

Der Dachsteinkalk im Großraum Hochkar – Hochschwab und seine Stellung in der kalkalpinen Karbonatplattform-Entwicklung

(G.W. MANDL, G. BRYDA & W. PAVLIK)

Inhalt

Zusammenfassung

Einleitung

1. Das (bio-)stratigraphische Grundgerüst der obertriassischen Karbonatplattform
 - 1.1. Hauptdolomit, Seefeld-Formation
 - 1.2. Plattenkalk
 - 1.3. Kössen-Formation
 - 1.4. „Oberrhätkalk“
 - 1.5. Dachsteinkalk
2. Beispiele aus dem Großraum Hochkar – Hochschwab
 - 2.1. Neuhaus – Kössen-Formation
 - 2.2. Hochkar – Der „Hochalm-Spitz“ in der Dachsteinkalkplattform
 - 2.3. Kräuterin – Hauptdolomit/Dachsteinkalk
 - 2.4. Karlhochkogel und Stangenwand – basale Dachstein-Riffentwicklung
 - 2.5. Die Plattform-Beckenverzahnung Dachsteinkalk/Aflenzer Kalk

Literatur

Zusammenfassung

Die lithostratigraphische Gliederung der obertriassischen Flachwasserkarbonate wird überblicksmäßig besprochen und ihre Einordnung in die geologische Zeitskala anhand derzeit verfügbarer biostratigraphischer Daten graphisch dargestellt. Dabei wird erstmals eine Korrelation der sedimentären Abfolgen im Plattform-Inneren und am Plattformrand diskutiert.

Im Zuge der Neuaufnahme des geologischen Kartenblattes 101 Eisenerz wurden auch Abfolgen obertriassischer Plattformkarbonate kartiert. Im Einzelnen sind dies die Schichtfolgen des Hochkar, der Kräuterin, des Karlhochkogels und des Aflenzer Gebietes. Das Profil Neuhaus vom angrenzenden Kartenblatt 72 Mariazell wurde anhand von Literaturdaten erstellt, da zu diesem Kartenblatt bislang keine Erläuterungen existieren. Die Profile, die unterschiedlichen tektonischen Einheiten angehören, werden im Folgenden kurz charakterisiert und einer Position im generellen Schema der Obertrias-Plattform zugeordnet.

Einleitung

Biostratigraphische Daten für eine genauere zeitliche Einordnung der obertriassischen Karbonatplattformsedimente werden in der Literatur relativ selten angegeben. Dies liegt vor allem darin begründet, dass die stratigraphisch aussagekräftigen Organismengruppen (Ammoniten, Conodonten) im Wesentlichen eine pelagische Lebensweise besaßen und daher in den Seichtwasserkarbonaten ausgesprochen selten zu finden sind. Bessere Chancen bieten da (hemi-)pelagische Sedimente, die mit den Plattformsedimenten beckenwärts verzahnen und gelegentlich auch relativ weit auf die Plattform vordringen können. Anhand solcher Conodonten führender, mikritischer Kalke konnte jüngst die zeitliche Entwicklung der **Dachstein-Plattform** im Gosaukammgebiet erstmals genauer erfasst werden (KRYSZYN, MANDL & SCHAUER, 2009).

Abb. 1 versucht zur Darstellung des heutigen Kenntnisstandes eine Kombination dieser Plattformrand-Daten mit solchen aus dem „Inneren“ der Plattform – den **Seefelder Schichten** im Hauptdolomit (DONOFRIO, BRANDNER & POLESCHINSKI, 2003) und den **Kössener Schichten** (GOLEBIEWSKI, 1989, 1990).

Dabei wurde auch die neue Nor-Rhät-Grenzziehung, wie sie derzeit von der Trias-Subkommission der Internationalen Stratigraphischen Kommission vorbereitet wird, sowie die aktualisierte Conodontenstratigraphie des Norium und Rhätium berücksichtigt – vgl. KRYSZYN et al. (2007), KRYSZYN (2008), KRYSZYN et al. (2009).

Anhand dieser generellen Darstellung werden fünf faziell unterschiedliche Obertriasschichtfolgen des Ötscher-Hochkar-Hochschwab-Gebietes als Beispiele vorgestellt.

1. Das (bio-)stratigraphische Grundgerüst der obertriassischen Karbonatplattform

1.1. Hauptdolomit, Seefeld-Formation

Der gut gebankte, graue bis braune **Hauptdolomit** ist das karbonatische Sediment der riffernen Lagune und daher im Bajuvarischen und im Nordteil des Tirolischen Deckensystems *das* landschaftsprägende Gestein der Obertrias. Gegen Süden hin wird er lateral zunehmend durch Dachsteinkalk ersetzt.

Es können mehrere Gesteinstypen unterschieden werden, wobei die rhythmisch laminierten Dolomite besonders auffallend sind. Sie gehen auf Cyanobakterien- und Algen-Stromatolith-Rasen zurück, deren Bildung an den Gezeitenbereich (Intra- bis Supratidal) gebunden ist. Von eher untergeordneter Bedeutung sind feinkörnige gebankte Dolomite sowie diagenetisch kornvergrößerte „sandig-zucker-körnige“ Dolomite – weitere lithologische Details siehe FRUTH & SCHERREIKS (1984). Der schon primär geringe Fossilgehalt wurde durch den Dolomitierungsprozess noch weiter reduziert, das Alter des Hauptdolomites kann daher nur nach seiner Position im Schichtstapel als fraglich oberkarnisch bis norisch angegeben werden.

Im Westabschnitt der Kalkalpen lässt sich der Hauptdolomit anhand der Gruppierung von Fazies-Assoziationen in drei Abschnitte untergliedern, denen DONOFRIO et al. (2003: 93) sogar Formationsstatus innerhalb einer Hauptdolomit-Gruppe zuerkennen wollen.

Der „**Untere**“ **Hauptdolomit** = Schlossbach-Formation (300–500 m mächtig) ist nach MÜLLER-JUNGBLUTH (1968: 233) infolge eines erhöhten Bitumengehaltes eher dunkel gefärbt. Eine Feinschichtung durch enge Wechselfolge von feinkörnigem Dolomit und schlecht sortiertem Pellet-Mikrit wird durch den Bitumengehalt oft farbig nachgezeichnet. Schrumpfsstrukturen verweisen auf zeitweiliges Trockenfallen.

Der „**Mittlere**“ **Hauptdolomit** = Freiong-Formation (800–1300 m mächtig) zeigt generell hellere Graufärbung, die monotonen mm-Rhythmite weichen bioklastischen Dolomikriten bis -spariten mit Kleingastropoden, Mollusken, Ostrakoden und Foraminiferen. Charakteristisch sind auch „birdseyes“ und laminoide Fenstergefüge. Die Bankung wechselt im Bereich 25–45 cm, Bankfugen sind häufig stylolithisch überprägt.

Die **Seefeld-Formation** (120–560 m an der Typlokalität, als „bituminöser Hauptdolomit“ im Durchschnitt nur 30 m mächtig) stellt die Ablagerung eines schlecht durchlüfteten Beckens innerhalb der Hauptdolomit-Plattform dar. Die Beckenbildung wird von DONOFRIO et al. (2003) auf mehrphasige tektonische Subsidenz zurückgeführt, die zu Halbgrabenbildung mit Rutschfalten und -brekzien an den Rändern führte. Im Becken wechsellagern bitumenreiche Feinstlaminite mit Kalken des tieferen Subtidal und mit Dolospariten des flachen Subtidal, z.T. mit Megalodonten und Dasycladaceen. In plattigen Kalken der Beckenrandfazies konnten aus drei Niveaus Conodontenfaunen mit massenhaft *Epigondolella slovakensis*, seltener *Epigondolella postera* und *Epigondolella carinata* gewonnen werden. Aus dem Überschneidungsbereich von *E. slovakensis* und *E. postera* ergibt sich aus der aktuellen Tabelle der obertriassischen Conodonten (KRYSZYN et al., 2009) eine Einstufung der Seefeld-Formation in das untere Alaunium 3. Die seltene *E. carinata* ist wenig aussagekräftig, sie reicht vom Alaunium bis nahe an die Basis des Rhätium heran – vgl. ORCHARD et al. (2007: Fig. 3).

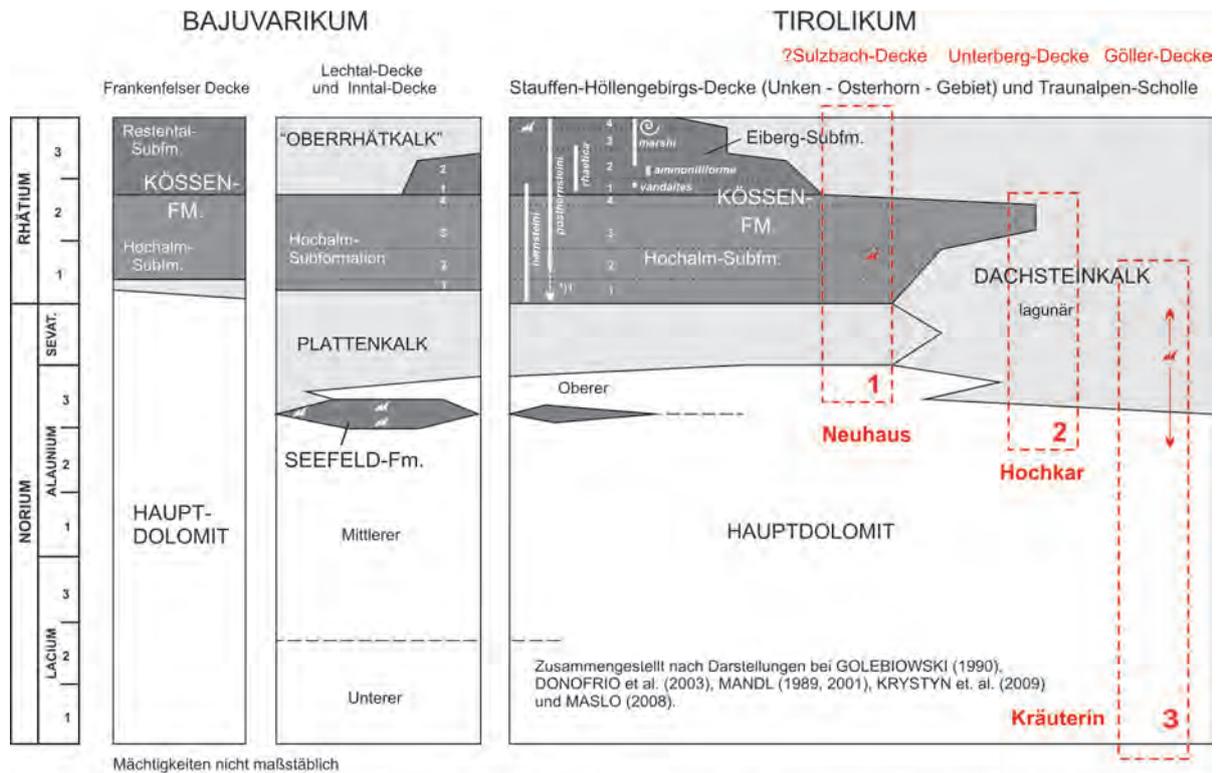


Abb.1. Ausgewählte Obertrias-Schichtfolgen des Großraumes Ötscher - Hochkar - Hochschwab und

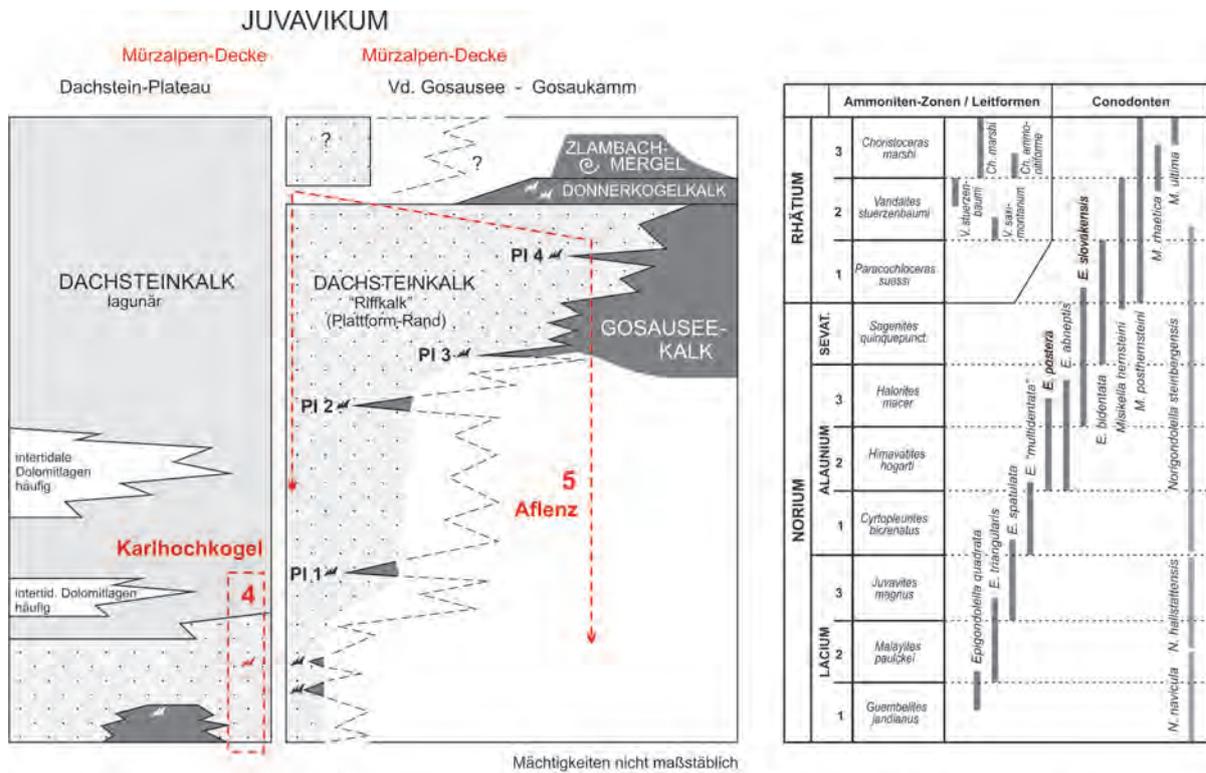
Für den „Oberen“ Hauptdolomit (>300 m) schlagen DONOFRIO et al. (2003) die Bezeichnung Dachsteindolomit vor, da er, abgesehen von der völligen Dolomitisierung, große Ähnlichkeit zur Loferer Zyklik (FISCHER, 1964) des Dachsteinkalkes aufweist. Deutlich entwickelt sind die bunten Residualtone der Auftauchphasen (Einheit A), Stromatolithe und laminoide Fenstergefüge des Peritidalbereiches (Einheit B) und Dasycladaceen und Megalodonten des Subtidal (Einheit C).

1.2. Plattenkalk

Der Plattenkalk besteht aus mittel- bis dunkelgrauen oder bräunlichgrauen, dezimeter- bis metermächtigen, ebenflächigen Kalkbänken, denen Dolomitlegen vom Typus des Hauptdolomites zwischengeschaltet sein können. Genetisch stellt er einen lateralen Übergangsbereich zwischen Hauptdolomit und Dachsteinkalk dar und lässt auch eine ähnliche, wassertiefenabhängige Zyklik wie Letzterer erkennen (CZURDA, 1970). Die Kalk/Dolomit-Wechselfolgen repräsentieren nach KERN & HÜSSNER (1999: Abb. 2) Shallowing-upward-Zyklen, die vom tieferen Subtidal mit feingeschichteten mudstones über das flache Subtidal und tiefere Intertidal (bioklastische pack- und grainstones, Rindenkörner, Ooide, Foraminiferen, Algen) bis ins Supratidal mit dolomitisierten, stromatolithischen Algen/Bakterienmatten reichen.

Plattenkalk vertritt den jüngeren Anteil des Hauptdolomites vor allem in jenen Bereichen der Bajuvarischen und Tirolischen Decken, die im Rhätium durch die Kössen-Formation charakterisiert sind.

Von der Basis des Plattenkalkes am Grubigstein bei Lermoos beschreiben DONOFRIO et al. (2003) eine Conodontenfauna mit *E. slovakensis* und *E. postera*, die somit dort in das untere Alanium 3 zu stellen ist.



deren Position innerhalb der Karbonatplattform-Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen (Österreich)

1.3. Kössen-Formation

Die **Kössen-Formation** markiert wie die Zlambach-Formation den beginnenden terrigenen Sedimenteintrag während der obersten Trias. GOLEBIOWSKI (1990) unterteilt die Tonstein/Mergel/Kalk-Wechselfolge lithostratigraphisch in einen Liegendabschnitt (Hochalm-Member) und einen Hangendabschnitt, der regional unterschiedliche Entwicklungen zeigt (Eiberg- und Restental-Member).

Das **Hochalm-Member** entwickelt sich aus dem Plattenkalk (KERN & HÜSSNER, 1999) und repräsentiert seichtmarine Ablagerungen mit einem zyklischen Wechsel von Tonsteinen, Mergeln und Kalken. Die Abschnitte 1 und 2 werden von Shallowing-upward-Zyklen gebildet, in denen Biodetriskuskalke (tempestitische Lumachellen) mit dünnen Tonmergellagen von Seichtwasserkalken überlagert werden, die im Hangenden meist Algenlaminite aufweisen. In Abschnitt 3 dominieren tonreichere Biodetriskuskalke und mächtigere Tonmergelabschnitte, Tempestite fehlen. Während dieses Zeitabschnittes erfolgte eine deutliche transgressive Ausweitung dieses Ablagerungsraumes weit nach Süden. Das Hochalm-Member fungiert dort innerhalb des Dachsteinkalkes als markanter lithologischer Leithorizont. Den Abschluss bildet der sogenannte „Hauptlithodendronkalk“ (= Abschnitt 4), der aus feinkörnigem Kalkschlamm mit ausgedehntem Korallenrasen hervorging.

In weiterer Folge bildeten sich zwei, in Ost–West-Richtung langgestreckte Intraplattformbecken heraus, die durch eine Seichtwasser-Plattform (**Oberrhätalkalk**) getrennt waren. Das nördliche Becken mit fossilärmer, monoton mergeliger Sedimentation wird als **Restental-Member** bezeichnet und beschränkt sich heute auf die nördlichen Decken des Bajuvarikums. Das **Eiberg-Member** (= südliches Becken) ist insbesondere im Unken-Loferer Raum und im Osterhornggebiet verbreitet und besteht aus fossilreichen bioklastischen Kalken, Mergeln und Tonschiefern. Gegenüber dem Hochalm-Member dominiert hier eine diverse Brachiopodenfauna über die Muscheln. Aufgrund der größeren Wassertiefe treten hier vermehrt Ammoniten und Conodonten auf und ermöglichen eine relativ gute zeitliche Einstufung.

Eine Auswahl der biostratigraphisch bedeutsamen Faunenelemente bei GOLEBIOWSKI (1990: Fig. 1) sind hier in Abb. 1 aufgenommen. Ergänzend dazu ist noch anzumerken, dass die Basis der Kössen-Formation bei GOLEBIOWSKI in das höhere Sevatium (Einsetzen von *M. hernsteini*) gestellt wurde, da die für die Rhätbasis kennzeichnende *M. posthernsteini* erst im Abschnitt 2 des Hochalm-Members einsetzen soll. Neueren Untersuchungen zufolge (KOZUR 1996) konnte *M. posthernsteini* bereits an der Basis des Hochalm-Members nachgewiesen werden - siehe *)¹ in Abb. 1. Der Beginn der Kössen-Formation wurde daher hier mit der Rhätbasis korreliert.

1.4. „Oberrhätkalk“

Dabei handelt es sich um helle, dickbankige bis massige Flachwasserkalke vom Typus des Dachsteinkalkes, mit Riffen, Riffschuttkalken und lagunären Kalken mit Megalodonten und Oolithen (FABRICIUS, 1966; TOLLMANN, 1976 a). Sie überlagern laut GOLEBIOWSKI (1989, 1990) das Hochalm-Member der Kössen-Formation und bilden eine trennende Karbonatplattform zwischen deren jüngeren Teilbecken (Eiberg- und Restental-Member). Mit Aussetzen der trennenden Kössener Schichten gegen Süden kann der „Oberrhätkalk“ vom Dachsteinkalk nicht mehr unterschieden werden.

1.5. Dachsteinkalk

Gegen Süden schließt an die extrem seichte Hauptdolomit-Lagune der überwiegend subtidal gebildete Dachsteinkalk an. Meeresspiegelschwankungen verursachen hier nur noch geringmächtige Einschaltungen inter- bis supratidaler Ablagerungsbedingungen und sind Ursache für das Bankungsmuster der Loferer Zyklik sensu FISCHER (1964) mit ihrer zyklischen Abfolge charakteristischer Lithofaziestypen (Einheit A, B und C):

Einheit A wird von geringmächtigen, roten oder grünen, kalkig/tonigen Residualsedimenten mit eingestreuten Kalkbrekzien gebildet. Dieser Horizont ist meist nur wenige cm mächtig und greift oft in Form von Lösungshohlräumen in die unterlagernde Bank hinein. Er repräsentiert das oftmalige Trockenfallen des seichtmarinen lagunären Ablagerungsraumes. Aufgrund der leichteren Verwitterbarkeit gegenüber reinen Kalken ist die Einheit A hauptverantwortlich für die Ausbildung der charakteristischen Bankung.

Einheit B als karbonatisches Gezeitensediment wird von häufig dolomitisierten, mm-geschichteten Algen/Cyanobakterienmatten aufgebaut, die Bankdicken bis einige Dezimeter erreichen können.

Einheit C entspricht den meterdicken, reinen hellgrauen Kalkbänken der tieferen Lagune unterhalb des Gezeitenbereiches und führt gelegentlich gehäuft Megalodonten-Schalen und Schnecken.

Neuere Arbeiten dazu siehe SATTERLEY (1996), ENOS & SAMANKASSOU (1998), SCHWARZACHER (2005) und HAAS et al. (2007).

Feinstratigraphisch verwertbare Fossilien fehlen in der Lagune. Da die Dachsteinkalk-Sedimentation mit ersten Riffen im untersten Norium beginnt (RONIEWICZ et al., 2007) sollte der lagunäre Dachsteinkalk im Plattform-Inneren schon bald danach einsetzen. Während dieses initialen Plattform-Stadiums drangen pelagische Ablagerungen lokal und kurzzeitig bis weit auf die Plattform vor, siehe dazu auch MANDL (1989, 2000: Fig. 5). Conodontenfaunen mit *Metapolygnathus polygnathiformis* und *M. nodosus* des obersten Karnium sowie *Norigondolella navicula* und *Epigondolella primita* des untersten Norium belegen diese transgressive Phase. Jedoch schon im mittleren Laciium dürften sich die anfangs verteilten Fleckenriffe zu einem ± zusammenhängenden Riffkörper vereinigt und an den Plattformrand verlagert haben. Dahinter entstand die Dachsteinkalk-Lagune, deren Sedimente die initialen Fleckenriffe rasch überdeckten. Im lagunären Dachsteinkalk sind zwei Abschnitte mit gehäuftem Auftreten mächtigerer intertidaler Dolomitlaminiten erkennbar, die insbesondere am östlichen Dachsteinplateau bis weit nach Süden reichen – siehe MANDL (2001, Karte und Profilschnitte). Ihre stratigraphische Position wird in Fig. 1 einerseits unter dem pelagischen Intervall PI 1 und andererseits zwischen PI 1 und PI 2 als wahrscheinlich erachtet.

Ein (ober-)rhätischer Anteil des lagunären Dachsteinkalkes ist auf den Karstplateaus wahrscheinlich, da dort anstelle der Kössen-Formation die reine Kalkbildung weiter lief und dann von Jura-Rotkalken überdeckt wurde. Die immer wieder als Leitform für das Rhätium genannte Foraminifere *Triasina hantkeni* dürfte allerdings nach neueren Beobachtungen nicht auf diesen Zeitabschnitt beschränkt sein, sondern auch deutlich in das Norium hinunter reichen (PILLER, pers. Mitt.).

Am Plattformrand wurde die Dachsteinkalk-Lagune durch einen mehr oder minder deutlichen Riffgürtel gegen das offene Meer hin begrenzt. Über das Gosaukamm-Riff gibt WURM (1982) eine detaillierte fazielle und paläontologische Darstellung, zu den Hang- und Beckensedimenten und ihrer Zyklik informieren REIJMER et al. (1991, 1994). Die besten biostratigraphischen Daten zur Plattformentwicklung liefern diese Randbereiche mit ihrer Verzahnung mit Beckensedimenten.

Im Dachstein-Gosaukamm-Gebiet konnte die zeitlich/räumliche Entwicklung des Plattformrandes mit Hilfe von Conodontenfaunen genauer erfasst werden, siehe dazu KRISTYN et al. (2009). Das Riffwachstum begann auch hier im untersten Norium und erreicht ein Maximum im frühen Rhätium. Dabei wird ein Schichtstapel von nahezu 1000 m Mächtigkeit abgelagert. Dünne pelagische Einschaltungen zeigen mehrere Flutungsereignisse an und ermöglichen die Unterscheidung eines mächtigen (300 m) unternorischen, eines geringer mächtigen (100–200 m) mittelnorischen und eines wiederum dickeren (500 m) obernorisch bis rhätischen Anteiles des Riffkörpers. Phasen von verstärktem Riffwachstum sind also im Unternorium und im Rhätium zu erkennen, bevor das Riff ertrinkt und im mittleren Rhätium vom pelagischen „Donnerkogelkalk“ überdeckt wird. Das Riffwachstum am Plattformrand des Dachsteingebietes endet damit deutlich unter der Trias/Jura-Grenze.

Die Zlambachmergel sind nach Funden von *Choristoceras* in das Rhätium 3 zu stellen. Ein Beispiel für die Verzahnung von Zlambachmergeln mit einem oberst-rhätischen Dachsteinkalk ist bislang nicht bekannt, muss aber in irgendeiner Form bestanden haben.

Was die zeitliche Korrelation von Ereignissen innerhalb der Plattform mit jenen am Plattformrand anbelangt, sticht insbesondere die räumliche Einschränkung der Dachsteinkalkproduktion ins Auge, die mit der Ausweitung der Hochalm-Subformation gegen Süden und der Überdeckung des Plattformrandes durch den Donnerkogelkalk einher geht. Soweit die derzeit verfügbaren biostratigraphischen Anhaltspunkte erkennen lassen, sind diese beiden Ereignisse nicht zeitgleich. Eher zeichnet sich eine Gleichzeitigkeit der Transgression des Donnerkogelkalkes mit der Eintiefung des Eiberg-Beckens der oberen Kössen-Subformation ab: Der Donnerkogelkalk lieferte bisher Conodontenfaunen mit *M. hernsteini* und *M. posthernsteini*, zu denen sich manchmal noch *M. rhaetica* gesellt, denen aber stets *Norigondolella* fehlt. Daraus ergibt sich ein theoretisch möglicher Zeitumfang von einem „mittleren“ bis obersten Rhätium 2. Der Abschnitt 1 der Eiberg-Subformation beinhaltet nach GOLEBIEWSKI (1990: Fig. 1) nahe der Basis das Erstauftreten von *M. rhaetica* und nahe dem Top das letzte Vorkommen von *M. hernsteini*. Innerhalb des Abschnittes 1 ist ferner ein Fund von *Vandaites* verzeichnet, während *Choristoceren* erst knapp über der Grenze zu Abschnitt 2 erscheinen. Abschnitt 1 der Eiberg-Subformation umfasst somit das oberste Rhätium 2, überschneidet sich also mit dem Donnerkogelkalk. Es wäre zu prüfen, ob das Fehlen von *M. rhaetica* im basalen Donnerkogelkalk nicht nur eine Kenntnislücke darstellt (zu geringe Probenmenge?). Das Einsetzen der Eiberg-Subformation und des Donnerkogelkalkes wären dann genau zeitgleich.

Eine weitere Korrelation könnte zwischen der tektonischen Anlage des Seefelder Intraplattformsbeckens (DONOFRIO et al., 2003) und dem transgressiven Puls PI 2 am Dachstein-Plattformrand bestehen. Die reiche *E. slovakensis*-Fauna zusammen mit *E. postera* ermöglicht eine Einstufung der Seefeld-Formation in das untere Alaunium 3. Weniger exakt gestaltet sich die Beurteilung der zeitlichen Stellung des PI 2 am Plattformrand: die Vergesellschaftung von *E. postera* mit *E. abneptis* umfasst neben dem unteren Alaunium 3 auch das gesamte Alaunium 2. *E. slovakensis* ist in offenmarinen Sedimenten leider ausgesprochen selten, wenngleich aber nicht unmöglich (z.B. im sevatischen PI 3 zusammen mit *E. bidentata*). Bis zu einem Nachweis von *E. slovakensis* in Faunen des PI 2 bleibt diese Korrelation Spekulation.

2. Beispiele aus dem Großraum Hochkar – Hochschwab

2.1. Neuhaus – Kössen-Formation

Das Profil Neuhaus wurde von RUTTNER und BAUER aufgenommen und bei BAUER et al. (1979: 75) dargestellt; der Abschnitt der Kössen-Formation ist bei GOLEBIOWSKI (1989) im Detail bearbeitet.

Ab der Profilbasis sind etwa 85 m Hauptdolomit aufgeschlossen. Er zeigt dunkel- bis hellgraue, z.T. auch bräunliche Färbung und feinschichtig stromatholithische Lagen bei Bankdicken von 1–4 dm. Im darüber folgenden, etwa 120 m mächtigen Abschnitt, sind den Dolomitbänken cm-mächtige, grüne Mergellagen zwischengeschaltet.

Mit dem Auftreten erster Kalkbänke wird ein als „Übergangsfazies“ bezeichneter Profilabschnitt erreicht, der in der Legende des Kartenblattes Mariazell als Plattenkalk aufscheint. Es handelt sich dabei um eine Wechselfolge von 5 cm bis 1 m dicken Bänken grauer Kalke und dolomitischer Kalke. Letztere enthalten lagige bis halbkugelförmige Stromatholithe. Bunte mergelige Kalke und rote/grüne, bis 10 cm dicke Mergellagen mit brekziösen Aufarbeitungshorizonten ergänzen das Bild. Biogene beschränken sich auf Muschelschälchen und Kleingastropoden.

Mit einem etwa 1 m mächtigen Paket dünnbankiger dunkler Kalke und Mergel beginnt die Kössen-Formation, die etwa 145 m Mächtigkeit erreichen soll. In der Detaildarstellung bei GOLEBIOWSKI (1989: Profil 3 Neuhaus) sind davon die obersten 90 m bis zum „Hauptlithodendronkalk“ erfasst, der zum oberrhätischen Seichtwasserkalk vermittelt. Nach GOLEBIOWSKI sind hier alle 4 Teilabschnitte des Hochalm-Members vertreten. Aus dem Abschnitt 2 konnte auch eine Conodontenfauna mit *Misikella hernsteini* und *M. posthernsteini* nachgewiesen werden.

Dickbankige graue Kalke mit ästigen Korallen werden als Äquivalent des Hauptlithodendronkalkes angesehen und beschließen die Hochalm-Subformation.

Der „oberrhätische“ Anteil des Profils entspricht der oolithreichen Varietät des „Königsbergkalkes“ (BAUER et al., 1979: 53). Es handelt sich dabei um einen grob im m-Bereich gebankten, gelblichen Kalkarenit mit oolithischen Zwischenlagen. Er enthält Fragmente großer Bivalven (?Megalodonten) und zeigt Querschnitte großer Korallenkolonien. Wenige Meter unterhalb der Jura-Rotkalke treten nach SIEBER (1976: A 106) nochmals die Bivalven *Modiola minuta*, *Rhaetavicula contorta* und *Gervilleia inflata* auf. Unter den Mikrofossilien dominieren die Foraminiferen *Glomospira*, *Glomospirella* und *Triasina*. Die Mächtigkeit des Königsbergkalkes erreicht im Profil Neuhaus etwa 80 m, an der Typlokalität Königsberg 30–50 m.

Nahe der Hangendgrenze durchädern Jurarotkalke den Flachwasserkalk. Eine bis zu 1 m mächtige Rotkalkbank mit Crinoidenspat-Lagen, Ammoniten (?*Psiloceras* sp.) und Belemniten und eine darüber folgende, bis 30 cm mächtige Fe/Mn-Kruste leiten zur Juraschichtfolge über.

2.2. Hochkar – Der „Hochalm-Spitz“ in der Dachsteinkalkplattform

Über die tatsächliche Mächtigkeit des Hauptdolomites im Bereich des Hochkar kann keine Angabe gemacht werden, da Bereiche mit der Liegendgrenze zum karnischen Schieferband vom zentralen Teil des Hochkar durch Brüche getrennt sind. Auch die Mächtigkeit des Dachsteinkalkes ist infolge bruchtektonischer Zerlegung sowie starker Faltung auf der Hochkar-SE-Flanke schwer abschätzbar. In der nördlichen Fortsetzung auf Blatt Ybbsitz erreicht der Dachsteinkalk 400–500 m Mächtigkeit.

Nördlich und östlich des Hochkar-Schutzhauses (Hochkar-Kamm bis Schmalzmauer und Bereich Scheiterkogel – Heuwies) sind in den Seichtwasserkalken mehrere, 1–2 m mächtige Einschaltungen fossilreicher dunkler mergeliger Kalke zu beobachten. Das ganze Schichtpaket ist etwa 40 m mächtig und dürfte die Ausweitung des Kössener Ablagerungsraumes in die Dachsteinkalk-Plattform darstellen und damit der Teileinheit 3 des Hochalm-Members entsprechen. In der älteren Literatur (SPENGLER & STINY, 1926: 62) wird von hier *Gervilleia inflata* erwähnt.

Der über den Seichtwasserkalken mit Kössener Einschaltungen zu erwartende, „oberrhätische“ Anteil der Dachsteinkalk-Plattform dürfte bereits primär verloren gegangen sein, da unmittelbar darüber auf einer Korrosionsfläche eine Fe/Mn-Kruste liegt. Rotkalke und Fe/Mn-Füllungen treten auch in Spalten und Hohlräumen darunter auf. Über der Kruste folgen Klaus-Schichten und Radiolarit.

2.3. Kräuterin – Hauptdolomit/Dachsteinkalk

Die Obertrias-Schichtfolge der Kräuterin setzt über einem dünnen Band schwarzer Tonsteine und Mergel (karnische Reingrabener Schichten) mit einem etwa 40–60 m mächtigen Dolomit ein, der in der Kartendarstellung als Opponitzer Dolomit bezeichnet wird. Die grobe Bankung reicht von mehreren Dezimetern zu Metern, die Färbung reicht von hellgrau auf der Westseite der Kräuterin (PAVLIK, 2005: 328) bis zu dunkelbraun in den Gräben der Nordwestseite (BRYDA, 2005: 323). Während die letztgenannten Lokalitäten Algenlaminite mit birdseyes und tepees zeigen, sind in den hellen „zuckerförmigen“ Varietäten Dasycladaceen zu finden, die mit *Poikiloporella duplicata* noch oberkarnisches Alter anzeigen (PAVLIK, 2005, 2007).

Darüber folgt etwa 800 m mächtiger, grauer Hauptdolomit mit ausgeprägter dm-Bankung; charakteristisches Gefüge bilden wiederum Algenlaminite. Der Übergang zum auflagernden Dachsteinkalk erfolgt allmählich innerhalb eines Bereiches von etwa 50–60 m und beginnt mit einer auffälligen Wandstufe einer mehrere Meter mächtigen Kalkbank. In der Folge wechseln Kalk- und Dolomitbänke in stark schwankender Mächtigkeit, bis sich schließlich die typische Loferer Zyklis des lagunären Dachsteinkalkes einstellt. Rote und grüne, tonreichere Zwischenlagen („Einheit A“) der Auftauchphasen sind mäßig häufig ausgebildet, es wechseln einander hauptsächlich die intertidalen, dolomitischen Algenlaminite und die subtidalen Kalkbänke ab. Letztere enthalten Kalkarenite mit Onkoiden und Ooiden; Megalodonten sind örtlich zu beobachten und können vereinzelt Größen bis 75 cm erreichen (PAVLIK, 2007: 652).

Eine ob ihrer Existenz bemerkenswerte, in ihrer biostratigraphischen Aussage aber wenig hilfreiche Conodontenfauna aus einer bräunlichen Crinoidenkalklinse im lagunären Dachsteinkalk südöstlich Tannstein (Kräuterin-Ostgrat) enthielt *Norigondolella steinbergensis* (PAVLIK in MANDL et al., 2002: 137). Die Art hat leider eine große zeitliche Reichweite vom basalen Mittelnor bis in das untere Rhätium.

Der lagunäre Dachsteinkalk der Kräuterin besitzt eine geschätzte Mächtigkeit von 300–350 m, die Hangendgrenze wird infolge des tektonischen Zuschnittes allerdings nirgends erreicht. Im Bereich Dürradmer bekannte Kössener Schichten (SPENGLER 1926) gehören nicht der Schichtfolge der Kräuterin an.

2.4. Karlhochkogel und Stangenwand – basale Dachstein-Riffentwicklung

Beide Lokalitäten zeigen Dachstein-Riffkalk, der gegen das Hangende hin von gebanktem, lagunärem Dachsteinkalk abgelöst wird. Während die Stangenwand eine isolierte Deckscholle mit tektonischem Zuschnitt darstellt, sitzt der Riffkalk des Karlhochkogels einem bis zu 150 m mächtigen Dolomitsockel auf. Da dieser Dolomit lokal durch ein dünnes Band karnischer Schiefer und Kalke vom Wettersteindolomit getrennt ist, muss er oberkarnisches Alter besitzen. Aus dem Riffkalk an der Ostseite des Karlhochkogels ist neben einer reichen Brachiopodenfauna auch eine Conodontenfauna mit *Epi-gondolella triangularis* bekannt – SIBLIK & BRYDA (2005). Das Riffwachstum beginnt hier also mindestens im Lacium 2.

Der Riffkalk erreicht an der Stangenwand eine Mächtigkeit von etwa 100 m, am Karlhochkogel zwischen 200–300 m. Von der überlagernden Lagune sind auf der Stangenwand ca. 200 m, am Karlhochkogel lediglich ca. 50 m erhalten, die Hauptmasse ist überall bereits der Erosion zum Opfer gefallen.

Der Dachstein-Riffkalk des Karlhochkogels findet gegen Osten hin über den Fölkkogel seine Fortsetzung auf der Mitteralm, wo der Plattformrand zur Aflenzer Beckenfazies anschließt.

2.5. Die Plattform-Beckenverzahnung Dachsteinkalk/Aflenzer Kalk

Dieser laterale Faziesübergang im Raum Mitteralpe – Aflenzer Bürgeralm ist zwar schon lange bekannt (SPENGLER, 1919; CORNELIUS, 1939; LOBITZER, 1975; NICOL, 1986, 1987), die Kenntnis biostratigraphischer Details ist hingegen noch recht dürftig:

Aus dem Riffkalk sind Einschaltungen rötlicher Kalke bzw. Dolomite bekannt, die mit *Stenarcestes subumbilicatus* BRONN (SPENGLER & STINY, 1926: 59) einerseits sevatische Anteile in der Karlmauer belegen, während eine stark korrodierte Conodontenfauna an der Basis des Riffkalkes nach L. KRYSZYN vermutlich ins untere Norium zu stellen ist (LOBITZER, 1975: 78).

NICOL (1986) erwähnt aus dem „Zwischendolomit“ im Liegenden des Aflenzer Kalkes u.a. „*Gondolella*“ *polygnathiformis* und *Metapolygnathus communisti*, was auf oberstes Karnium bzw. den Karn/Nor-Grenzbereich hinweist. Aus dem Aflenzer Kalk selbst beschreibt er Faunen, die schwer zu interpretieren sind, da sich die Reichweiten mancher Arten innerhalb einer Probe z.T. gegenseitig ausschließen (Fehlbestimmungen?). Vermutlich sind darin sowohl unteres Norium („*G.*“ *navicula*) als auch oberes Norium („*M.*“ *bidentatus*“) vertreten.

Einige wenige Proben (SATTLER, 2001, unpubliziert) aus dem Bereich der Aflenzer Bürgeralm ergaben mit *E. triangularis* unteres Norium (Lacium 2). Einige nicht näher bestimmbare *Epigondolellen* könnten nach Mitteilung von L. KRYSZYN mittleres Norium (Alaunium) anzeigen.

Im Bereich des Kartenblattes 103 Kindberg konnten aus dem Aflenzer Kalk verschiedener Lokalitäten mit Assoziationen von *E. bidentata* und *N. steinbergensis*, fallweise auch gemeinsam mit *M. hirsteini*, bislang nur Conodonten des obersten Norium bzw. des untersten Rhätium gewonnen werden.

Der Dachstein-Riffkalk der Mitteralm dürfte über die Beckensedimente des Aflenzer Kalkes rasch progradieren, wie die Entdeckung von Aflenzer Kalk unter dem Riffkalk auf der Südost- bis Nordost-Seite des Feistringsteins nahelegt. Die dunklen Hornsteinbankkalke sind hier streckenweise dolomitisiert.

Unter der Berücksichtigung der unternorischen Fauna bei SIBLIK & BRYDA (2005) vom Karlhochkogel ist mit einem Altersumfang der Karbonatplattform und ihrer Verzahnung mit dem Aflenzer Kalk vom Lacium 2 bis zum Rhätium 1 zu rechnen, was nahezu dem Altersumfang der Plattformentwicklung im Dachsteingebiet entspricht.

Deutlich geringer ist hingegen die Mächtigkeit des Plattformrandes der Mitteralm mit etwa 200–300 m gegenüber den 800–1000 m des Gosaukammes im Dachsteingebiet. Dies dürfte wohl auf eine geringere syndesimentäre Subsidenz zurückzuführen sein. Diese erfasste hier im Ostabschnitt der Kalkalpen im (?)oberen Karnium Teile der Wetterstein-Plattform, sodass sowohl Riff- als auch Beckensedimente auf (meist lagunärem) Wettersteindolomit auflagern. Im Dachstein-Gebiet hingegen ist die Lage des obertriassischen Plattformrandes weitgehend ident mit jener des Randes der Wettersteinkalk-Plattform, die Beckensedimente (Gosauseekalk, Pötschenkalk) folgen über karnischen Reingrabener Schichten und Hornsteinkalk der Mitteltrias – vgl. MANDL (2000: Fig. 4/A+B, Fig. 5).

Literatur

- BAUER, F.K., RUTTNER, A. & SCHNABEL, W. (1979): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Thema: Blatt 71 Ybbsitz. – 82 S., Wien (Geol. B.-A.).
- BRYDA, G. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Lassingbachtal auf den Blättern 101 Eisenerz und 102 Aflenz. – Jahrb. Geol. B.-A., 145/3+4, 322-323, Wien.
- CORNELIUS, H.-P. (1939): Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürztaler Kalkalpen. – Jahrb. Geol. B.-A., 89, 27-175, Wien 1939.
- CZURDA, K. (1970): Sedimentationszyklen aus dem Nor der Klostertaler Alpen (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg). – Ber. Nat.-Med. Verein Innsbruck, 58, 465-482, Innsbruck.
- DONOFRIO, D.A., BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (2003): Conodonten der Seefeld-Formation: Ein Beitrag zur Bio- und Lithostratigraphie der Hauptdolomit-Plattform (Obertrias, westliche Nördliche Kalkalpen, Tirol). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 26, 91-107, 7 Abb., 4 Taf., Innsbruck.
- ENOS, P. & SAMANKASSOU, E. (1998): Lofer Cyclothems Revisited (Late Triassic, Northern Calcareous Alps). – Facies, 38, 207-228, Erlangen.
- FABRICIUS, F.H. (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. – International Sed. Petrograph., Ser. 9, 1-143, Leiden (Brill).
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. – Bull. geol. Surv. Kansas, 169, 107-149, Lawrence.
- FRUTH, I. & SCHERREIKS, R. (1984): Hauptdolomit – Sedimentary and Paleogeographic Models (Norian, Northern Calcareous Alps). – Geologische Rundschau, 73, 305-319, Stuttgart.
- GOLEBIEWSKI, R. (1989): Stratigraphie und Biofazies der Kössener Formation (Obertrias, Nördliche Kalkalpen). – Diss. Formal- u. Naturwiss. Fakultät, Universität Wien, 253 S., Wien.
- GOLEBIEWSKI, R. (1990): The Alpine Kössen-Formation, a key for European Topmost Triassic Correlations. – Albertiana, 8, 25-35.
- GOLEBIEWSKI, R. (1991): Becken und Riffe der alpinen Obertrias. – In: NAGEL, D. & RABEDER, G. (Red.): Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs, Exkursionsführer Österr. Paläont. Gesellschaft, 79-119, Wien.
- HAAS, J., LOBITZER, H. & MONOSTORI, M. (2007): Characteristics of the Lofer cyclicity in the type locality of the Dachstein Limestone (Dachsteinplateau, Austria). – Facies, 53, 113-126.
- KERN, A. & HÜSSNER, H. (1999): Der Übergang Plattenkalk/Kössener Schichten: Sedimentäre Analyse der Entstehung eines Intraplattform-Beckens (Obertrias, Nördliche Kalkalpen). – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1997/7-9, 1117-1136, Stuttgart.
- KOZUR, H. (1996): The position of the Norian-Rhaetian boundary. – Ber. Rep. Geol.-Paläont. Uni Kiel, 76, 27-35, Kiel.
- KRYSTYN, L., RICHOSZ, S., GALLET, Y., BOUQUEREL, H., KÜRSCHNER, W.M. & SPÖTL, CH. (2007): Updated bio- and magnetostratigraphy from Steinbergkogel (Austria), candidate GSSP from the base of the Rhaetian stage. – Albertiana, 36, 164-172, 6 Figs.
- KRYSTYN, L. (2008): An ammonoid-calibrated Tethyan conodont time scale of the late Upper Triassic. – In: KRYSTYN, 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), Berichte Geol. B.-A., 76, 9-11, Wien – Bad Goisern.
- KRYSTYN, L., MANDL, G.W. & SCHAUER, M. (2009): Growth and termination of the Upper Triassic platform margin of the Dachstein area (Northern Calcareous Alps, Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences, 102, 23-33.
- LOBITZER, H. (1975): Fazielle Untersuchungen an norischen Karbonatplattform-Beckengesteinen (Dachsteinkalk – Aflenzer Kalk) im südöstlichen Hochschwabgebiet, Nördliche Kalkalpen, Steiermark. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 66-67 (1973-1974), 75-100, Wien.
- MANDL, G.W. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf dem Dachsteinplateau auf Blatt 127 Schladming. – Jahrb. Geol. B.-A., 132/3, 572-573, Wien.
- MANDL, G.W. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf – Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 92 (1999), 61-78, Wien.

- MANDL, G.W. (2001): Geologie der Dachsteinregion. – Arch. f. Lagerst.forsch., 21, 13-37, 2 Beilagen (geol. Kt., Profilschnitte), Wien (Geol. B.-A.).
- MANDL, G.W., BRYDA, G., KREUSS, O., MOSER, M. & PAVLIK, W. (2002): Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrogeologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet. – Unpubl. BBK-Kooperation-Forschungsprojekt WA 4a & StA 028n, Endbericht 2002, 219 S., Wien (Archiv der Geol. B.-A.).
- MASLO, M. (2008): Taxonomy and Stratigraphy of the Upper Triassic Heteromorphic Ammonoids: Preliminary Results from Austria. – In: KRYSZYN, 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), Berichte Geol. B.-A., 76, 15-16, Wien - Bad Goisern.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U. (1968): Sedimentary Petrologic Investigation of the Upper Triassic „Hauptdolomit“ of the Lechtaler Alps, Tyrol, Austria. – Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe, 228-239, Berlin (Springer).
- NICOL, S.A. (1986): Karbonatgeologische Untersuchungen des Aflenzler Kalkes (Nor, Obertrias) im Bereich der Aflenzler Bürgeralm (Hochschwabgebiet, Obersteiermark). – Mitt. naturwiss. Verein Steiermark, 116, 109-125, Graz.
- NICOL, S.A. (1987): A Down-slope Upper Triassic Reef Mound: Aflenz Limestone, Hochschwab Mountains, Northern Calcareous Alps. – Facies, 16, 23-36, Erlangen.
- ORCHARD, M.J., WHALEN, P.A., CARTER, E.S. & TAYLOR H.J. (2007): Latest Triassic Conodonts and Radiolarian-bearing Successions in Baja California Sur. – In: LUCAS, S.G. & SPIELMANN, J.A. (Eds.): The Global Triassic, New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin, 41, 355-365.
- PAVLIK, W. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 101 Eisenerz. – Jahrb. Geol. B.-A., 145/3+4, S. 328, Wien.
- PAVLIK, W. (2007): Bericht 2006 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 101 Eisenerz. – Jahrb. Geol. B.-A., 147/3+4, 651-652, Wien.
- REIJMER, J.J.G. & EVERAARS, J.S.L. (1991): Carbonate platform facies reflected in carbonate basin facies (Triassic, Northern Calcareous Alps, Austria). – Facies, 25, 253-278, Erlangen.
- REIJMER, J.J.G., SPRENGER, A., TEN KATE, W.G.H.Z., SCHLAGER, W. & KRYSZYN, L. (1994): Periodicities in composition of Late Triassic calciturbidites (Eastern Alps, Austria). – Special Publications International Association Sedimentologists, 19 (1994), 323-343.
- RONIEWICZ, E., MANDL G.W., EBLI, O. & LOBITZER, H. (2007): Early Norian Scleractinian Corals of the Dachstein Limestone of Feisterscharte, Southern Dachstein Plateau (Northern Calcareous Alps, Austria). – Jahrbuch Geol. B.-A., 147, 577-594, Wien.
- SATTERLEY, A.K. (1994): Sedimentology of the Upper Triassic Reef Complex at the Hochkönig Massif. – Facies, 30, 119-150, Erlangen.
- SCHWARZACHER, W. (2005): The stratification and cyclicity of the Dachstein Limestone in Lofer, Leogang and Steinernes Meer (Northern Calcareous Alps, Austria). – Sedimentary Geology, 181, 93-106.
- SIBLIK, M. & BRYDA, G. (2005): Brachiopods from the Upper Triassic Reef Habitats of the Northern Calcareous Alps (Dachstein Limestone, Hochschwab, Austria). – Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 111/3, 413-437, 4 pls., Wien.
- SIEBER, R. (1976): Bericht 1975 über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen in Obertrias und Jura auf Blatt 72, Mariazell. – Verh. Geol. B.-A., 1976, A 105–A 106, Wien.
- SPENGLER, E. (1919): Das Aflenzler Triasgebiet. – Jahrb. Geol. Reichsanstalt, 69 (1919), 221-254, Wien.
- SPENGLER, E. & STINY, J. (1926): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – 100 S., Wien (Geol. B.-A.).
- TOLLMANN, A. (1976): Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil II: Analyse des klassischen Nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 580 S., Wien (Deuticke).
- WURM, D. (1982): Mikrofazies, Paläontologie und Palökologie der Dachsteinriffkalke (Nor) des Gosaukammes, Österreich. – Facies, 6, 203-296, Erlangen.