) werden bei SUZUKI & GAWLICK (2003b: 146ff.) diesem angeblich älteren Radiolaritanteil zugeordnet. Beide enthalten Taxa, deren aktueller Altersbereich für EW311 UAZ 8–9 und für EW312 UAZ 8 ergeben, also ebenso wie BLAA 1 keinen Hinweis auf UAZ 7 (tiefes Callovium oder älter) bieten – Faunen siehe Abbildung 5.

Ein Vergleich der Faunen im Fludergraben und im Umfeld der Fludergrabenalm und Blaa-Alm ergeben somit anhand der aktualisierten Reichweiten (Unitary Association Zones, Abb. 3) keine signifikanten Altersunterschiede, die eine Auftrennung in zwei Radiolaritschichtfolgen mit unterschiedlichem Sedimentationsbeginn unterstützen könnten – siehe dazu auch Abbildung 10.

Reichweiten (Range) Zonen

Die Einteilung in Unitary Association Zones erlaubt für den interessierenden Zeitraum Mittel- bis Oberjura nur eine relativ grobe zeitliche Untergliederung. So umfasst ja UAZ 8 das vergleichsweise lange Zeitintervall vom mittleren Callovium bis unteren Oxfordium. Das heißt, ein Faunenspektrum, welches UAZ 8 entspricht, kann ein Alter irgendwo innerhalb des genannten Zeitintervalls repräsentieren. Es ist daher der Versuch verständlich, anhand des reichen Probenmaterials kontinuierliche, besser auflösende Radiolarienzonen zu schaffen. Die folgenden Radiolarientaxa werden bei SUZUKI & GAWLICK (2003a, b) bzw. GAWLICK et al. (2009) für eine genauere Unterteilung des Zeitbereiches Callovium bis Oxfordium herangezogen, siehe Abbildung 6. Die Korrelation der Reichweiten dieser Radiolarientaxa mit der auf Ammoniten basierenden biostratigraphischen Standardgliederung des Jura soll im Folgenden kurz be-

leuchtet werden, da sie einerseits auf Ammonitenfaunen im Raum Hallstatt–Aussee Bezug nimmt, andererseits für die Datierung des Beginnes der Radiolarit-Sedimentation herangezogen wird.

***Eucyrtidiellum unumaense* (YAO, 1979)**

Die Erstbeschreibung bei YAO (1979) lässt die genauere stratigraphische Einstufung offen, da zum damaligen Zeitpunkt aus den kieselig-sandigen Gesteinen des „Mino belts“ auch mittel- und obertriassische Conodonten und oberjurassische Ammoniten bekannt waren. Später gibt YAO (1997) für die Unterart *Eucyrtidiellum unumaense unumaense* aus Manganknollen in Kieseltonsteinen anhand der begleitenden Radiolarien *Bajocium* an.

BAUMGARTNER et al. (1995) geben einen Zeitbereich vom unteren Bajocium bis unteren Oxfordium an, entsprechend UAZ 3 bis UAZ 8.

BECCARO (2004) findet *E. unumaense* auch im mittleren Oxfordium, datiert durch Ammoniten in über- und unterlagernden Schichten. Bei GAWLICK et al. (2009) ist daher mit Hinweis auf BECCARO die Obergrenze mit der Wende vom mittleren zum oberen Oxfordium gleichgesetzt und eine Reichweite bis UAZ 9 angegeben. In AUER et al. (2009: 73ff.) wird dieser Grenzbereich genauer diskutiert und ein Hinaufreichen von *E. unumaense*, *Williriedellum dierschei* und einiger weiterer Taxa bis ins obere Oxfordium für möglich erachtet.

***Williriedellum dierschei* (SUZUKI & GAWLICK, 2004)**

Die bei SUZUKI & GAWLICK (2004) neu abgetrennte Art findet sich in Faunenlisten der früheren Arbeiten der Leobener Arbeitsgruppe noch als *Tricolocapsa* cf. *ruesti*. Als Stratum typicum wird die Strubberg-Formation des Callovium bis Oxfordium angegeben, die Einstufung des Holotyps erfolgte anhand der begleitenden Radiolarien in das tiefere Callovium. Als Gesamtreichweite wird unteres Bajocium bis unteres Oxfordium angegeben und in AUER et al. (2009: 78ff.) bis mittleres Oxfordium (eventuell bis ins obere Oxfordium reichend) erweitert. Obwohl als namensgebend für eine Subzone ausgewählt, trägt diese Art zur Untergliederung des Zeitbereiches Bajocium–Oxfordium aufgrund ihrer langen Reichweite nicht unmittelbar bei; die Obergrenze der *W. dierschei*-Subzone ist ja nach GAWLICK et al. (2009: 123) mit dem Aussetzen von *E. unumaense* definiert.

***Zhamoidellum ovum* DUMITRICĂ, 1970**

***Gongylothorax favosus* DUMITRICĂ, 1970**

***Williriedellum carpathicum* DUMITRICĂ, 1970**

Die Holotypen dieser drei Taxa stammen aus dem „Pojorita Radiolarit“, für den DUMITRICĂ (1970) in der Erstbeschreibung ein mutmaßliches Alter von oberem Callovium bis Oxfordium angibt.

Später präsentiert DUMITRICĂ (1995) ein Detailprofil der Radiolarienfaunen aus dem Steinbruch bei Pojorita (Rumänien), in dem aber interessanterweise *Zh. ovum* und *W. carpathicum* nicht mehr aufscheinen: Über mitteltriassischem Diploporendolomit, der durch eine Erosionsfläche begrenzt wird, folgen Brekzien, laminierte Dolomite, und schließlich roter und gelber Radiolarit. Die Brekzien zeigen andernorts eine sandig oolitische Kalkmatrix mit einer reichen Molluskenfauna, die auch Ammoniten enthält: Die Gattung *Bul latimorphites* setzt im unteren Bathonium ein und reicht bis in das untere Callovium. Über dem Radiolarit folgt meist

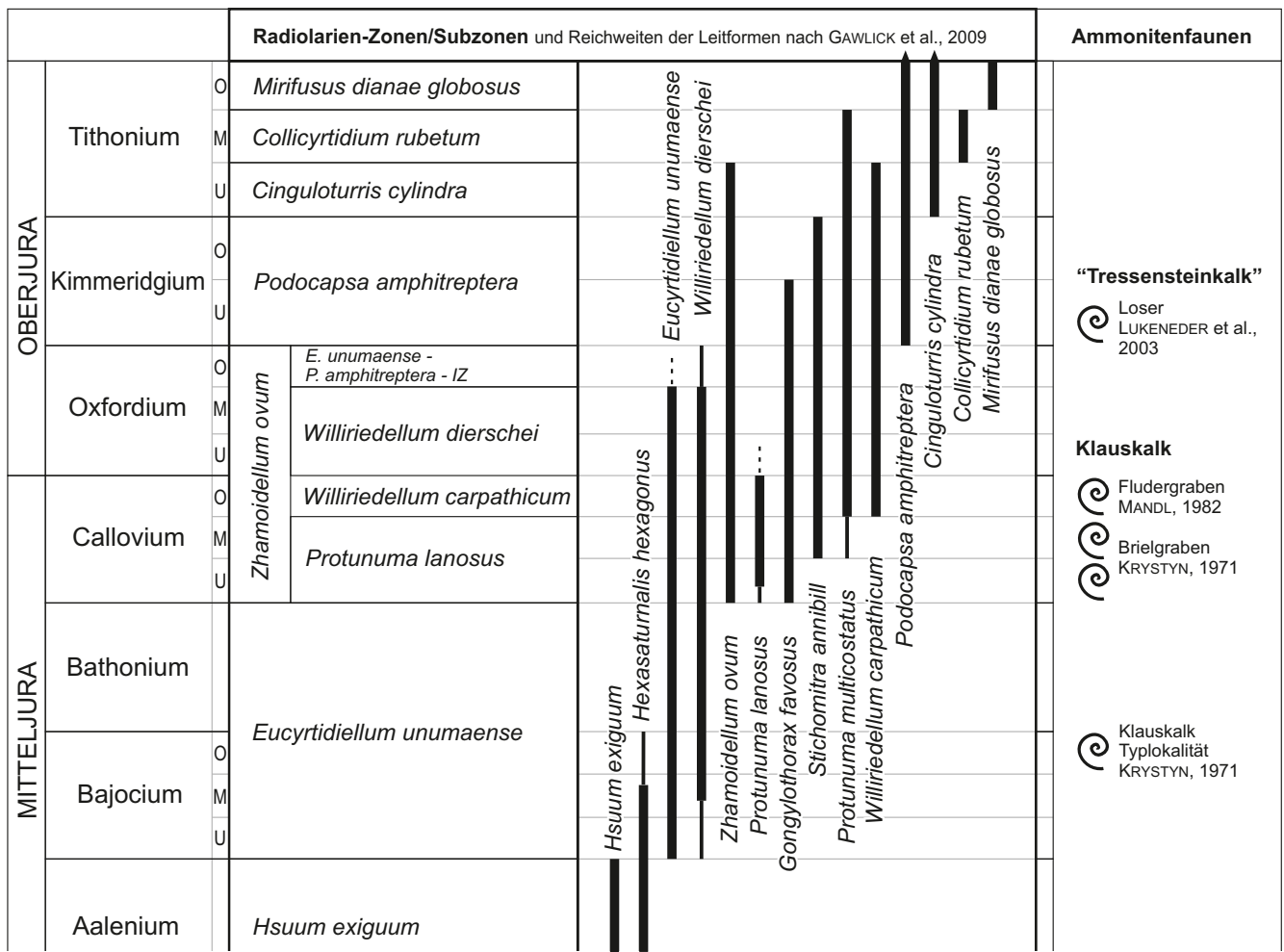


Abb. 6. Radiolarienzonen des Mittel- bis Oberjura und Radiolarien-Reichweiten nach GAWLICK et al. (2009) im Vergleich zu stratigraphisch relevanten Ammonitenfaunen im Raum Hallstatt–Aussee. Anmerkungen zum Ein- und Aussetzen einzelner Taxa siehe Text.

ein unterkretazischer „Wildfisch“. Nur vereinzelt sind dazwischen Reste von Aptychenschichten erhalten, die ihrerseits mit tektonisch gestörtem Kontakt dem Radiolarit auflagern; die Obergrenze des Radiolarits ist hier biostratigraphisch nicht fassbar. Daraus resultiert die Vermutung eines Altersumfanges des Radiolarits vom mittleren Callovium bis (?mittleren) Oxfordium. Aufgrund der großen Reichweite von *Bullatimorphites* ist aber auch ein Hinunterreichen bis ins Bathonium nicht auszuschließen. Eine genauere biostratigraphische Korrelation der drei oben genannten sowie zahlreicher weiterer Radiolarientaxa bei DUMITRICĂ (1970) ist also an deren Typlokalität nicht gegeben.

Bei BAUMGARTNER et al. (1995) wird schließlich für *Zhamoidellum ovum* eine Reichweite von UAZ 9–11, für *Gongylothorax favosus* UAZ 8–10, für die ähnliche Form *Gongylothorax* sp. aff. *favosus* UAZ 7–8 und für *Williriedellum carpathicum* UAZ 7–11 angegeben.

Aus den Faunenvergesellschaftungen in ihren kalkalpinen Profilen leiten nun GAWLICK und seine Arbeitsgruppe eine Modifikation dieser Reichweiten ab: *Zhamoidellum ovum* wird von SUZUKI et al. (2001) auf UAZ 7–11 erweitert, was auch wieder besser der Annahme von DUMITRICĂ (1970) entspricht. Für das bei SUZUKI & GAWLICK (2003a: 118) bzw. GAWLICK et al. (2009: 114) dargestellte Einsetzen genau an

der Bathonium/Callovium-Grenze werden allerdings keine Argumente genannt.

Gongylothorax favosus wird von SUZUKI & GAWLICK (2003a, b) auf UAZ 7–10 nach oben erweitert, während *Williriedellum carpathicum* von GAWLICK et al. (2009: Fig. 60) auf UAZ 8–11 reduziert wird. Letztere Reduktion folgt aus dem angeblichen Einsetzen dieser Art mit dem Beginn des oberen Callovium. Eine Begründung für diese zeitliche Korrelation wird in der Arbeit nicht gegeben, obgleich diese für die Festlegung der Untergrenze einer dort neu definierten *W. carpathicum*-Subzone verwendet wird.

***Protunuma? lanosus* OZVOLDOVA, 1996
(in: SÝKORA & OŽVOLDOVÁ 1996)**

Die Fauna, welche den Holotypus beinhaltet, stammt nach SÝKORA & OŽVOLDOVÁ (1996) aus einer Karbonat-Brekzie, die nur in Blöcken im Hangschutt vorliegt. Neben bunten Kalkkomponenten, vermutlich unter- bis mitteljurassischen Alters, treten auch Radiolarit-Komponenten auf, aus denen die Fauna stammt. Als Alter wird für den Holotyp anhand der begleitenden Radiolarien UAZ 7 (Ober-Bathonium oder Unter-Callovium) vermutet.

SUZUKI & GAWLICK (2003a: 117) bzw. GAWLICK et al. (2009: 123) führen zur Alterseinstufung an, dass nach SPENGLER (1919) „Klauskalk-Spaltenfüllungen und Brek-

zien“ mit oberbathonischen oder untercallovischen Ammoniten den Radiolarit im Klauskogelbach direkt unterlagern sollen. Dazu ist festzuhalten, dass SPENGLER (1919: 320) aus dem Klauskogelbach nur Ammoniten des höheren Unterjura beschreibt. An der genannten Lokalität wird der Radiolarit nicht von der Klaus-Formation, sondern nur von einer Brekzie unterlagert, wie SUZUKI et al. (2001: Abb. 3) selbst darstellen. Für diese Brekzie geben sie ein vermutetes Alter von „Oberlias“ bis „Dogger“ an. Die darüber folgenden Radiolaritbänke enthalten Faunengemeinschaften, die nach dem aktualisierten Kenntnisstand der Reichweiten (Abb. 3) in UAZ 7 bis 8 eingestuft werden können. In drei von sieben Proben sind zusätzlich mit „cf.“ bestimmte Exemplare von *A. apiarium* und *W. carpathicum* verzeichnet, die erst in UAZ 8 einsetzen sollen und damit eine Einengung auf UAZ 8 andeuten könnten. Der basale Radiolarit ist somit irgendwo zwischen mittlerem Callovium bis unterem Oxfordium einzustufen und nicht wie bei SUZUKI et al. (2001: Abb. 3) in das untere Callovium.

Wahrscheinlich meinen SUZUKI & GAWLICK (2003a: 117) mit ihrem Hinweis auf Spengler die Klaus-Formation der Typlokalität „Klausloch“ (SPENGLER, 1919: 323ff.). Hier hatte KRYSSTYN (1971) die Ammonitenfaunen („Klausalpe“) neu bearbeitet: die Faunen stammen aus Füllungen von Rotkalk-Spalten im Dachsteinkalk und belegen oberes Bajocium. Der Dachsteinkalk löst sich gegen Hangend in eine Brekzie auf, die vereinzelt auch Hierlatzkalk und Kalke der Klaus-Formation als Komponenten sowie eine tonig/kieselige Matrix besitzt. Diese Brekzie könnte der etwa 500 m weiter im Norden gelegenen Brekzie im Klauskogelbach entsprechen. Wie viel Zeit während der Brekzienbildung zwischen dem Ammoniten führenden Rotkalk und dem Einsetzen der Radiolarit-Sedimentation vergangen ist, kann aber wohl kaum präzisiert werden.

Abgesehen von all diesen Überlegungen ist aber die Art *P. lanosus* im Profil Klauskogelbach in keiner publizierten Probe angeführt, obwohl SUZUKI & GAWLICK (2003a: 117) zu ihrem Altersumfang dezidiert auf dieses Profil verweisen. Sie verweisen neben SPENGLER (1919) und SUZUKI et al. (2001) betreffend *P. lanosus* auch noch auf eine weitere Arbeit zum Klauskogelbach-Profil (WEGERER et al., 1999) sowie auf eine Arbeit zur Strubberg-Formation hin (GAWLICK & SUZUKI, 1999). Auch in diesen beiden Arbeiten scheint aber in den dort publizierten Faunenlisten *P. lanosus* nicht auf.

Ein publiziertes Profil, welches tatsächlich *P. lanosus* im Radiolarit und auch Ammoniten im unterlagernden Rotkalk enthält, ist jenes im Prielgraben des Plassen-Gebietes („Brieltal“ in SPENGLER, 1919: 326). Gemeinsam mit *P. lanosus* tritt nach SUZUKI & GAWLICK (2009: Tab. 1) eine Radiolarienvergesellschaftung auf, die nach aktualisiertem Kenntnisstand (Abb. 3) der Reichweiten auf UAZ 8 begrenzt werden kann (Kombination aus *Stichocapsa japonica*, *Tricolocapsa plicarum*, *Williriedellum marcucciae*). Die Probe ist damit irgendwo zwischen mittlerem Callovium und unterem Oxfordium einzuordnen. Die Ammonitenfauna des Prielgrabens wurde bei KRYSSTYN (1971: 493) einer Revision unterzogen: Aus dem basalen, etwa 0,5 m mächtigen Anteil der Klaus-Formation stammt die reiche, kondensierte Fauna des unteren bis fraglichen mittleren Callovium, knapp darüber verweist *Nebroditis* sp. bereits auf höheres Callovium. Darüber folgen noch etwa 3 m Rotkalk ohne Makrofauna, bevor auf einer Diskontinuitätsfläche der Radiolarit aufla-

gert. Für das Alter des basalen Radiolarits lassen sich daraus nur Einschränkungen (höchstens mittleres Callovium oder jünger), aber kein exaktes Datum ableiten.

Das bei SUZUKI & GAWLICK (2003a: 117) bzw. GAWLICK et al. (2009: 123) für *P. lanosus* angegebene erste Auftreten mit dem Beginn des Callovium und damit auch die Untergrenze der gleichnamigen Subzone, kann aus den angeführten Daten und Literaturhinweisen nicht in dieser Präzision abgeleitet werden.

Jüngst haben GAWLICK et al. (2010: Abb. 25, 27) auch von der Basis des Radiolarits des „Fludergraben-Hauptprofils“ *P. lanosus* beschrieben. Hier sind ja aus der unterlagernden Klaus-Formation Ammoniten bekannt (oberes Callovium; MANDL, 1982), weswegen GAWLICK et al. (2010: 98) basales Oxfordium für die ältesten Anteile des Radiolarits angeben. *P. lanosus* reicht also nicht nur an die Oxford-Basis heran (SUZUKI & GAWLICK, 2003a: Abb. 1), sondern in das untere Oxfordium hinein, wie bei GAWLICK et al. (2009) – dort allerdings noch ohne Begründung – dargestellt ist.

Die Obergrenze der *W. carpathicum*-Subzone und die Untergrenze der *W. dierschei*-Subzone, die beide mit dem Aussterbehorizont von *P. lanosus* definiert wurden (SUZUKI & GAWLICK, 2009), haben damit ebenfalls eine Unsicherheit, die etwa das untere Oxfordium umfasst.

***Stichomitra annibill* KOCHER, 1981**

KOCHER (1981) beschreibt die Art aus dem hangendsten „Rosso ad aptici“ unmittelbar unter der Formazione di Prabione. Aus dem von ihm angegebenen Altersumfang des „Rosso ad aptici“ vom oberen Oxfordium/unteren Kimmeridgium bis Tithonium ergibt sich für den Holotyp ein Alter, das wohl eher gegen Ende dieses Zeitabschnittes zu vermuten ist.

Bei BAUMGARTNER et al. (1995) scheint diese Art nicht auf. SUZUKI & GAWLICK (2003a: Abb. 1) geben ohne explizite Begründung eine Reichweite von etwa Mitte des Callovium bis zur Wende Kimmeridgium/Tithonium an. GAWLICK et al. (2009) parallelisieren dann in ihrer Figure 60 das Einsetzen mit der Wende unteres/mittleres Callovium, ebenfalls ohne weitere Begründung.

Zur tatsächlichen Reichweite dieser Art werden somit keine konkreten Fakten genannt, sie wird allerdings auch nicht für die Zonen/Subzonengliederung verwendet.

***Protunuma multicosatus* (HEITZER, 1930)**

Nach SUZUKI & GAWLICK (2003b: 197) ist *P. multicosatus* vergleichbar mit *Protunuma japonicus* MATSUOKA & YAO, 1985.

BAUMGARTNER et al. (1995) geben für *P. japonicus* eine Reichweite von UAZ 7–12 an.

Der Radiolarit der Typlokalität, für den HEITZER (1930) ein Dogger-Alter vermutete, ist nach SUZUKI & GAWLICK (2003b) aufgrund von neuen Proben aus dem Rofan-Gebiet in das Callovium oder Oxfordium zu stellen. GAWLICK et al. (2009: 114) lassen *P. multicosatus* zeitgleich mit *St. annibill* vermutlich an der Wende vom unteren zum mittleren Callovium, gesichert jedenfalls ab oberem Callovium einsetzen. Eine Begründung für diese zeitliche Parallelisierung wird nicht gegeben.

P. multicosatus ist nur als Begleitfauna zu betrachten, da sie für die Zonen/Subzonengliederung keine Verwendung findet.

Podocapsa amphitrepta FOREMAN, 1973

FOREMAN (1973: 249ff.) beschreibt die Art aus der Probe „5,CC“ der Bohrung 196 des DSDP LEG 20 im Pazifik und gibt als Alter nur „?Late Jurassic to Early Cretaceous“ an.

Bei BAUMGARTNER et al. (1995) wird als Verbreitungszeitraum UAZ 9–18 angegeben.

Nach BECCARO (2004: Figs. 2, 3) tritt *P. amphitrepta* in Sizilien erst über einer Ammonitenfauna (*Lessinicerias* sp. der *strombecki*-Zone) des frühen Kimmeridgium auf, sollte also erst mit UAZ 10 beginnen. Sie ist dort auch noch im späten Kimmeridgium (mit *Nebroditites cavouri*) nachgewiesen. BECCARO (2006: Figs. 4, 5) lässt dann allerdings im selben Säulenprofil wie 2004 ihre UA-Zone „E“, die laut ihrer Figure 5 in allen Teilzonen *P. amphitrepta* enthält, deutlich unter den Ammonitenfundpunkt von *Lessinicerias* sp. und somit in das (?späte Oxfordium hinabreichen.

SUZUKI & GAWLICK (2003a: 117, 2009: 126) definieren eine *P. amphitrepta*-Zone, deren Einsetzen unter Hinweis auf Ammonitendaten bei BAUMGARTNER (1987) mit dem Grenzbe- reich Oxfordium/Kimmeridgium gleichgesetzt wird. Baumgartner selbst sieht dies offenbar anders, da er zuletzt in BAUMGARTNER et al. (1995: 428) diese Art mit der Angabe UAZ 9 sogar bis ins mittlere oder späte Oxfordium hinabreichen lässt.

Die Festlegung des Erstauftretens und damit das Einsetzen der *P. amphitrepta*-Zone genau auf der Grenze Oxfordium/Kimmeridgium ist also nicht gesichert.

Wendet man (einmal abgesehen von der eben aufgezeigten Problematik ihrer chronostratigraphischen Korrelation) die Radiolarienzonen von SUZUKI & GAWLICK (2003b) bzw. GAWLICK et al. (2009) auf das Einsetzen der Radiolarit-Sedimentation an, sollte sich möglicherweise die damit beabsichtigte verfeinerte Untergliederung im Zeitbereich Callovium und Oxfordium ergeben, siehe dazu Abbildung 6.

Die Probe BLAA 1 (Einsetzen des Radiolarits der Sandlingalm-Formation) wäre durch *E. unumaense* und *W. dierschei* nach oben hin etwa mit der Grenze mittleres/oberes Oxfordium begrenzt, die Untergrenze des möglichen Alters wäre mit *St. annibill* etwa an der Basis des mittleren Callovium festlegbar. Da aber die Subzonen-Leitform *P. lanosus* fehlt, könnte man sogar mittleres oder oberes Oxfordium für diese Probe vermuten. Ähnliches gilt für die Proben EW311 und EW312. GAWLICK et al. (2010: 76) leiten demgegenüber, ohne nähere Begründung, aus denselben Daten eine Position in der *P. lanosus*-Subzone ab und grenzen sogar noch weiter ein auf „wahrscheinlich tiefstes Callovium, mittleres Callovium nicht ausgeschlossen“.

Im Fludergraben-Hauptprofil (Einsetzen des Radiolarits der Tauglboden-Formation) wurde hingegen jüngst *P. lanosus* in Probe D1029 gefunden (GAWLICK et al., 2010: 100). Wäre nicht die Ammonitenfauna in der unterlagernden Klaus-Formation bekannt, könnte man nur anhand der Radiolarienfauna auch den Beginn der Radiolarit-Sedimentation der Höherstein-Schichtfolge (Tauglboden-Formation) bereits innerhalb des Callovium vermuten.

Zusammenfassend kann man feststellen, dass auch die Zonen-/Subzonengliederung nach GAWLICK et al. (2009) gegenüber den Unitary Association Zones hier keine schärfere zeitliche Fassung des Beginns der Radiolarit-Sedimentation ermöglicht und jedenfalls keine darauf begründete Unterscheidung zweier Radiolaritbecken belegen kann.

Zeitlicher Umfang der Radiolarit-Sedimentation

Soviel zum Beginn der Radiolarit-Sedimentation. Wie sehen nun die Obergrenze und damit der zeitliche Gesamtumfang des Radiolarits aus?

Aus dem Übergangsbereich (GAWLICK et al., 2007: 12) in die hangend folgenden Bankkalke der Oberalm-Formation des Höherstein stammt die Probe EW168, die jedoch nur eine arme Fauna mit *W. cf. carpathicum* enthält und damit nur eine recht grobe zeitliche Einordnung von UAZ 8–11 (= mittleres Callovium bis unteres Tithonium) erlaubt.

Am Südostfuß der Zwerchwand sind nach GAWLICK et al. (2010: 133) mit dem Haselgebirge dunkelgraue Radiolarite (Probe E111) vergesellschaftet, welche von diesen Autoren in das obere Callovium (= *W. carpathicum*-Subzone) gestellt werden. Für eine derartige Präzisierung müsste *P. lanosus* enthalten sein, die aber nicht angeführt wird. Für *Eucyrtidiellum circumperforatum* geben CHIARI et al. (2002: 66) in der Erstbeschreibung nach den begleitenden Radiolarien eine Reichweite von UAZ 5–7 (nach BAUMGARTNER et al., 1995) an. Zieht man die modifizierten Reichweiten (Abb. 3) zur Beurteilung der Begleitfauna heran, ergibt sich für *E. circumperforatum* als Schnittmenge UAZ 8. Die aufgelistete Fauna lässt sich damit in UAZ 8 (= mittleres Callovium bis unteres Oxfordium) einstufen.

Auf der Nordseite des Sandling kann die Probe D212 ebenfalls auf UAZ 8 (= mittleres Callovium bis unteres Oxfordium) eingeschränkt werden.

Auf der Sandling-Ostseite (ohne genauere Ortsangabe) sind die Kieselgesteine unterhalb der *Saccocoma*-Kalke (= Oberalm-Formation) mit der Probe HK1 (GAWLICK et al., 2010: 113) in UAZ 10 (= oberes Oxfordium bis unteres Kimmeridgium) bzw. in die *P. amphitrepta*-Subzone (= Kimmeridgium) zu stellen – zur Problematik des Ersteinsetzens von *P. amphitrepta* siehe oben.

Das Gros der bislang publizierten Radiolarienproben stammt hingegen aus Positionen innerhalb der Radiolaritabfolge und ergibt Altersdaten, die entweder auf UAZ 8 eingrenzbar sind oder eine größere Bandbreite aufweisen, die aber stets UAZ 8 einschließt – siehe Abbildungen 4 und 5. Faunen, die sicher und ausschließlich einer jüngeren oder älteren UA-Zone zuzuordnen wären, sind (mit Ausnahme von HK1) bislang nicht bekannt.

Die Ablagerung der Hauptmasse der Kieselgesteine mit ihren Brekzien und Großschollen ist somit in UAZ 8 zu stellen, wobei die Ammoniten aus der unterlagernden Klaus-Formation eine weitere Einschränkung auf (?oberstes Callovium bis) unteres Oxfordium erlauben – siehe dazu auch Abbildung 10. Ausschließlich in UAZ 9 (mittleres bis oberes Oxfordium) zu stellende Faunen sind nicht identifizierbar, die oben genannte Probe HK1 dürfte mit UAZ 10 den jüngsten Anteil (oberes Oxfordium oder unteres Kimmeridgium) erfasst haben.

Gesteine des höheren Oberjura

Die dem Radiolarit auflagernden pelagischen Bankkalke (= Oberalm-Formation) enthalten Skelettelemente der Schwebcrinoide *Saccocoma*, und zwar sowohl in der Schichtfolge des Höherstein (Probe 79/76, siehe Tafel 6/ Figs. 1–3; MANDL, 1982: 71) als auch des Sandling (Proben D 166, D 167 in GAWLICK et al., 2010: 111). *Saccocoma* tritt erfahrungsgemäß im Kimmeridgium schlagartig in Erscheinung und persistiert bis ins Tithonium. Radiolarien

aus den *Saccocoma*-Kalken der Sandling-Westseite werden von GAWLICK et al. (2010: 114, Probe D625) in das höhere Kimmeridgium bzw. in das Tithonium gestellt – die UAZ-Reichweiten der einzelnen Taxa ergeben leider keine eindeutige Schnittmenge.

Am **Sandling** setzen nach GAWLICK et al. (2007: 33ff., 2010: 111ff.) über den pelagischen Bankkalken, die feinkörnige Turbidite enthalten, abrupt proximale Riffschuttkalke der Plassen-Karbonatplattform ein, die keine pelagischen Zwischenschaltungen mehr enthalten. Die Schuttkalke beinhalten Klaster aus verschiedenen Faziesbereichen, vom Plattform-Hang bis zur Lagune. Autochthone Riffbildungen wurden bislang nicht beobachtet. Bei SCHÄFFER (1982) sind diese Gesteine in der Karte als Tressensteinkalk bezeichnet, die im Hangenden vom progradierenden Plassenkalk überdeckt werden sollen. Diese Bezeichnung wurde auch in der Kartenlegende von Abbildung 2 noch beibehalten. GAWLICK & SCHLAGINTWEIT (2009) stellen allerdings die Berechtigung des Begriffes „Tressensteinkalk“ in Frage.

Bezüglich des Alters weisen laut GAWLICK et al. (2007: 51, 2010: 117) die Foraminifere *Protopeneroplis ultragranulata* und die Alge *Selliporella neocomiensis* (Probe D200) auf höheres Tithonium als Mindestalter hin, genauere Daten zum gesamten Altersumfang fehlen aber bislang.

Rund um das **Höherstein-Plateau** bilden die pelagischen Bankkalke (= Oberalm-Formation) die bewaldeten Flanken, die darüber aufragenden Felswände werden von geschichteten Schuttkalken der Plassen-Karbonatplattform gebildet – siehe dazu und zu den nachfolgenden Ausführungen GAWLICK et al. (2007: 26ff., 2010: 117ff.). Im Gegensatz zum Sandling finden sich hier noch weiterhin Zwischenlagen pelagischer Kalkbänke, weshalb die bisher als Tressensteinkalk benannten Gesteine von den genannten Autoren als Barmsteinkalk-Lagen in der Oberalm-Formation bezeichnet werden. Im nordwestlichsten Abschnitt des Höherstein-Plateaus sind in den pelagischen Bankkalken nochmals Brekzien und Olistolithe von triassischem Dachsteinkalk eingelagert (lagunäre Fazies mit *Triasina hantkeni*, z.B. Proben D103, 106, 107, 108, 109, 111).

Bezüglich des Alters geben Calpionellen aus den pelagischen Zwischenschaltungen (Proben D58, A3181) mit *Crassicollaria intermedia* einen Hinweis auf oberes Tithonium. Sonderbarerweise werden diese Proben bei GAWLICK et al. (2007: 26) der „nordwestlichen und südöstlichen Basis“ des Höherstein-Plateaus zugeordnet, obwohl der Probenlageplan derselben Autoren (2007: Abb. 11) diese Probennummern eindeutig auf der Plateau-Hochfläche und damit im höheren Abschnitt der Schuttkalke verortet. Die Foraminifere *Freixiliana planispiralis* (Probe A3189) indiziert im Wesentlichen Tithonium, während *Protopeneroplis ultragranulata* (Probe D64) bis in die Unterkreide reicht – siehe GAWLICK et al. (2007: 29). In jedem Fall ist ein obertithoner Anteil der Schuttkalke des Höherstein belegt, und damit eine zumindest teilweise Altersgleichheit mit den Schuttkalken des Sandling gegeben.

Die westliche Fortsetzung der Schuttkalke („Barmsteinkalk“) des Höherstein bilden **Tauern**, **Rosenkogel** und **Zwerchwand** sowie in weiterer Folge **Ewige Wand** und **Jochwand**, wobei zwischengeschaltete Mikrite mit *Crassicollaria intermedia* auch in Zwerchwand und Ewiger Wand gefunden wurden – vgl. GAWLICK et al. (2010: 117ff.).

Trotz der stets betonten tektonischen Trennung (große Seitenverschiebung) zwischen Sandling und Höherstein und

der Zugehörigkeit dieser Bergstöcke zu zwei unterschiedlichen Jura-Becken, konstatieren GAWLICK et al. (2007: 49, 51) eine gute Übereinstimmung im Faunen- und Floren-Inventar dieser Oberjurakalke. Sowohl stratigraphische als auch biofazielle Unterschiede können somit im Oberjura als Unterscheidungsmerkmal für zwei getrennte Jura-Becken nicht geltend gemacht werden. Die Höherstein-Schichtfolge weist lediglich eine mehr distale Position bezüglich der Oberjura-Karbonatplattform auf, was sich in der gelegentlichen Zwischenschaltung der Calpionellen führenden Mikrite äußert.

Jurassische und jüngere tektonische Bewegungen

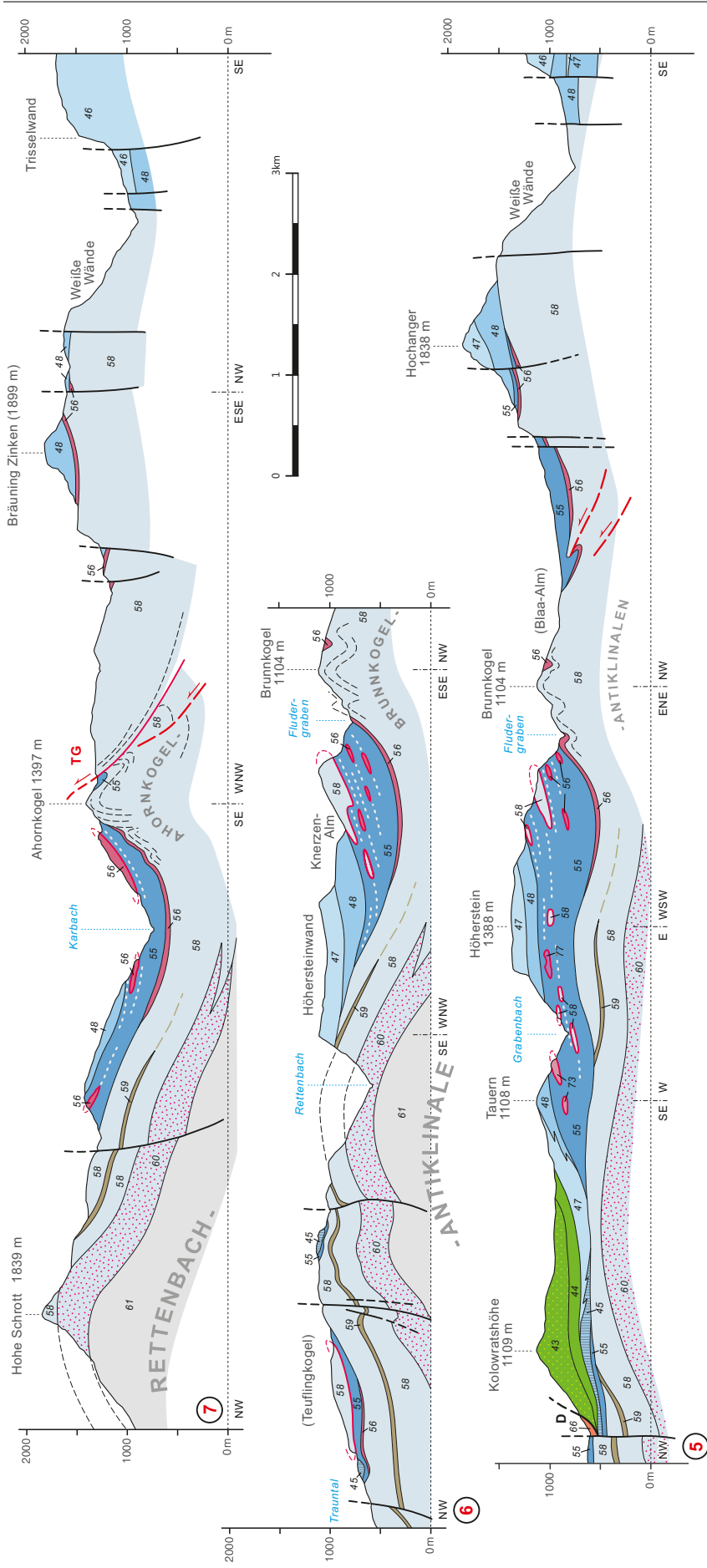
Der Großraum Bad Ischl–Bad Aussee wurde ab dem Jura mehrfach von tektonischen Bewegungen erfasst, wie sowohl im Großbereich aus dem Kartenbild, als auch im Aufschlussbereich in Form von Faltung, Zerschierung und Bruchtektonik erkennbar ist.

Eine erste tektonische Umgestaltung begann mit der Absenkung des Ablagerungsraumes in eine Tiefe, die zur Radiolaritbildung führte. Aus der räumlichen Anordnung der triassischen bis jurassischen Gesteine wird erkennbar, dass der Radiolarit einem Relief der älteren Gesteine auflagert – die Absenkung war offenbar von einer beginnenden Einengung begleitet. Im großen Maßstab sind hier die **Rettenbach-Antiklinale** und das **Brunnkogel-Ahornkogel-Antiklinalsystem** zu nennen – vgl. dazu die Profilschnitte 5 bis 7 in Abbildung 7.

Im Rettenbachtal ist im Kartenbild (Abb. 2 und SCHÄFFER, 1982) eine weitgespannte Antiklinale erkennbar, die bereits vor dem Oberjura angelegt wurde: quer zu einer Nordost–Südwest streichenden und nach Südwest abtauchenden Aufwölbung der Obertriassschichtfolge sind hier „Oberrhätkalk“, Kössen-Formation, Dachsteinkalk und Plattenkalk erosiv angeschnitten und werden von Oberalm-Formation und Tressenstein-/Barmsteinkalk diskordant überlagert – siehe dazu auch Abbildung 7. Ob die Erosion hier unter subaerischen Bedingungen erfolgte, ist bisher nicht untersucht.

Die „Singereben-Teufingkogel-Deckscholle“ (LEISCHNER, 1959: 77ff.) dürfte eine von der Nordwestflanke dieser Antiklinale entlang der mergeligen Kössen-Formation abgeglittene Gesteinsmasse bilden. Die Dachsteinkalk-Olistolithe im Grabenbachtal könnten hingegen von der Südostflanke stammen; südvergente Gleitfalten im Radiolarit zwischen Dachsteinkalk-Olistolithen im Bachbett bei Grabenbach-Klaus legen eine derartige Herkunftsrichtung nahe (Tafel 7/Figs. 1–2). Die ausgedehnte Knerzenalm-Gleitmasse und ihre Äquivalente im Umfeld des Pitzingmoos sind wohl eher als Fortsetzung jenes Schollenschwarms zu verstehen, der dem Nordwestrand der Totes-Gebirge-Decke vorgelagert ist. Im nordwestlichsten Teil des Toten Gebirges sind ja sporadisch letzte südliche Ausläufer der Kössen-Formation (Hochalm-Member) dem Dachsteinkalk zwischengelagert, wie sie in den Gleitmassen angetroffen wurden; dieses Areal kommt damit als Herkunftsgebiet prinzipiell in Frage.

Die Totes-Gebirge-Decke selbst scheint sich aus dem enggepressten Antiklinalsystem im Dachsteinkalk von Brunnkogel und Ahornkogel zu entwickeln, also ein bereits im Zuge der Juratektonik angelegter Deckenkörper zu sein (siehe Abb. 7). Das lückenhafte Auftreten der Jurarotkalke



- Unterkreide
- 43 Roselfeld-Formation
 - 44 Schrambach-Formation
 - 45 Bunter Oberjurakalk („Rettenbachschichten“)
 - 46, 47 Tressensteinkalk (47) und Plassenkalk (46) der Trisselwand
 - 48 Oberalm-Formation
 - 55 Radiolarit-Gruppe mit Brekzien aus der Dachstein-Fazies
 - 54 „Allgäu-Formation“ (mergelig)
 - 56 Rotkalk (Hieratzkalk Adnet-, Klaus-Formation)

- Trias
- 58 Dachsteinkalk
 - 59 Kössen-Formation
 - 60 Dachsteinkalk dolomitisiert („Plattenkalk“)
 - 61 Hauptdolomit

- Trias
- 73 in Hallstätter Fazies
 - 77 in Hallstätter Kalk (Obertrias)
 - 77 in Hallstätter Kalk (Mitteltrias)
 - Perm
 - 66 Haselgebirge

Die Nummern und annähernd auch die Farben der Schichtglieder entsprechen jenen in der Geologischen Karte Blatt 96-Bad Ischl (SCHÄFFER, 1982).

- Störung (sicher, vermutet)
- D Kretazische Überschiebungsfäche der Dachstein-Decke
- Umgrenzung jurassischer Gleitmassen
- Jurassisch(?) angelegte Überschiebungsfäche der Totes-Gebirge-Decke

Profilschnitte durch das westlichste Tote Gebirge

Lage der Profilschnitte siehe Abb.1
GERHARD W. MANDL, 2013

Abb. 7. Profilschnitte durch das westlichste Tote Gebirge.

und die stellenweise direkte Auflagerung des Radiolarits auf dem Dachsteinkalk sprechen für eine derart frühe Aufwölbung. Bei fortschreitender Einengung bildete sich aus einem zerscherten und anfangs nur randlich überschobenen Antiklinalsystem in der streichenden Fortsetzung gegen Nordosten hin eine Überschiebungsfläche, an der schließlich mitteltriassische Gesteine auf obertriassische überschoben sind – vgl. Geologische Karte Grünau im Almtal, EGGER & VAN HUSEN (2007).

Die Mobilisierung der Hallstätter Gesteine, die zur jurassischen Deckenbildung führte, wird heute auf plattentektonische Ursachen zurückgeführt, wobei der genauere Ablauf noch umstritten ist; im Laufe der letzten Jahre wurden verschiedene Modelle von Subduktionszonen und/oder Seitenverschiebungen diskutiert – NEUBAUER (1994), SCHWEIGL & NEUBAUER (1997), FRISCH & GAWLICK (2001, 2003), GAWLICK & FRISCH (2003), FRANK & SCHLAGER (2006), MISSONI & GAWLICK (2011a, b). Unter anderem wird auch eine jurassische Obduktion ozeanischer Kruste (Neotethys/Meliata-Hallstatt-Ozean) auf den ostalpinen Schelf angenommen (z.B. SCHMID et al., 2008; SCHUSTER & STÜWE, 2010), die bereits im Oberjura (Sillenkopf-Formation, vgl. MISSONI & GAWLICK, 2011a, b) oder spätestens ab der Unterkreide (FAUPL & POBER, 1991) als Liefergebiet für ophiolithischen Detritus (Chromspinell im Schwermineralspektrum) fungierte.

Im Laufe des Oberjura wurde der Radiolarit durch zunehmend karbonatische Sedimentation im Zuge des Aufbaues neuer Karbonatplattformen (Plassenkalk) abgelöst. Deren Entwicklungsdynamik – über eine anfängliche Verflachung hin zum finalen „Ertrinken“ der Plattform – spiegelt offenbar anhaltende tektonische Aktivität wider, siehe GAWLICK & SCHLAGINTWEIT (2006). Das bisherige Bild tektonischer Ruhe zwischen der früh-oberjurassischen Gleittektonik und der einsetzenden alpidischen Deckentektonik in der Unterkreide trifft diesen Daten zufolge offenbar nicht zu.

Das „Ertrinken“ der Karbonatplattformen kulminiert in der Unterkreide in der Bildung der Tiefwasserablagerungen der Rossfeld-Formation. Deren Sedimentation wird im zentralen Salzkammergut durch die Überschiebung höherer tektonischer Einheiten (Dachstein-Decke) vermutlich im oberen Hauterivium beendet – MANDL & LOBITZER (2012: 85). Die zunehmende Kornvergrößerung und die Beteiligung von metamorphen und ultrabasischen Gesteinen (Schwermineralspektrum der Sandsteine) soll den beginnenden „eo-alpidischen“ Deckenbau widerspiegeln – vgl. FAUPL & TOLLMANN (1979), DECKER et al. (1987), FAUPL & WAGREICH (1992). Dieser erfasste nicht nur die kalkalpinen Sedimentgesteine, sondern auch deren kristallinen Sockel, also die ausgedünnte kontinentale Kruste, in Form einer „Intrakontinentalen Subduktion“ – STÜWE & SCHUSTER (2010).

Die mit dieser Überschiebung verbundene Einengung in der tektonisch tieferen Gesteinsabfolge wird für das Zerbrechen der dortigen dickbankig-massigen Tressensteinkalk/Plassenkalk-„Platte“ (Rosenkögel, Zwerchwand, Tauern, Höherstein) und für die intensive Faltenbildung in den unterlagernden, gut gebankten Kalken der Oberalm-Formation verantwortlich sein; erkennbare Abschiebungen in der Tressensteinkalk-Platte des Höherstein sind mutmaßlich mit dieser Stauchung und Aufwölbung der Oberalm-Formation zu korrelieren – vgl. Tafel 8/Figs. 1–3. Wieweit diese Stauchung auch den Radiolarit erfasst und sedimentäre Gleitfalten darin überprägt hat, ist bisher nicht untersucht.

Wesentlichen Einfluss auf die heutige Geometrie des Kalkalpinen Deckenstapels hatte zuletzt die sprödetektonische Zerlegung entlang NW–SE streichender Störungen wie der dextralen post-mittelozeänen Wolfgangsee-Störung und entlang den WSW–ENE streichenden, hauptsächlich sinistralen, miozänen Salzach-Ennstal- („SEMP“), Innsbruck-Amstetten- („ISAM“) und Königsee-Lammertal-Trauntal- („KLT“) Störungssystemen. Unter Berücksichtigung dieser Seitenverschiebungen haben FRISCH & GAWLICK (2001: Fig. 1, 2003: Fig. 4) eine Rekonstruktion des oligozänen Stadiums des kalkalpinen Deckenbaues versucht. Anmerkungen dazu siehe unten.

Diskussion der Ergebnisse

GAWLICK et al. (2007, 2010) wollen die kieselig-radiolaritische Gesteinsabfolge nördlich von Raschberg und Sandling aufgrund der unterschiedlichen Herkunft ihrer klastischen Einlagerungen zwei unterschiedlichen Jura-Becken zuordnen: einem nördlichen Becken mit Tauglboden-Formation (mit Klasten aus dem Dachstein-Faziesraum) und einem südlichen Becken mit der neu definierten Sandlingalm-Formation (mit Klasten aus dem Hallstätter Faziesraum). Die beiden Beckenfüllungen hätten ihre heutige Nachbarschaft erst im Zuge einer Seitenverschiebung erlangt. Laut GAWLICK et al. (2003: 75) soll die Bewegung an dieser **Seitenverschiebung** vermutlich im Miozän erfolgt sein. Eine derart bedeutende und vergleichsweise junge Seitenverschiebung müsste sich allerdings in den umrahmenden Gesteinen fortsetzen; derartiges ist im geologischen Kartenbild aber nicht erkennbar – vgl. dazu die Abbildungen 1 und 2, sowie SCHÄFFER (1982). Auch in den Übersichtsdarstellungen der tektonischen Großblöcke und deren begrenzenden (miozänen und älteren) Störungssystemen bei FRISCH & GAWLICK (2003), GAWLICK et al. (2003, 2007, 2010) ist eine Seitenverschiebung dieser Raumlage kinematisch nicht sinnvoll einzubinden und auch nicht dargestellt – vgl. Abbildung 8.

Die vorliegende Untersuchung des **Gesteinsspektrums der Brekzienkomponenten und Olistolithe** im Radiolarit zeigt gegenüber den lithostratigraphischen Zuordnungen in der Geologischen Karte von SCHÄFFER (1982) einige Unterschiede, die jetzt mikropaläontologisch belegt werden können. So sind einige Olistolithe auf der Süd-, insbesondere aber auf der Westseite des Höherstein keine Hallstätter Kalke, sondern Dachsteinkalk; andererseits konnten aber auch zusätzliche Olistolithe und Brekzien aus dem Dachstein-Faziesraum weiter südlich als bisher bekannt aufgefunden werden.

Insgesamt zeigt sich trotz dieser Korrekturen weiterhin eine derart verschränkte räumliche Anordnung der beiden Gesteinsgesellschaften, dass keine Trennung und strikte Beschränkung auf jeweils nur eine Seite der von GAWLICK et al. (2003, 2007) postulierten Seitenverschiebung möglich ist – vgl. dazu Abbildung 9. Es spricht nichts dagegen, dass im dargestellten Kartenausschnitt alle Brekzien und Olistolithe zur Sedimentfüllung ein und desselben Radiolaritbeckens gehören.

Das Argument eines zeitlich unterschiedlichen Beginnes der **Radiolarit-Sedimentation** ist eng verknüpft mit der Radiolarienstratigraphie. Die Arbeitsgruppe um GAWLICK und SUZUKI hat dazu seit 1999 zahlreiche Profile in den Kalkalpen aufgenommen und auf ihre Faunenvergesell-

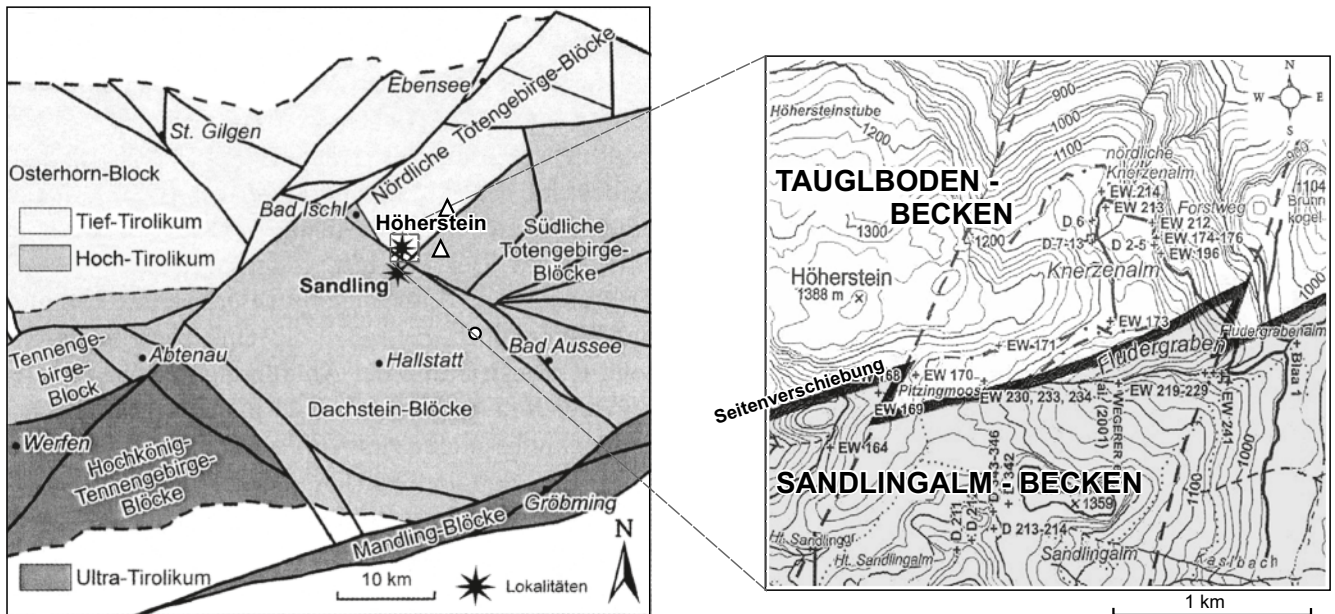


Abb. 8. Heutige Blockkonfiguration des Salzammerguts und Verlauf der tektonischen Grenze (Bild rechts) zwischen Höherstein („Tauglboden-Becken“) und Sandling („Sandlingalm-Becken“), beide nach GAWLICK et al. (2007: Abb. 2A, 4). Grauschattierung und Beschriftung ergänzt. Man beachte: Der postulierte Verlauf der bedeutenden, mutmaßlich miozänen Seitenverschiebung zwischen den beiden Jura-Becken (rechtes Bild) findet sich nicht in den Störungssystemen des Salzammerguts (linkes Bild) wieder. Allerdings ist die Lagerichtigkeit der Lokalitäten offenbar mit Vorsicht zu betrachten, da diese in diversen publizierten Versionen dieser Abbildung an verschiedenen Stellen aufscheinen. In GAWLICK et al. (2012: Fig. 78 A) sind Sandling und Höherstein beispielsweise an den hier mit Dreiecken markierten Positionen verortet. Auch der Ort Bad Aussee variiert in der Lage.

schaftungen untersucht. Das offenbar reiche Probenmaterial war Anlass für diese Autoren, die Reichweite verschiedener Taxa innerhalb der **Unitary Association Zones** von BAUMGARTNER et al. (1995) für den kalkalpinen Raum zu modifizieren. Eine hier gegebene Zusammenstellung dieser über Jahre hinweg erfolgten Änderungen lässt jetzt erkennen, dass die Altersaussagen in älteren Publikationen kritisch gesehen werden müssen. Die konsequente Anwendung der aktualisierten Reichweiten (Abb. 3) lässt keinen Altersunterschied in jenen Proben erkennen, die als Basis der beiden Radiolaritabfolgen bezeichnet werden – siehe Abbildung 10. Die Hauptmasse aller enger eingrenzbarer Radiolaritproben kann in die Radiolarienzone UAZ 8 eingestuft werden, liegt also entsprechend diesem Zonenkonzept irgendwo innerhalb des Zeitabschnittes mittleres Callovium bis unteres Oxfordium. Eine weitere Eingrenzung des Beginns der Radiolaritbildung erlaubt die kleine Ammonitenfauna aus der unterlagernden Klaus-Formation im Fludergraben, die oberstes Callovium anzeigt (MANDL, 1982). Der Radiolarit beginnt demgemäß im (?obersten Callovium oder) unteren Oxfordium.

Der Versuch, die relativ grobe Zeitgliederung auf Basis der Unitary Association Zones durch eine eigene Gliederung nach **Reichweiten(Range)-Zonen** zu verfeinern – SUZUKI & GAWLICK (2003a, b) bzw. GAWLICK et al. (2009) – erscheint wenig überzeugend, weist er doch im Hinblick auf die chronostratigraphische Korrelation eine Reihe von nicht näher begründeten Annahmen auf. Im Übrigen ergeben sich aus der Anwendung dieser Gliederung auf die gegenständlichen Radiolaritproben auch keine zeitlichen Unterschiede im Beginn der Radiolaritbildung.

Die von GAWLICK et al. (2007, 2009) angeführten Argumente zur Unterteilung der kieseligen Juragesteine im Raum Sandlingalm–Blaa-Alm in eine Tauglboden-Formation nördlich und eine Sandlingalm-Formation südlich einer jungen, ?miozänen Störungszone verlieren diesen

Ergebnissen zufolge ihre Grundlage. Damit wird der Begriff „Sandlingalm-Formation“ obsolet. Die hypothetische, trennende Seitenverschiebung wird damit überflüssig, sie kann im geologischen Kartenbild ohnehin nicht gefunden werden.

Die bisher als Sandlingalm-Formation bezeichnete Gesteinsabfolge kann der Strubberg-Formation zugeordnet werden. Der von GAWLICK & SUZUKI (1999: Fig. 13) mit UAZ 7 angegebene Sedimentationsbeginn der Strubberg-Formation im Lammertal lässt sich bei einer Revision ihrer basalen Radiolarienfauna gemäß der korrigierten Radiolarienzonen in Abbildung 3 in der liegendsten Probe leider nicht genauer als UAZ 5–8 einstufen, die beiden darüber folgenden Proben ergeben aber bereits UAZ 8, wie im Sandling-Gebiet.

Ausgehend von ihrer Entwicklungsgeschichte der Radiolaritbecken wurde von der Leobener Arbeitsgruppe auch eine neue Interpretation der tektonischen Entwicklung des Kalkalpen-Mittelabschnittes gegeben. Dabei werden die paläo- bis neogenen Seitenverschiebungen zur Rekonstruktion des oligozänen Stadiums des kalkalpinen Deckenbaues berücksichtigt und neu definierte Strukturelemente vom Berchtesgadener Raum bis ins Tote Gebirge korreliert – vgl. FRISCH & GAWLICK (2001: Fig. 1, 2003: Fig. 4). Ein wesentliches Element ist in diesem Modell die **Trattberg-Schwelle**, die ab dem frühen Oxfordium als Hochzone und Liefergebiet für den Detritus im Tauglboden-Becken wirksam wird. Daraus entwickelt sich bei weiterer Einengung die Trattberg-Überschiebung, die ein „Tief-Tirolikum“ (Osterhorn-Gebiet; Tauglboden-Becken) von einem „Hoch-Tirolikum“ (Tennengebirge, Einberg-Zug; Lammertal/Strubberg-Formation) trennen soll. Auf dem Kartenblatt 96 Bad Ischl wird die Nordbegrenzung des „Southern Totengebirge Blocks“ als östliche Fortsetzung der Trattberg-Überschiebung angesehen – vgl. FRISCH & GAWLICK (2001: Fig. 1, 2003: Fig. 5).

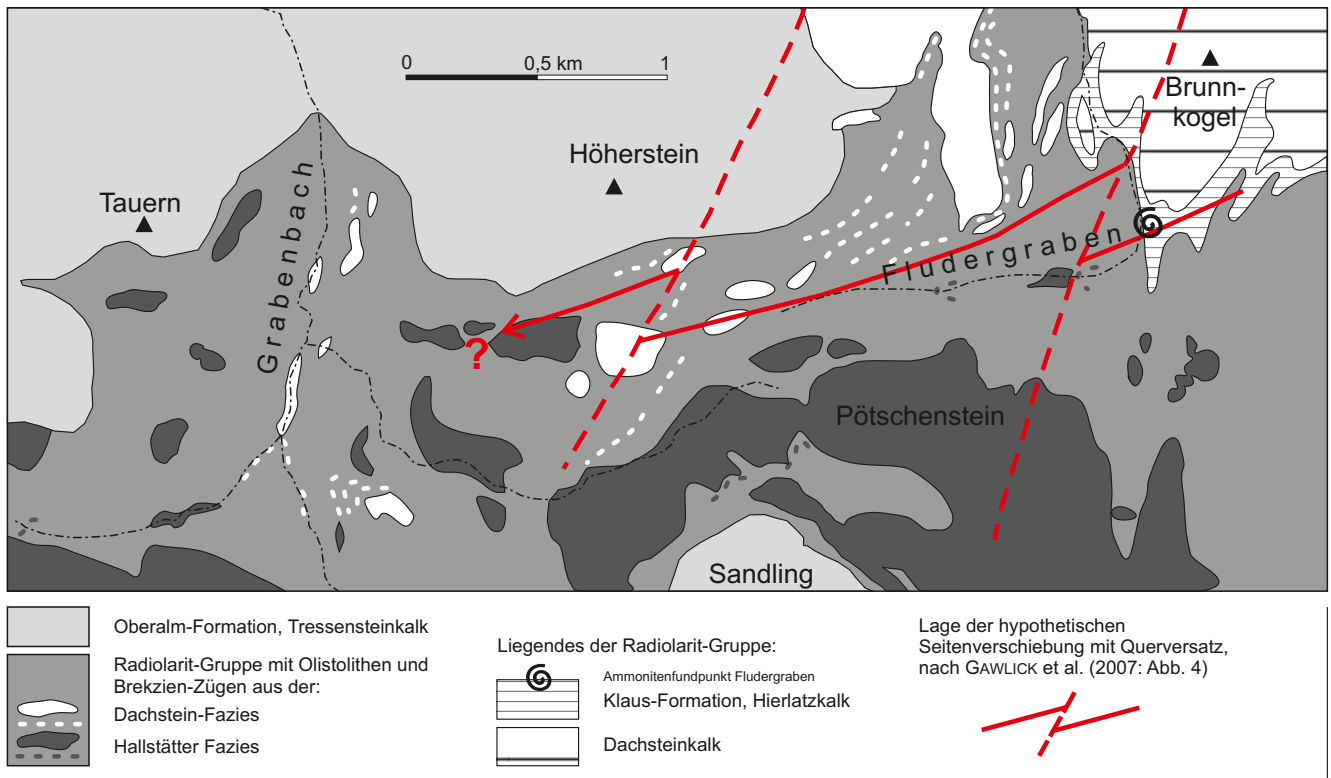


Abb. 9.

Die Olistolithe aus den beiden Herkunftsgebieten „Dachstein-Fazies“ und „Hallstätter Fazies“ lassen sich nicht auf jeweils nur eine Seite der hypothetischen Seitenverschiebung beschränken, insbesondere wenn man das westlich anschließende Gebiet berücksichtigt. Dort wird auch die Fortsetzung der Seitenverschiebung in der Originalarbeit nicht dargestellt (siehe Abb. 8). Die Seitenverschiebung durchschneidet auch die südabtauchenden Brunnkogel-Antiklinalen, ohne dass ein Versatz sichtbar wäre. Analoges gilt für die Querstörungen. Das geologische Kartenbild bietet keine Anhaltspunkte für die Existenz der postulierten Seitenverschiebung.

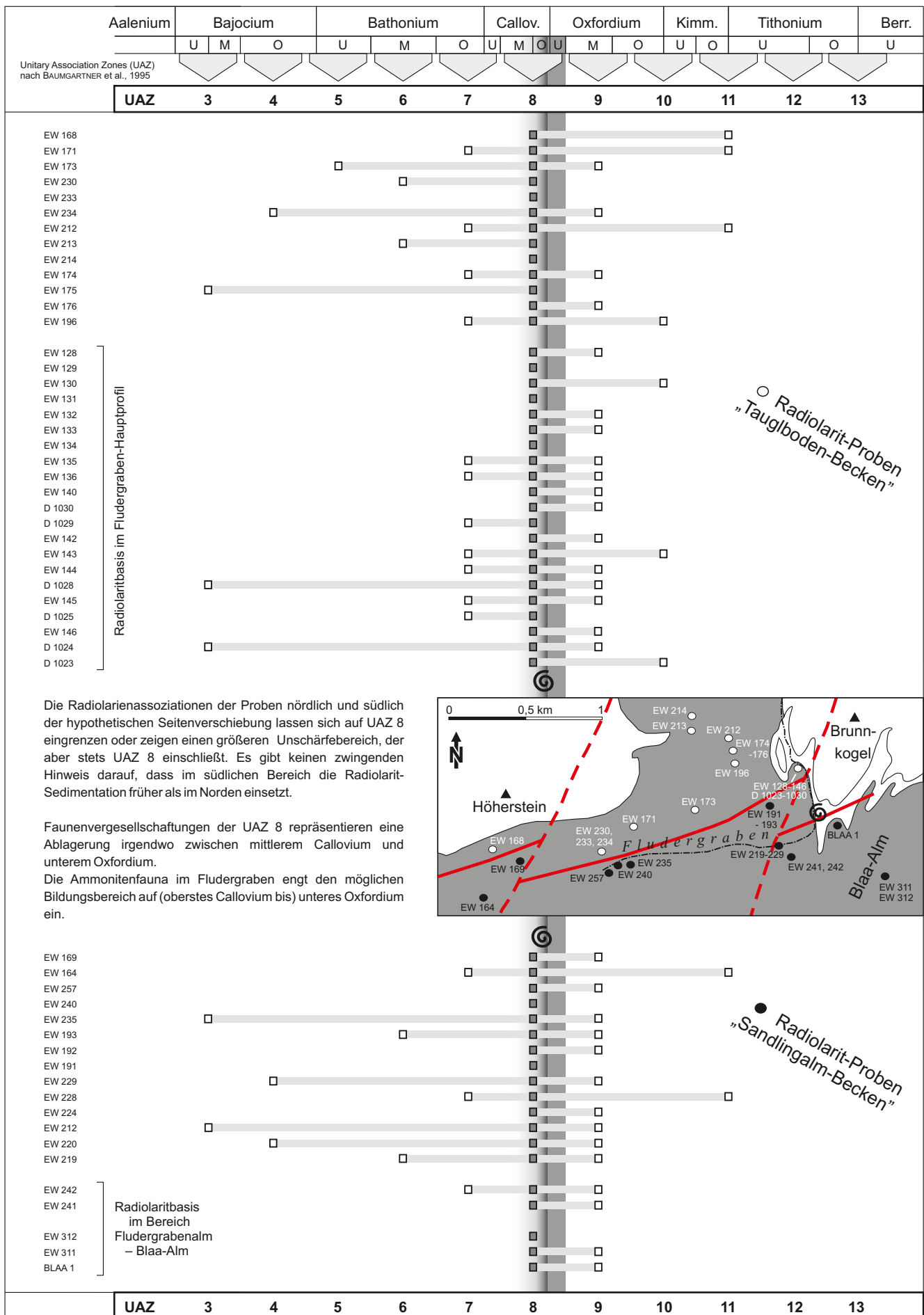
Es erscheint aber auch eine andere Korrelation möglich: Die Trattberg-Schwelle zeigt ja aufgrund ihrer jurassischen Hochlage eine teilweise Abtragung der obertriassisch-jurassischen Schichtfolge bis unter das Niveau der Kössen-Formation. Über dieses Relief transgredieren örtlich die oberjurassische Oberalm-Formation oder direkt die unterkretazische Schrambach- und Rossfeld-Formation – siehe geologische Karten St. Wolfgang und Hallein, PLÖCHINGER (1982, 1987). Ein vergleichbares Bild bietet die Rettenbach-Antiklinale östlich Bad Ischl. Auch hier sind im Schwellenscheitel Gesteine bis unter die Kössen-Formation abgetragen und finden sich als Brekzienkomponenten und (Groß-)Olistolithe in den kieseligen Sedimenten an den Antiklinal-Flanken. Die nordwestliche Flanke leitet zu einem jurassischen Beckenbereich mit geringmächtigen Rotkalken, mergeligen Gesteinen der Allgäu-Formation und Radiolarit mit der auflagernden „Singereben-Teufingkogel-Scholle“ aus lagunärem Dachsteinkalk mit Kössener Einschaltungen über, der einem Ausläufer des Tauglboden-Beckens entsprechen könnte. An die Südostflanke schließt hingegen jene Rotkalk-Radiolaritabfolge an, die sowohl Olistolithe vom Schwellenscheitel in Dachsteinkalk-Fazies, als auch die ausgedehnten Gleitmassen von Hallstätter Gesteinen des Raschberg-Sandling-Gebietes beinhaltet und als Fortsetzung der Strubberg-Formation des Lammerbeckens betrachtet werden kann.

Die mutmaßlich bereits jurassisch einsetzende Überschiebung der **Totes-Gebirge-Decke** läuft hingegen nach Südwesten im Faltenbau der Brunnkogel-Ahornkogel-Antiklinalen aus, und hat daher wohl keine Entsprechung zwischen Lammertal und Trattberg-Gebiet. Die Oberalm-Formation des Rosenkogels, Tauern und Höhersteins transgrediert dann gleichermaßen über das Erosionsrelief der Rettenbach-Antiklinale, wie auch über die beiden angrenzenden Radiolaritbecken, und trägt ihrerseits die unterkretazische Schrambach- und Rossfeld-Formation. Eine vergleichbare Abfolge zeigt der Einbergzug (Stirnbereich der Trattberg-„Überschiebung“) nördlich des Lammertales.

Ein eigener Themenkreis ist die **Dachstein-Decke**, die im Modell von FRISCH & GAWLICK (2001: Fig. 1, 2003: Fig. 4) keine eigenständige Decke des Juvavischen Deckensystems, sondern einen störungsbegrenzten Block innerhalb einer „Upper Tirolic nappe“ darstellen soll. Aus der Sicht des hier besprochenen Raumes kann dazu nur festgehalten werden, dass die Auflagerung der Dachstein-Decke auf der unterkretazischen Schrambach- und Rossfeld-Formation südöstlich Bad Ischl, bzw. in der östlichen Fortsetzung auf den Hallstätter Gesteinen der Goisern-Aussee-Decke unzweifelhaft durch Bohrungen belegt ist – vgl. dazu Abbildung 1 und insbesondere die Profilschnitte in MANDL et al. (2012: Taf. 1, 2). Eine Diskussion des weiteren Verlaufes der Deckengrenze übersteigt aber Thema und Rahmen der vorliegenden Arbeit.

Abb. 10.

Altersverteilung von Proben aus der Radiolaritgruppe im Umfeld des Fludergrabens und der Blaa-Alm. ▶



Brekzien und (Groß-)Olistolithe aus dem Dachsteinkalk-Faziesraum

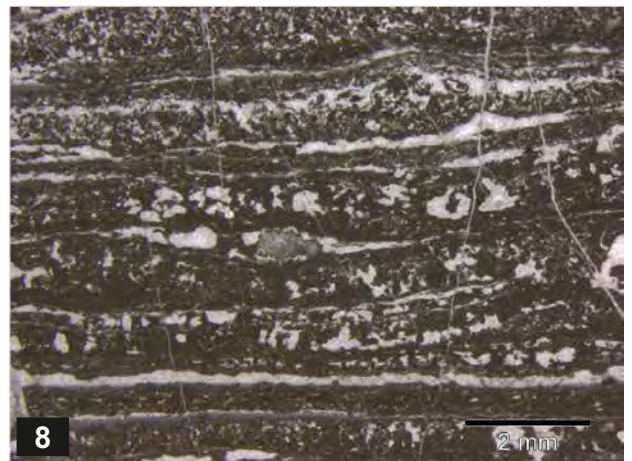
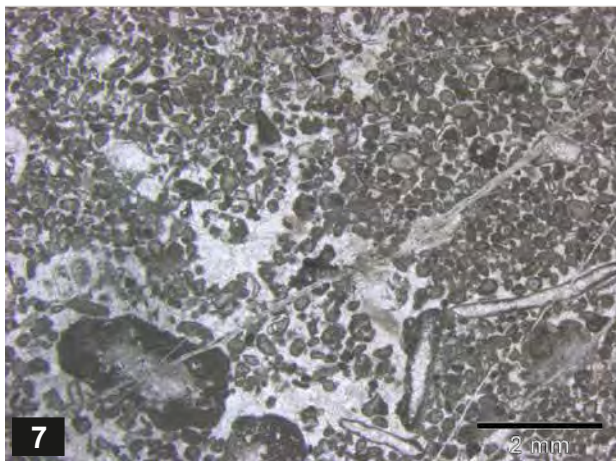
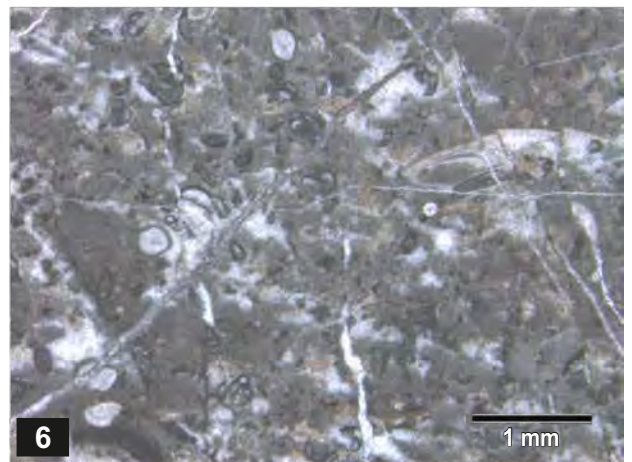
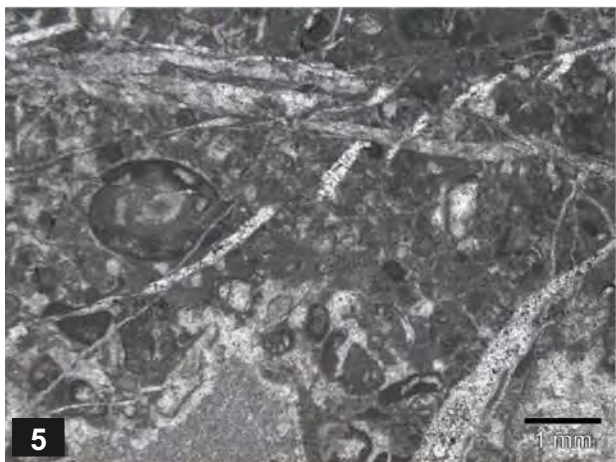
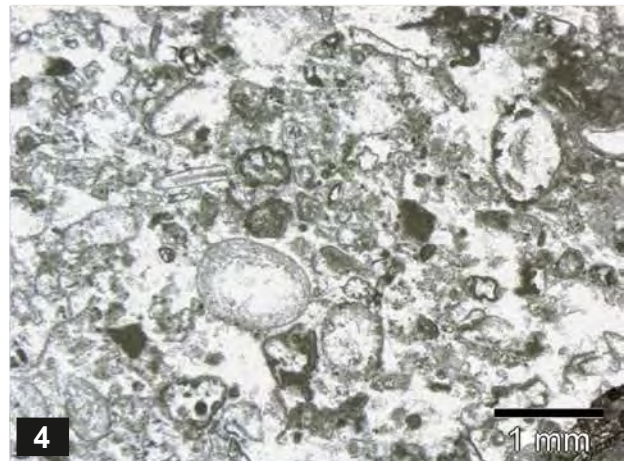
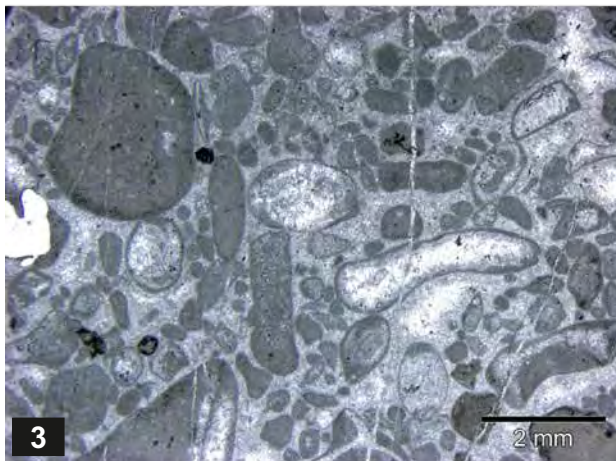
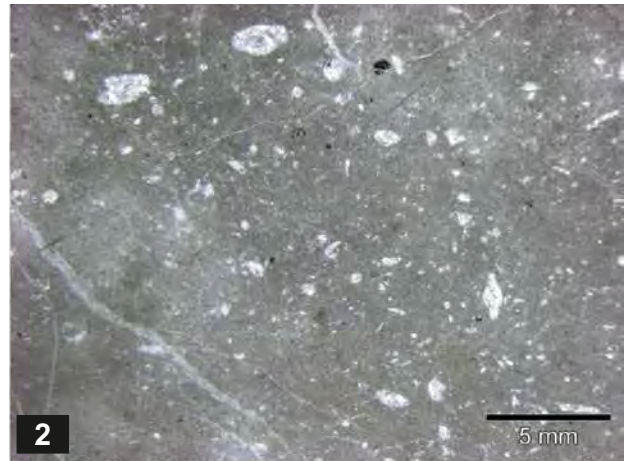
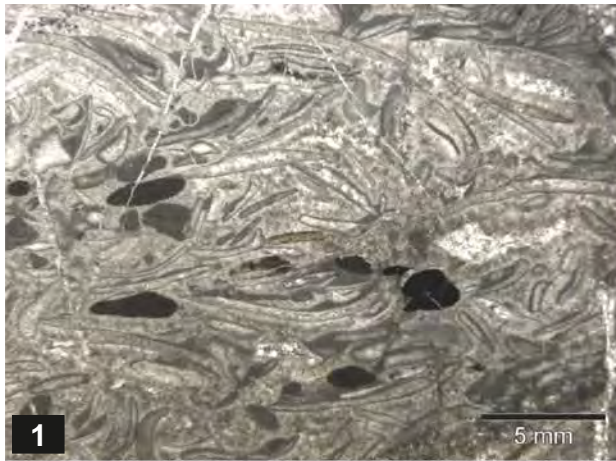
- Fig. 1: Brekzienkörper im Radiolarit, Forststraßenabzweigung zur Knerzenalm.
- Fig. 2: Detail zu Fig. 1, Auflagerung auf dünnbankigem Radiolarit (Probenpunkt EW 214).
- Fig. 3: Südende der Knerzenalm-Gleitmasse (lagunärer Dachsteinkalk), Auflagerung auf Radiolarit mit Karbonatdetrituslagen. Der nach Osten (rechts) folgende Bereich mit Olistolithen aus Rotkalken des Pliensbachium ist derzeit nicht aufgeschlossen – vgl. MANDL (1982: Abb. 2).
- Fig. 4: Detail zu Fig. 3: grobe Dachsteinkalkbrekzie in Radiolaritmatrix an der Basis der Gleitmasse. Größte Komponente etwa 10 cm.
- Fig. 5: Detail zu Fig. 3: Dachsteinkalk-Komponenten in toniger Matrix; partielle Verkieselung zeichnet Loferitgefüge nach (Komponente rechts oben).
- Fig. 6: Detail zu Fig. 3: gradierter Kalkturbidit mit einigen aufgearbeiteten Radiolaritkomponenten.
- Fig. 7: Detail zu Fig. 3: zwei gradierte Turbiditlagen, hangend Andeutung von convolute bedding in verkieseltem Siltlaminit. Bankdicke ca. 10 cm.
- Fig. 8: Matrixfreie Brekzie aus lagunärem Dachsteinkalk, vereinzelt Jura-Rotkalken und Radiolaritbruchstücken, Stylokontakte zwischen den Komponenten. Lokale Verkieselung der Kalkkomponenten zu Gruppen von Hornsteinkügelchen konzentriert (oben Mitte); Forststraße westlich Pitzingmoos-Jagdhütte.
- Fig. 9: Detail zu Aufschluss Fig. 8: Dachsteinkalk-Komponente mit rekristallisiertem und teilweise verkieseltem ästigem Korallenstock. Die weiß/rosa/rot gebänderte Komponente daneben entstammt „Member A“ der Loferer Dachsteinkalk-Zyklik.



Tafel 2

Dachsteinkalk der Brekzien und Olistolithe

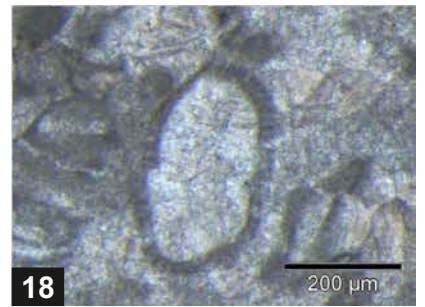
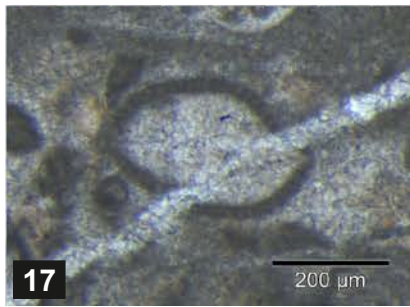
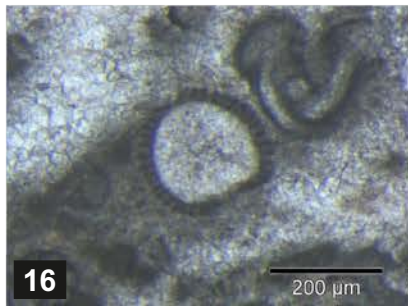
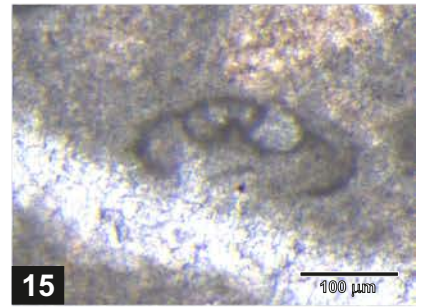
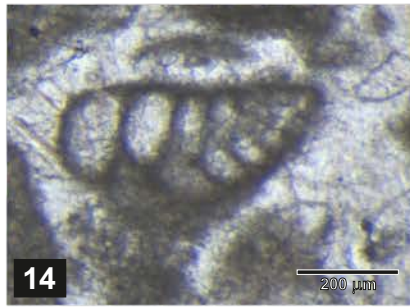
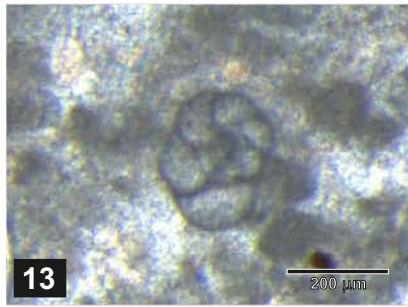
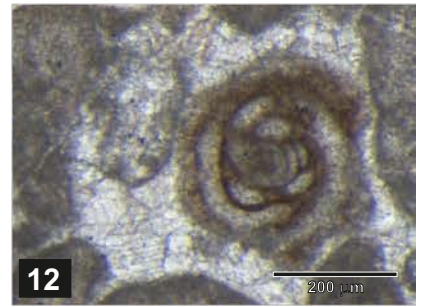
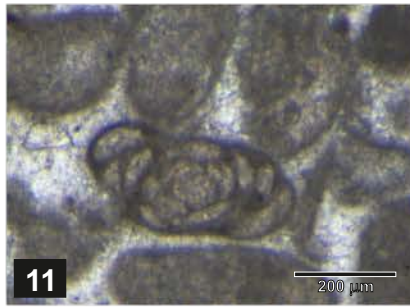
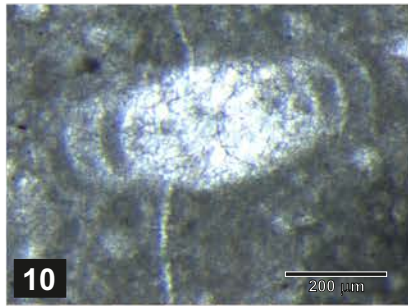
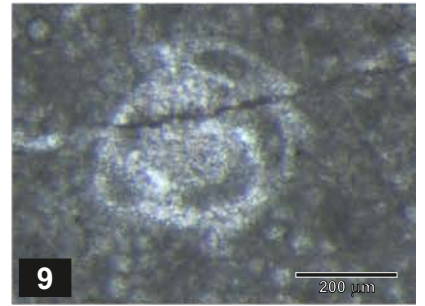
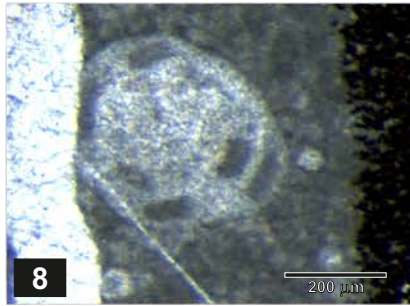
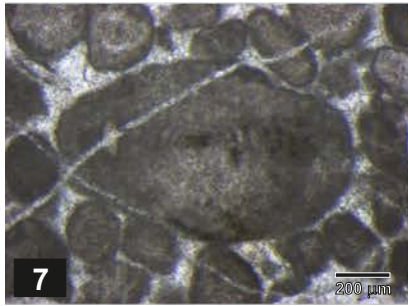
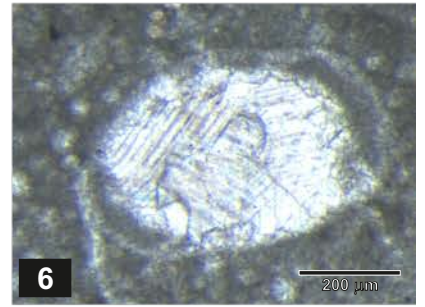
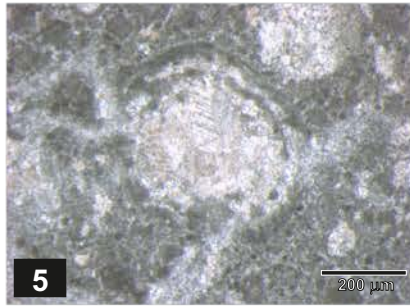
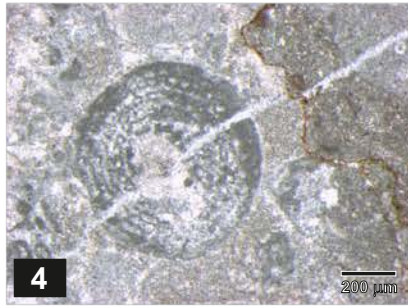
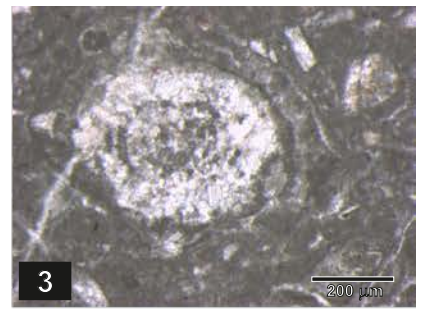
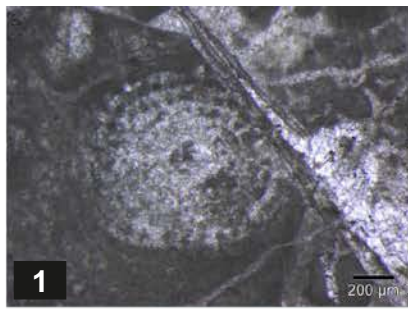
- Fig. 1: Brekzienkomponente Kössen-Formation; Schill-Lage aus rekristallisierten Schalenfragmenten, randlich mikritisiert; dunkle Komponenten sind gut gerundete umgelagerte Tonklasten; Probe 78/01.
- Fig. 2: Dachsteinkalk, lagunär; Obertrias, Kalkschlammfazies mit Involutiniden; Probe 80/30.
- Fig. 3: Brekzienkomponente Dachsteinkalk, lagunär; Obertrias, grainstone mit rekristallisierten Involutiniden; Probe 79/70H (Folienabzug).
- Fig. 4: Brekzienkomponente Dachsteinkalk, lagunär; Obertrias; grainstone mit *Triasina hantkeni*, rekristallisierten Involutiniden und Dasycladaceen-Fragmenten; Probe 09/B03.
- Fig. 5: Brekzienkomponente Dachsteinkalk, lagunär; Obertrias; *Aulotortus sinuosus*; Probe 79/01.
- Fig. 6: Dachsteinkalk, lagunär, Obertrias; Kalkschlammfazies mit gehäuftem Auftreten von *Glomospirella*; Probe 09/09.
- Fig. 7: Dachsteinkalk, lagunär, Obertrias; oolitische grainstone-Fazies, Probe 09/A05.
- Fig. 8: Dachsteinkalk, lagunär, Obertrias; Loferit (dolomitisierte Algen/Bakterien-Laminite), Probe 09/A06.
-



Tafel 3

Mikrofauna/flora aus dem Dachsteinkalk der Brekzien und Olistolithe

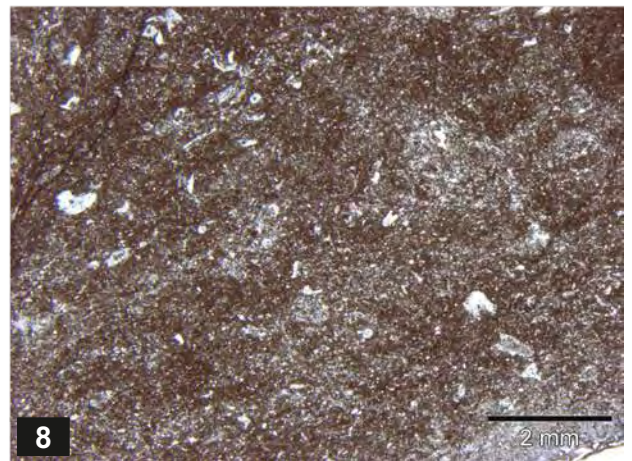
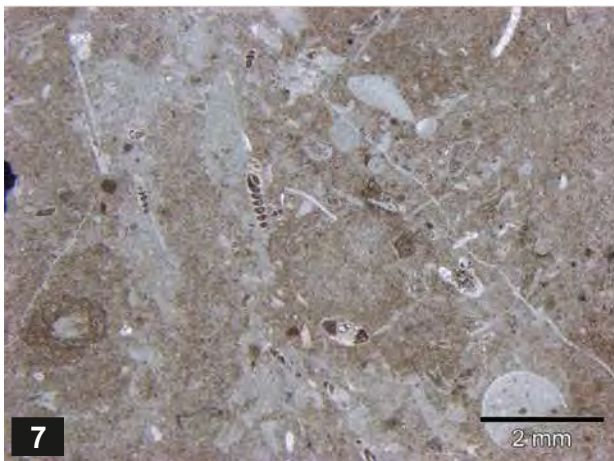
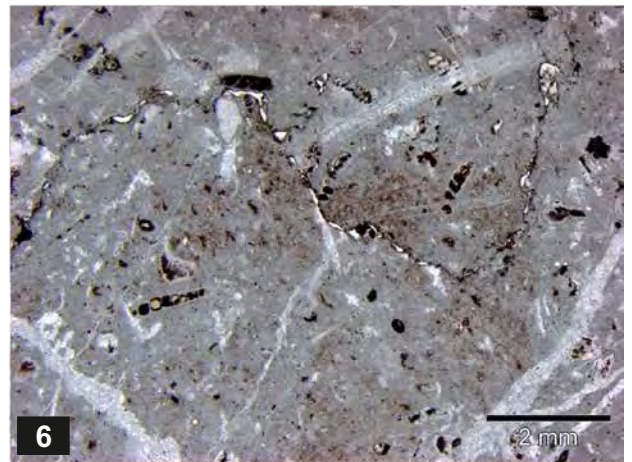
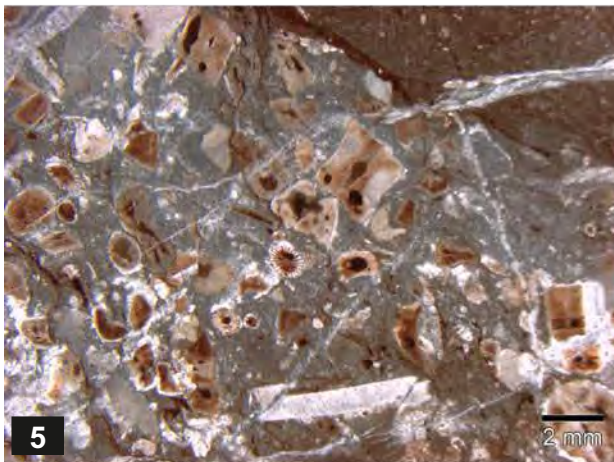
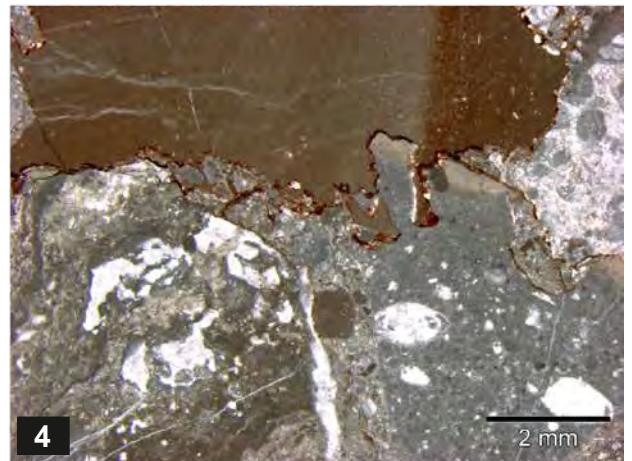
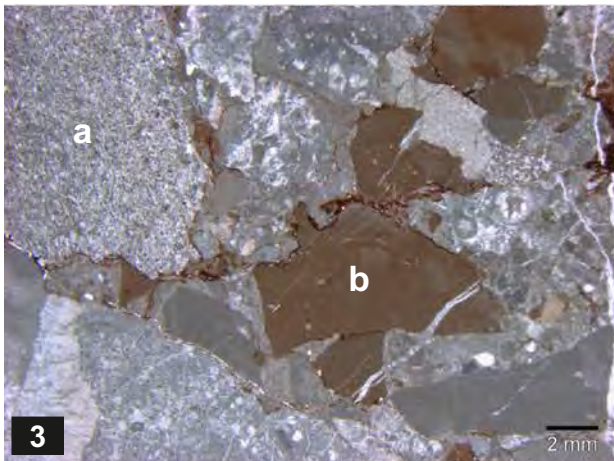
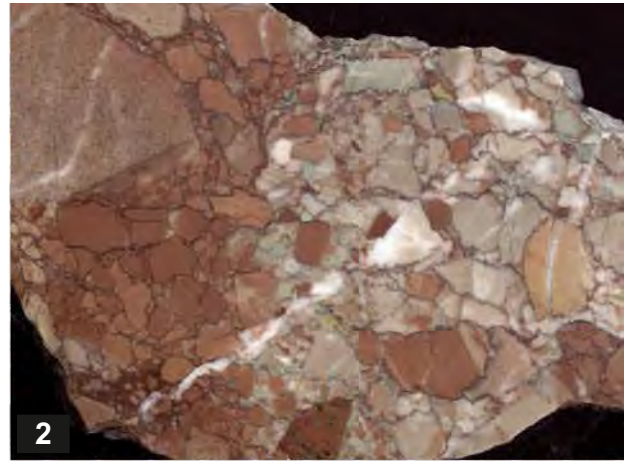
- Figs. 1–5: *Triasina hantkeni*
1) Probe 79/01; 2) Probe 09/B01; 3) Probe 09/B02; 4–5) Probe 09/B03.
- Figs. 6–7: *Aulotortus sinuosus*
6) Probe 09/11; 7) Probe 09/A05.
- Figs. 8–9: *Aulotortus friedli*; Probe 09/11.
- Fig. 10: *Aulotortus tumidus*; Probe 09/11.
- Fig. 11: *Glomospirella* sp.; Probe 09/A05.
- Fig. 12: *Glomospira* sp.; Probe 09/A05.
- Fig. 13: *?Haplophragmoides* sp.; Probe 09/09.
- Fig. 14: *Textularia* sp.; Probe 09/A05.
- Fig. 15: *Trochammina* sp.; Probe 09/09.
- Figs. 16–18: *Thaumatoporella parvovesiculifera*; Probe 09/09.



Tafel 4

Jura-Rotkalk der Brekzien und Olistolithe aus dem Dachsteinkalk-Faziesraum

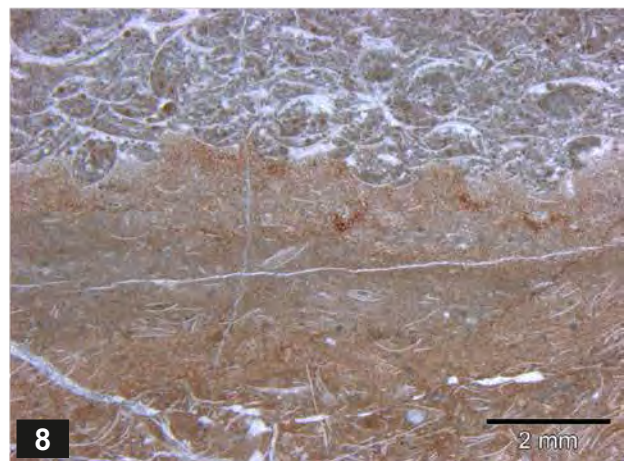
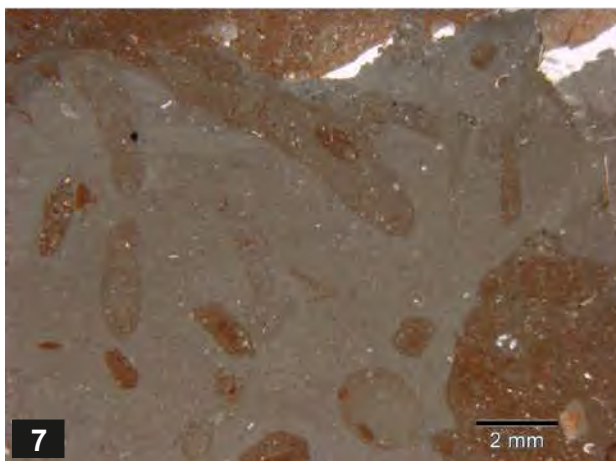
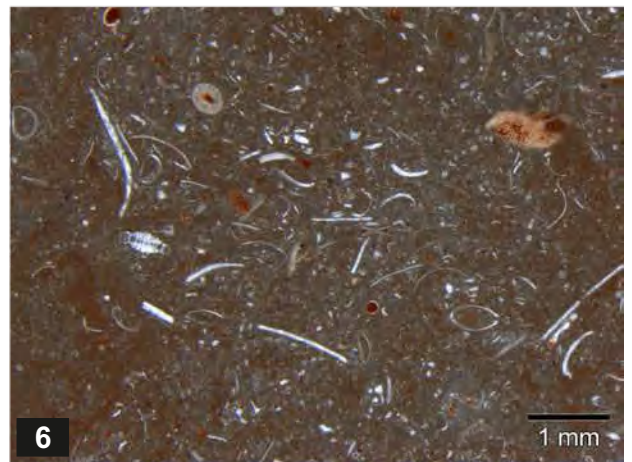
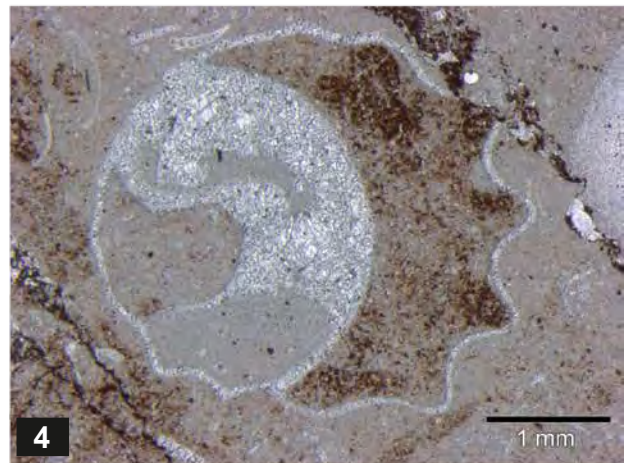
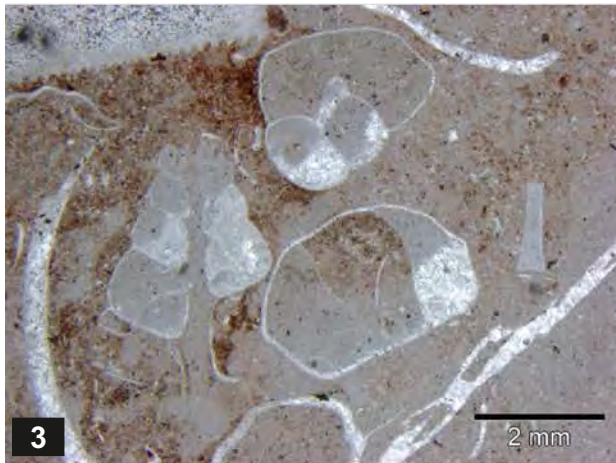
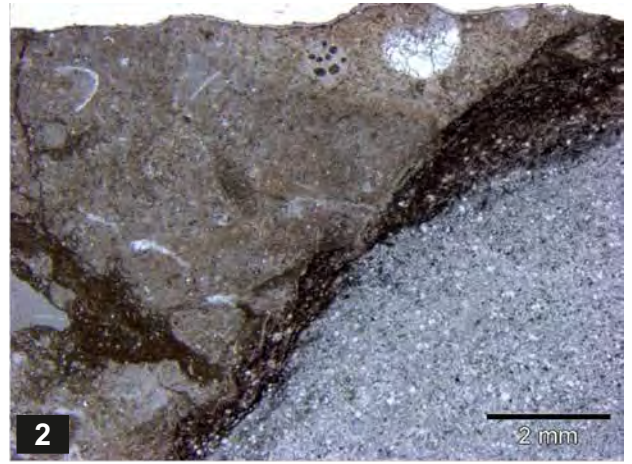
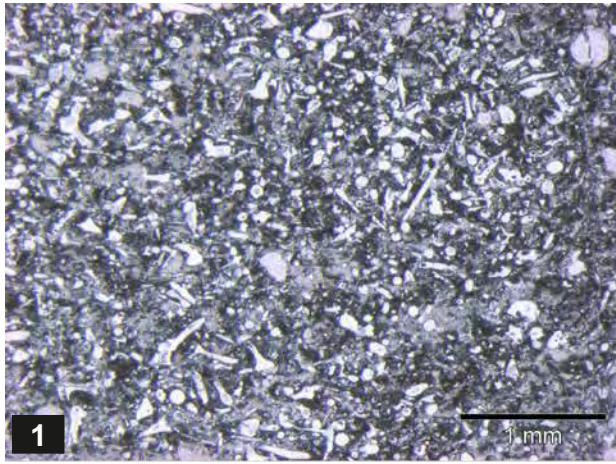
- Fig. 1: Polymikte Brekzie aus Dachsteinkalk- und Jurarotkalk-Komponenten; Aufschluss bei 09/B01.
- Fig. 2: Polymikte Brekzie aus Dachsteinkalk- und Jurarotkalk-Komponenten; Probe 09/B 03 (Anschliff), Bildbreite: 9 cm.
- Fig. 3: Polymikte Brekzie aus Dachsteinkalk und verschiedenen Jura-Rotkalken:
a) sparitisch zementierte Peloide und Bivalvenschälchen,
b) Mikrit mit vereinzelt Schälchen-Fragmenten; Probe 09/B03.
- Fig. 4: Beispiel eines komponentenfreien mikritischen Rotkalkes mit Stylokontakt zu Dachsteinkalk mit rekristallisierten Involutiniden; Probe 09/B03.
- Fig. 5: Brekzienkomponente, Hierlatzkalk mit Crinoiden; Probe 79/02.
- Fig. 6: Brekzienkomponente, Rotkalk mit Involutiniden und Lageniden indet.; Probe 79/63 (Folienabzug).
- Fig. 7: Brekzienkomponente, Rotkalk mit bioturbater Mikritmatrix, mit Echinodermen-Resten und Foraminiferen; Probe 79/88 (Folienabzug).
- Fig. 8: Olistolith im Radiolarit, mergeliger Rotkalk (Pliensbachium) mit Echinodermen-Bruchstücken; Probe 79/101 (Folienabzug).
-



Tafel 5

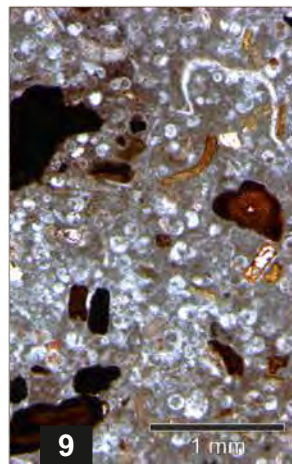
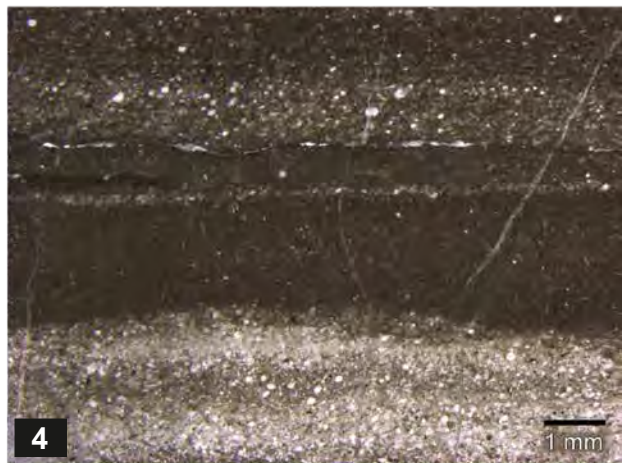
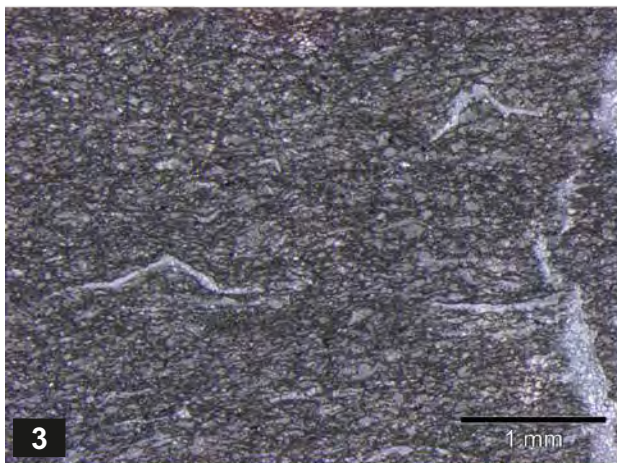
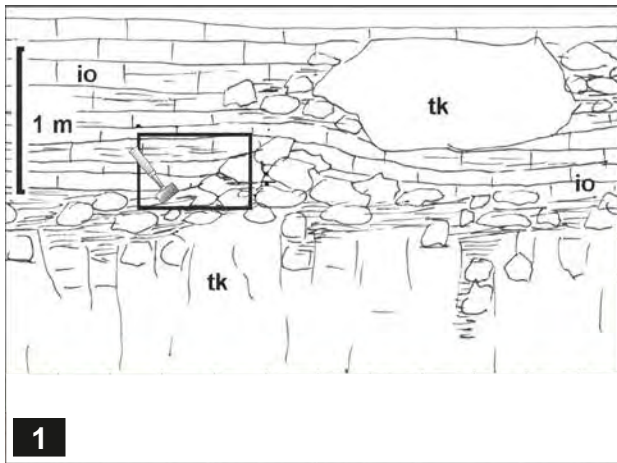
Brekzienkomponenten und (Groß-)Olistolithe aus dem Hallstätter Fazies-Raum

- Fig. 1: Fleckenkalk mit zahlreichen Schwammspiculae (Unterjura); Probe 79/61 (Folienabzug).
- Fig. 2: Brekzienkomponente aus Hallstätter Kalk (Sevatium–unteres Rhätium) im Kontakt zu Radiolarit; oben Mitte: *Variostoma crassum*; Probe 80/37 (Folienabzug).
- Figs. 3–4: Hallstätter Kalk („Hangendrotkalk“) mit Querschnitten von *Paracochloceras* sp.; unteres Rhätium; Probe 79/65 (Folienabzug).
- Fig. 5: Hallstätter Kalk („Hangendrotkalk“; Sevatium–unteres Rhaetium) mit *Heterastridium* sp.; Probe 09/04.
- Fig. 6: Hallstätter Kalk („Hangendrotkalk“; oberstes Sevatium), Mikrit mit Foraminifere *Involutina turgida*, Ostracoden und Detritus von Echinodermen und dünnchaligen Bivalven („Filamente“); Probe 09/06.
- Fig. 7: Hallstätter Kalk („Hangendrotkalk“; unteres Rhätium), stark bioturbater Mikrit; Probe 09/05.
- Fig. 8: Hallstätter Kalk (Rotkalk als Lage/?Spalte im „Graugelben Bank- und Massenkalk“; Ladinium), Wechsellagerung von Karbonatsilt und Pelsparit mit „Filamenten“; Probe 09/B05.



Basis der Oberalm-Formation im Grabenbach und der Radiolarit-Gruppe im Fludergraben

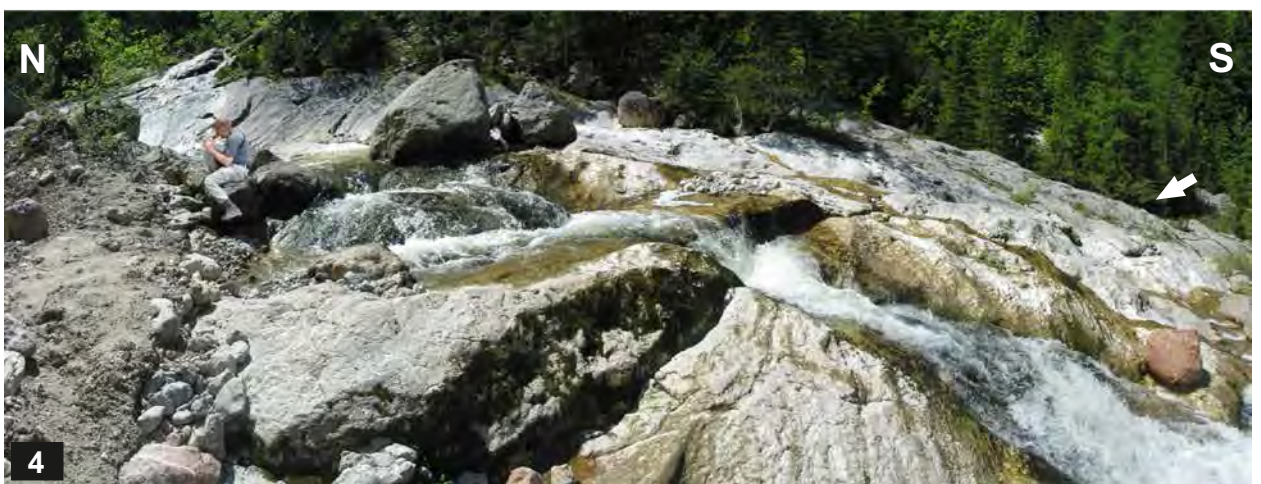
- Fig. 1: Skizze: Oberkante des Dachsteinkalkes, brekziös aufgelöst; Brekzienmatrix und auflagernde Bankkalke gehören der Oberalm-Formation an. Grabenbach-Bachbett bei ca. 680 m Seehöhe, nahe dem Oberrand der steilen Schluchtstrecke. Gerahmter Ausschnitt siehe Fig. 2.
- Fig. 2: Basale Oberalm-Formation, Detailfoto zu Fig. 1.
- Fig. 3: Basale Oberalm-Formation/Brekzienmatrix in Fig. 1: Skelettelemente von *Saccocoma*, *Kimmeridgium* (=Tithonium); Probenpunkt 79/76 (Folienabzug).
- Fig. 4: Dunkelgrauer, laminiertes Radiolarit; Steinbruch Tauern-Ostseite; Probe 09/02 (Dünnschliff).
- Fig. 5: Steinbruch Fludergraben: Dunkelgrauer Radiolarit, gegen Westen angrenzend roter Radiolarit (Gleitmasse nach GAWLICK et al., 2010: 77).
- Fig. 6: Lokale Winkeldiskordanz im Grenzbereich Klaus-Formation/Radiolarit. Hangendste Kalkbank keilt lateral immer wieder auf kurze Distanz aus.
- Fig. 7: Grenzbereich Klaus-Formation (rechts) zu rotem Radiolarit (links). Fludergraben, Bachbett westlich Fludergrabenalm.
- Fig. 8: Klaus-Formation: roter Crinoidenkalk mit Fe/Mn-Krusten und -Knollen im Bereich Fludergrabenalm.
- Fig. 9: Klaus-Formation, Mikrofazies zu Fig. 8: Fe/Mn-Konkretionen, Echinodermen-Fragmente z.T. mit Fe/Mn umkrustet, massenhaft Protoglobigerinen; Probe 07/F2 (Dünnschliff).
- Fig. 10: Hierlatzkalk im Bereich Fludergrabenalm; teilweise sehr grobkörniger roter Crinoidenkalk.



Tafel 7

Dachsteinkalk im Grabenbachtal

- Fig. 1: Detail aus Fig. 2: SSW-vergente liegende Falte im Radiolarit.
- Fig. 2: Basal (links unten) Dachsteinkalk mit lokal auflagernder polymikter Brekzie (Dachsteinkalk, Jura-Rotkalke), darüber dünnbankiger Radiolarit mit synsedimentären Gleitfalten und einem auflagernden Dachsteinkalk-Olistolith. Foto von 1979, Aufschluss heute durch Moos und Buschwerk stark verwachsen.
- Fig. 3: Teilansicht des langgestreckten Groß-Olistoliths (Probenpunkte 09/09–13) von Dachsteinkalk WSW von Kote 1.385 m Höherstein. Blick gegen Norden.
- Fig. 4: Großflächiger Aufschluss von Dachsteinkalk im Grabenbach bei der Einmündung des Vorderen Sandlinggrabens. Der Kalk bildet im rechten Bildhintergrund (Pfeil) die Basis des Aufschlusses in Fig. 2. Der Aufschluss stellt möglicherweise einen Aufbruch der Fortsetzung des Dachsteinkalkes aus dem Rettenbachtal (Liegendes des Radiolarits) dar, oder – wie in Abb. 2/Schnitt 1 bzw. Abb. 7/Schnitt 5 dargestellt – die Oberkante einer Gleitmasse.
-



Tafel 8

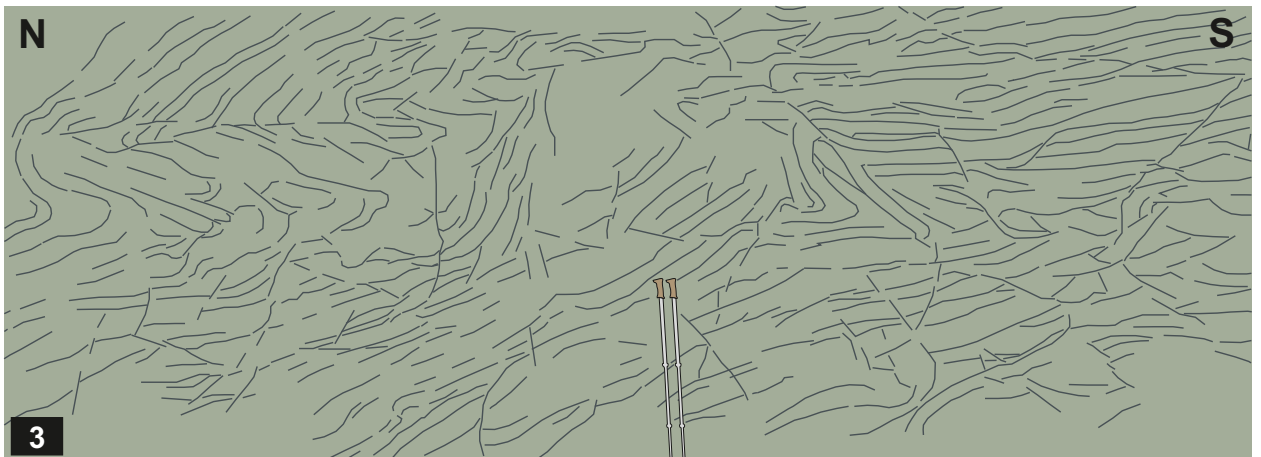
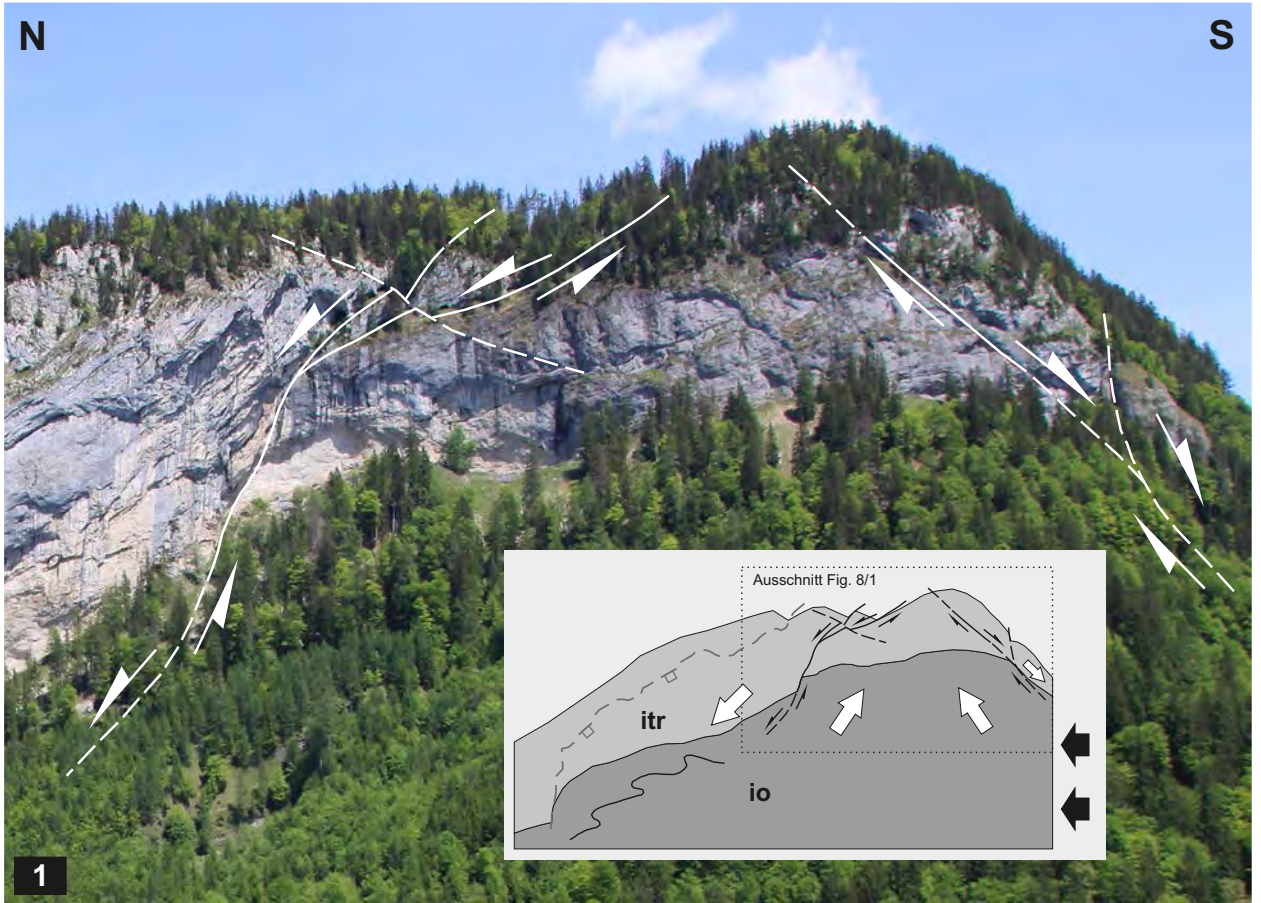
Höherstein-Südwestflanke

Postjurassische, etwa N-S gerichtete Kompression äußert sich in intensiver Deformation der Hornsteinkalke der Oberalm-Formation (io), die zu einer lokalen Aufwölbung der überlagernden Kalkplatte aus Tressenstein-/Barmsteinkalk (itr) führte. In der Folge kam es zu nord- und südgerichteten Abschiebungen an den Aufwölbungsflanken (schematisches Insertbild in Fig. 1); weitere Details siehe Text.

Fig. 1: Tressenstein-/Barmsteinkalk der Höherstein-Westflanke: Abschiebungsbahnen mit mutmaßlicher Bewegungsrichtung und Höhlenbildung in zerrütteten Zonen.

Fig. 2: Stark deformierte Bankkalke der Oberalm-Formation; Grabenbachtal-Straße südöstlich Kote 761 m.

Fig. 3: Verdeutlichung der Schicht- und Kluffflächen in Fig. 2. Nordvergente, z.T. liegende Falten mit teilweise durchscherten Faltenkernen.



Dank

Die Foraminiferen aus den Zlambach Schichten, Hallstätter Kalken und Jura-Rotkalken bestimmte seinerzeit noch Edith KRISTAN-TOLLMANN. Die Mikrofauna und -flora in Dünnschliffen des Dachsteinkalkes aus neuem Probenmaterial von 2009 bestimmte dankenswerterweise Werner E. PILLER (Univ. Graz). Die Conodontenbestimmung aus

neuem Probenmaterial und eine nomenklatorische Revision der Conodontenfaunen älterer Proben verdanke ich Leo KRYSSTYN (Univ. Wien), ebenso wie die Bestimmung der Ammoniten, die Diskussion der Ergebnisse und Schlussfolgerungen und einige konstruktive Vorschläge zu deren graphischer Darstellung.

Literatur

AUER, M., GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H. & SCHLAGINTWEIT, F. (2009): Spatial and temporal development of siliceous basin and shallow-water carbonate sedimentation in Oxfordian Northern Calcareous Alps. – *Facies*, **55**, 63–87, Berlin.

BAUMGARTNER, P.O. (1987): Age and genesis of Tethyan Jurassic Radiolarites. – *Eclogae geol. Helv.*, **80/3**, 831–879, Basel.

BAUMGARTNER, P.O., DE WEVER, P. & KOCHER, R. (1980): Correlation of Tethyan Late Jurassic-Early Cretaceous radiolarian events. – *Cah. Micropaleontol.*, **2**, 23–72, Paris.

BAUMGARTNER, P.O., BARTOLINI, A., CARTER, E.S., CONTI, M., CORTESE, G., DANELIAN, T., DE WEVER, P., DUMITRICĂ, P., DUMITRICĂ-JUD, R., GORICAN, S., GUEX, J., HULL, D.M., KITO, N., MARCUCCI, M., MATSUOKA, A., MURCHEY, B., O'DOHERTY, L., SAVARY, J., VISHNEVSKAYA, V., WIDZ, D. & YAO, A. (1995): Middle Jurassic to Early Cretaceous Radiolarian Biochronology of Tethys Based on Unitary Associations. – *Mém. de Géol. (Lausanne)*, **23**, 1013–1048, Lausanne.

BECCARO, P. (2004): Upper Jurassic radiolarians from Inici Mt. area (North-Western Sicily, Italy): Biochronology and calibration by ammonites. – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **110/1**, 289–301, Milano.

BECCARO, P. (2006): Radiolarian correlation of Jurassic siliceous successions of the Rosso Ammonitico Formation in the Southern Alps and Western Sicily (Italy). – *Eclogae geol. Helv.*, **99**, Suppl. 1, S21–S36, Basel.

CHIARI, M., MARCUCCI, M. & PRELA, M. (2002): New species of Jurassic radiolarians in the sedimentary cover of ophiolites in the Mirdita area, Albania. – *Micropaleontology*, **48**, Suppl. 1, 61–87, New York.

CORTESE, G. (1993): Radiolarian biostratigraphy of the Tuscan Cherts (Tuscan Succession) from Val di Lima, Tuscany, Northern Apennines. – *Paleopelagos*, **3**, 165–185, Roma.

DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1987): Synorogenic Sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 126–141, Wien (Deuticke).

DUMITRICĂ, P. (1970): Cryptocephalic and cryptothoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Romania. – *Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie (Série Géologie)*, **14/1**, 45–124, Bucarest.

DUMITRICĂ, P. (1995): Biostratigraphy of the Radiolarites at Pojorita (Rarau Syncline, East Carpathians). – In: BAUMGARTNER, P.O., O'DOHERTY, L., GORICAN, S., URQUHART, E., PILLEVUIT, A. & DE WEVER, P. (Eds.): *Middle Jurassic to Early Cretaceous Radiolarian Biochronology of Tethys Based on Unitary Associations*. – *Mém. de Géol. (Lausanne)*, **23**, 907–914, Lausanne.

EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2007): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal. – *Geol. B.-A.*, Wien.

FAUPL, P. & POBER, E. (1991): Zur Bedeutung detritischer Chromspinelle in den Ostalpen: Ophiolithischer Detritus aus der Vardar-Sutur. – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Red.): *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn*. Teil **1**, 133–143, *Geol. B.-A.*, Wien.

FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Rossfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – *Geol. Rundschau*, **68**, 93–120, Stuttgart.

FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals, and palaeogeographic implications. – *Cretaceous research*, **13**, 387–403, London.

FOREMAN, H. (1973): Radiolaria from DSDP LEG 20. – In: HEEZEN, B.C. & MACGREGOR, I.D.: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **20**, 249–305, Washington (U.S. Government Printing Office).

FRANK, W. & SCHLAGER, W. (2006): Jurassic strike slip versus subduction in the Eastern Alps. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)*, **95**, 431–450, Berlin.

FRIEDEL, W. (1985): Die Geologie des Sandlinggebietes (Altaussee, Steirisches Salzkammergut) mit besonderer Berücksichtigung der rezenten Tektonik. – Unveröff. Diss., Leopold Franzens Univ. Innsbruck, 168 S., Innsbruck.

FRISCH, W. & GAWLICK, H.-J. (2001): The Tectonic Evolution of the Central Northern Calcareous Alps. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **25**, 85–87, 1 Fig., Innsbruck.

FRISCH, W. & GAWLICK, H.-J. (2003): The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion – a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)*, **92**, 717–727, Berlin.

GAWLICK, H.-J. (1996): Die früh-oberjurassischen Brekzien der Strubbergsschichten im Lammertal - Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **39/40**, 119–186, 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. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **230/2/3**, 163–213, Stuttgart.

GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2006): Berriasian drowning of the Plassen carbonate platform at the type-locality and its bearing on the early Eoalpine orogenic dynamics in the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)*, **95**, 451–462, Berlin.

GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2009): Revision des Tressensteinkalkes: Neuinterpretation der späten Ober-Jura bis ?Unterkreide-Entwicklung des Plattform-Becken-Überganges der Plassen-Karbonatplattform (Österreich, Nördliche Kalkalpen). – *J. of Alp. Geol.*, **51**, 1–30, Wien.

GAWLICK, H.-J. & SUZUKI, H. (1999): Zur stratigraphischen Stellung der Strubbergsschichten in den Nördlichen Kalkalpen (Callovium - Oxfordium). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **211/3**, 233–262, Stuttgart.

GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. (1999): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. – *Geol. Rundschau*, **87**, 644–657, Berlin.

- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., MISSONI, S. & SUZUKI, H. (2002): Middle to Late Jurassic radiolarite basins in the central part of the Northern Calcareous Alps as a key for the reconstruction of their early tectonic history – an overview. – *Memoir Soc. Geol. Ital.*, **57**, 123–132, Roma.
- GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F. & LEIN, R. (2003): Das Höherstein-Plateau südlich Bad Ischl – Neue Daten zur Stratigraphie, Fazies und Sedimentologie: Implikationen zur paläogeographischen Rekonstruktion im Jura des zentralen Salzkammerguts. – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts. – *Gmundner Geo-Studien*, **2**, 75–86, Gmunden (Erkundok-Inst., Kammerhofmuseum).
- GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F. & SUZUKI, H. (2007): Die Ober-Jura bis Unter-Kreide Schichtfolge des Gebietes Höherstein – Sandling (Salzkammergut, Österreich) – Implikationen zur Rekonstruktion des Block-Puzzles der zentralen Nördlichen Kalkalpen, der Gliederung der Radiolaritflyschbecken und der Plassen-Karbonatplattform. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **243/1**, 1–70, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H., FRISCH, W., KRZYSTYN, L., BLAU, J. & LEIN, R. (2009): Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine Domain. – *J. of Alp. Geol.*, **50**, 152 S., Wien.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F. & SUZUKI, H. (2010): Tiefwasser Beckengenese und Initiierung einer Karbonatplattform im Jura des Salzkammergutes (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *J. of Alp. Geol.*, **53**, 53–136, Wien.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F. & SUZUKI, H. (2012): Jurassic active continental margin deep-water basin and carbonate platform formation in the north-western Tethyan realm (Austria, Germany). *Field Trip Guide*, 29th IAS Meeting of Sedimentology, Schladming/Austria. – *J. of Alp. Geol.*, **54**, 189–291, Wien.
- HEITZER, I. (1930): Die Radiolarienfauna der mitteljurassischen Kieselmergel im Sonnwendgebirge. – *Jb. Geol. B.-A.*, **80**, 381–406, Wien.
- KOCHER, R.N. (1981): Biochronostratigraphische Untersuchungen oberjurassischer Radiolarien führender Gesteine, insbesondere der Südalpen. – *Mitt. geol. Inst. ETH-Zürich, N.F.*, **234**, 1–184, Zürich.
- KRZYSTYN, L. (1971): Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-Schichten (Aalenium-Oxford) in den Östlichen Nordalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1971/3**, 486–500, Wien.
- KRZYSTYN, L. (1974): Probleme der biostratigraphischen Gliederung der Alpin-Mediterranen Obertrias. – In: ZAPFE, H. (Schriftl.): Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. – *Schriftenreihe Erdwiss. Komm., Österr. Akad. Wiss.*, **2**, 137–144, Wien.
- KRZYSTYN, L. (2008): Excursion 1: The Hallstatt pelagics – Norian and Rhaetian Fossilagerstaetten of Hallstatt. – In: KRZYSTYN, L. & MANDL, G.W. (Eds.): *Upper Triassic Subdivisions, Zonations and Events. Meeting of the late IGCP 467 and STS – Abstracts and Excursion Guide* September, 28th – October, 2nd, 2008 Bad Goisern (Upper Austria). – *Ber. Geol. B.-A.*, **76**, 81–98, Wien–Bad Goisern.
- KRZYSTYN, L., SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W. (1969): Stratigraphie und Sedimentationsbild obertriadischer Hallstätterkalke des Salzkammergutes. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natwiss. Kl.*, **105** (1968), 329–332, Wien.
- LEISCHNER, W. (1959): Geologische Neuaufnahme in der Umgebung von Bad Ischl (Ischl- und unteres Rettenbachtal). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien*, **10**, 63–94, Wien.
- LUKENEDER, A., KRZYSTYN, L., RASSER, M.W. & MÄRZENDORFER, G. (2003): A unique ammonoid fauna from the Upper Jurassic Loser section (Northern Calcareous Alps, Salzkammergut). – In: PILLER, W.E. (Hrsg): *Stratigraphia Austriaca, Schriftenreihe Erdwiss. Komm., Österr. Akad. Wiss.*, **16**, 217–229, 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. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf – Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. – In: NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (Eds.): *Aspects of Geology in Austria*. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **92** (1999), 61–77, Wien.
- MANDL, G.W. & LOBITZER, H. (2012): Erläuterungen zur Kartenlegende Oberperm bis Paläogen. – In: MANDL, G.W., LOBITZER, H. & VAN HUSEN, D. (Red.): *Erläuterungen zu Blatt 96 Bad Ischl der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000*. – 48–89, Geol. B.-A., Wien.
- MANDL, G.W., LOBITZER, H. & VAN HUSEN, D. (Red.) (2012): *Erläuterungen zu Blatt 96 Bad Ischl der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000*. – 215 S., Geol. B.-A., Wien.
- MATSUOKA, A. (1995): Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and Western Pacific. – *The Island Arc*, **4**, 140–153, Tokyo.
- MATSUOKA, A. & YAO, A. (1985): Latest Jurassic Radiolarians from the Torinosu Group in Southwest Japan. – *J. of Geosciences, Osaka City University*, **28/5**, 125–145, Osaka.
- MEDWENITSCH, W. (1958): Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Alt-Aussee (Salzkammergut). – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **50** (1957), 133–200, 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*, **57/1**, 137–186, Berlin.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011b): Evidence for Jurassic subduction from the Northern Calcareous Alps (Berchtesgaden; Austroalpine, Germany). – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)*, **100**, 1605–1631, Stuttgart.
- NEUBAUER, F. (1994): Kontinentkollision in den Ostalpen. – *Die Geowissenschaften: Organ der Alfred-Wegener-Stiftung*, **12/5/6**, 136–140, Berlin.
- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRZYSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, CH., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – *Österr. Akademie der Wissenschaften*. – siehe auch http://palstrat.uni-graz.at/Stratigraphische_Tabelle_von_Oesterreich_2004.pdf
- PLÖCHINGER, B. (1974): Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1974**, 71–88, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1976): Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein-Berchtesgaden. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **151**, 304–324, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (Red.) (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 95 St. Wolfgang mit Erläuterungen. – 74 S., Geol. B.-A., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 94 Hallein. – 74 S., Geol. B.-A., Wien.
- SCHÄFFER, G. (1976): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt Blatt 96 Bad Ischl, Salzkammergut (26.05.–30.05.1976). – 48 S., Geol. B.-A., Wien.
- SCHÄFFER, G. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 96 Bad Ischl. – Geol. B.-A., Wien.

- SCHLAGER, W. (1969): Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. – *Geol. Rundschau*, **59**, 289–308, Stuttgart.
- SCHMID, ST.M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M. & USTASZEWSKY, K. (2008): The Alpine Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. – *Swiss J. Geol.*, **101**, 139–183, Basel.
- SCHUSTER, R. & STÜWE, K. (2010): Die Geologie der Alpen im Zeitraffer. – *Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk.*, **140**, 5–21, Graz.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997): Structural evolution of the central Northern Calcareous Alps: Significance for the Jurassic to Tertiary geodynamics in the Alps. – *Eclogae geol. Helv.*, **90**, 303–323, Basel.
- SIBLÍK, M. & LOBITZER, H. (2003): Brachiopod faunule and palaeo-environment of a Koessen-type intercalation in the Dachstein Limestone of western Totes Gebirge (Upper Austria). – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I.: Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts. – *Gmundner Geo-Studien*, **2**, 65–68, Gmunden (Erkundok-Inst., Kammerhofmuseum).
- SPENGLER, E. (1919): Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. – *Jb. Geol. R.-A.*, **68/3–4**, 285–474, Wien.
- STÜWE, K. & SCHUSTER, R. (2010): Initiation of subduction in the Alps: Continent or ocean? – *Geology*, **38/2**, 175–178, Boulder.
- SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2003a): Die Jurassischen Radiolarienzonen der Nördlichen Kalkalpen. – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts. – *Gmundner Geo-Studien*, **2**, 115–122, Gmunden (Erkundok-Inst., Kammerhofmuseum).
- SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2003b): Biostratigraphie und Taxonomie der Radiolarien aus den Kieselsedimenten der Blaa Alm und nördlich des Loser (Nördliche Kalkalpen, Callovium-Oxfordium). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. (J. of Alp. Geol.)*, **46**, 137–228, Wien.
- SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2004): Systematische Beschreibung der neuen Radiolarienarten aus der Unterlagerung der Ober-Jura Flachwasserkarbonate. – In: GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F., EBEL, O. & SUZUKI, H. (2004): Die Plassen-Formation (Kimmeridgium) des Krahstein (Steirisches Salzkammergut, Österreich) und ihre Unterlagerung: neue Daten zur Fazies, Biostratigraphie und Sedimentologie. – *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil 1, **2003/3/4**, 311–334, Stuttgart.
- SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2009): Jurassic radiolarians from cherty limestones below the Hallstatt salt mine (Northern Calcareous Alps, Austria). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **251/2**, 155–197, Stuttgart.
- SUZUKI, H., WEGERER, E. & GAWLICK, H.-J. (2001): Zur Radiolarienstratigraphie im unteren Callovium in den Nördlichen Kalkalpen – das Klauskogelbachprofil westlich von Hallstatt. – *Zbl. Geol. Paläont.*, **2000/1/2**, 167–184, Stuttgart.
- SÝKORA, M. & OŽVOLDOVÁ, L. (1996): Lithoclasts of Middle Jurassic radiolarites in debris flow sediments from the Silica Nappe (locality Bleskový pramen, Slovak Karst, Western Carpathians). – *Mineralia Slovaca*, **28**, 21–25.
- TOLLMANN, A. (1981): Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **74/75** (1981/82), 167–195, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Bd. II: Außerzentralalpiner Anteil. – XIII + 710 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1987): Late Jurassic/Neocomian Gravitational Tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 112–125, Wien (Deuticke).
- WEGERER, E. (2002): Zur Stratigraphie der Kieselsedimente im Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – 302 S., unpubl. Diss. Montanuniv. Leoben.
- WEGERER, E., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (1999): Stratigraphische Einstufung von Radiolarienfaunen aus Kieselsedimenten im Bereich der Hallstätter Zone westlich von Hallstatt (Callovium-Oxfordium, Nördliche Kalkalpen). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **42**, 93–108, Wien.
- WEGERER, E., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2001): Zur stratigraphischen Einstufung von Kieselsedimenten im Bereich des Sandling (Nördliche Kalkalpen, Callovium-Oxfordium). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **45**, 67–87, Wien.
- WEGERER, E., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2003): Zur stratigraphischen Einstufung von Kieselsedimenten südöstlich des Plassen (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **143/2**, 323–335, Wien.
- WERNLI, R. (1988): Les protoglobigérines (foraminifères) du Toarcien et de l'Aalenien du Domuz Dag (Taurus Occidental, Turquie). – *Eclogae. geol. Helv.*, **81/3**, 661–668, Basel.
- WIDZ, D. & DE WEVER, P. (1993): Nouveaux Nasselaires (Radiolaria) des radiolarites jurassiques de la coupe de Szeligowy Potok (Zones de klippe de Pieniny, Carpathes Occidentales, Pologne). – *Revue de Micropaléontologie*, **36/1**, 77–91, Paris.
- YAO, A. (1979): Radiolarian Fauna from the Mino Belt in the Northern Part of the Inuyama Area, Central Japan. Part II: Nasselaria 1. – *J. of Geosciences, Osaka City University*, **22/2**, 21–72, Osaka.
- YAO, A. (1997): Faunal change of Early-Middle Jurassic radiolarians. – *News of Osaka Micropalaeontologists, Spec. Vol.* **10**, 155–182, Osaka.

Eingelangt: 30. September 2013, Angenommen: 4. November 2013