

Bericht 2022 über eine stratigrafische Bearbeitung der Typlokalität der Steinalm-Formation im Bereich des Öfenbachgrabens und der Steinalm bei Saalfelden (ÖK 124 Saalfelden)

Von Michael MOSER, Olga PIROS & Sigrid GMOSER

Die Steinalm (1268 m) ist eine hoch über Saalfelden gelegene bewirtschaftete Alm, die durch einen neu angelegten Forstweg im Bereich des Lärchbaches („Lärchbach-Forstweg“) gut erreichbar geworden ist. Sowohl entlang dieses Forstweges, sowie auch im Gebiet der Einsiedelei und des Kalmbaches (früher: Kaltenbach) wird der felsbildende Steinalmkalk von der flach- bis mittelsteil nach Norden einfallenden **Annaberg-Formation** unterlagert. Bei der Annaberg-Formation handelt es sich hier um wechselweise dünn- bis mittelbankige, dunkelgrau-schwarz gefärbte Dolomite und, untergeordnet, Kalke, die ebene Schichtflächen und häufig auch deutlich ausgeprägte Feinschichtungsstrukturen aufweisen. Diese sind auf zahlreiche Schüttungen von feinstem Crinoidendetritus zurückzuführen. Crinoiden als biogene Komponenten sind bereits auch PIA (1924: 45) in den dunklen, feinschichtigen Bankkalken aufgefallen. Kalke und Dolomite wechseln einander ab, jedoch dominieren die Dolomitbänke. In der Regel liegen die mittleren Bankdicken etwa im Dezimeterbereich, sodaß die Dolomite nur untergeordnet dünnbankig entwickelt sind. Daher dürfte eine Zuordnung dieser tiefanisischen, dunkelgrauen Bankdolomite und -kalke zur Annaberg-Formation eher zutreffen als zur durchgehend dünnbankig entwickelten Gutenstein-Formation (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974: 17). Auch SCHRAMM et al. (1981: A122) sprechen von „*nicht sehr typischen*“ Gutensteiner Kalken. Außerdem wäre die meist feinkörnige Gutenstein-Formation nicht so stark von verschiedenkörnigem, biogenem Feindetritus beeinflusst, wenngleich auch dünnbankige und etwas kieselige Partien der Gutenstein-Formation nicht allzu ferne stehen. PIA (1924: 44f) hält bewusst an den Begriffen „*Gutensteiner Kalk und Dolomit*“ fest und definiert diese als „*dunkles, wohlgeschichtetes Karbonatgestein des unteren Teiles der anisischen Stufe*“, räumt aber auch ein, daß er die „*sonst oft bezeichnenden kleinen Hornsteinkügelchen*“ im Raum Saalfelden nicht antreffen hat können. Erst im oberen Abschnitt werden die gut gebankten Dolomite des Unteren Anisiums etwas heller und es wechseln mittelgraue Partien mit dunkelgrauen Partien, wie auch SCHRAMM et al. (1981: A122) berichtet haben. Es dürfte sodann ein rascher Übergang von mittelgrauen, dunkelgrauen und lichtgrauen, z.T. auch noch dolomitischen Kalken in die hangende, vorwiegend kalkige, auch hier felsbildende Steinalm-Formation erfolgen. Das Schichteinfallen erfolgt konkordant flach- bis mittelsteil in nördliche Richtung unter die hangende, gleichsinnig einfallende Steinalm- und Reifling-Formation.

Die Kalke der **Steinalm-Formation** sind sodann abwechselnd mittelgrau, lichtgrau und dunkelgrau gefärbt und führen gelegentlich auch die charakteristischen kleinen Dasycladaceen, Crinoiden und Onkoide (Probe 21/124/01, 21/124/03). PIA (1924: 45) spricht von „*hellem, anischem Diploporenkalk*“, wobei er aber unter „Diploporen“ wohl die von ihm selbst beschriebenen Dasycladaceen der Gattung *Physoporella* sp. und *Oligoporella* sp. meinte, während eigentliche Diploporen im Anisium noch weit zurücktreten. Im Bereich der Typlokalität wurden zwei Dünnschliffproben genommen. Die erste (Probe 21/124/01; BMN 31: 4 14 819/2 56 509) wurde am Wanderweg von der Steinalm Richtung Einsiedelei, 750 m W' Steinalm, in 1185 m SH genommen und enthielt in einem lichtgrauen, Ooid-führenden Biopelsparit (Grainstone, Rudstone) die anischen Dasycladaceen

Anisoporella anisica OTT
Teutoporella peniculiformis OTT.

Die zweite Probe (Probe 21/124/03; BMN 31: 4 14 076/2 56 980) stammt aus einer Schutthalde aus den Felsen oberhalb der Forststraße an der Clessinsperre in etwa 905 m SH (786 m NNW' Einsiedelei) und enthielt in einem lichtgrauen Oobiosparit (Grainstone) ebenfalls die anisischen Dasycladaceen

Physoporella pauciforata pauciforata (GÜMBEL) BYSTRICKÝ

Teutloporella peniculiformis OTT

Physoporella dissita GÜMBEL.

KUBANEK (1969: 67f) konnte folgende Dasycladaceen (det. Ott, München) aus der Steinalm-Formation im Öfenbach-Profil anführen:

Macroporella alpina PIA

Physoporella cf. praealpina PIA

Physoporella pauciforata (GÜMBEL) *sulcata* (BYSTRICKÝ)

Teutloporella peniculiformis OTT

Diplopora annulatissima BYSTRICKÝ

Die durchschnittliche Mächtigkeit der Steinalm-Formation an ihrer Typlokalität von etwa 80 Metern (PIA, 1924: 46) stimmt gut mit der Mächtigkeit der Steinalm-Formation in Gutenstein (Niederösterreich) überein. Aufgrund von tektonischer Beanspruchung sind die hier anzutreffenden Steinalmkalke leider oft sehr stark rekristallisiert und lassen nur schemenhaft Biogene wie Crinoiden und Dasycladaceen, aber häufig auch Ooide erkennen. Das Auftreten von Ooidkalken ist in der Steinalm-Formation eine Seltenheit, dürfte aber gerade an ihrer Typlokalität häufiger entwickelt sein. Von der Clessinsperre (900 m SH) kann ein schöner, lichtgrauer, nur teilweise ausgewaschener Oobiosparit (z.T. Grainstone, z.T. Biomikrit) beschrieben werden, der neben Einfach- und Mehrfachooiden auch vereinzelt Dasycladaceen führt. KUBANEK (1969: 66) beschreibt von dieser Stelle einen „gut sortierten Oolith“, wobei die einzelnen Ooide einen mittleren Korndurchmesser von 0.6 mm aufweisen sollen. Als weitere Komponenten der Steinalm-Formation sind nach KUBANEK (1969: 67f) Intraklasten, die auf Umlagerung im Bewegtwasserbereich hindeuten, Onkoide, Grapestones, Lumps, Foraminiferen, Brachiopoden, Bivalvenschill und kleine Gastropoden, die auf flachmarine, lagunäre Faziesverhältnisse hindeuten, anzuführen. Auch feingeschichtete, laminitische Partien (Stromatolith) mit „birds-eye“ – Strukturen und Kräuselschichtung sowie mit sekundärer Dolomitisierung werden von KUBANEK (1969: 75f) angeführt. Die Steinalm-Formation bildet hier, an ihrer Typlokalität, eine stets steile Felsrippe aus, die von der Clessinsperre, welche die felsige Grabenenge nützt, etwa Richtung Lärchbach zieht und setzt sich, nach kurzer Unterbrechung im Lärchbachgraben, in den niedrigen Felswänden und dem kurzen Höhenzug SW' und SE' der Steinalm fort. Stets ist die Steinalm-Formation dickbankig entwickelt und die meist körnigen Kalke lassen auch undeutliche Feinschichtungsgefüge erkennen. Das Einfallen ist gemeinsam mit dem dunkelgrauen Annaberger Dolomit im Liegenden flach- bis mittelsteil nach Nord(nordwest)en gerichtet.

Die mit scharfer Grenze über der Steinalm-Formation einsetzenden Hornsteinknollenkalke der **Reifling-Formation** weisen eine Mächtigkeit von 25 – 30 Metern auf und lassen sich nach PIA (1924: 47f) und WAGNER (1970: 128f) in einen unteren Abschnitt mit „schwarzgrauem Knollenkalk“ und einen oberen Abschnitt mit „hellrot-grünlichen Knollenkalken“, die beide reichlich Hornstein führen, untergliedern. Das oberanisische Alter der Unteren Reifling-Formation konnte von BROILI (1927) und SCHNETZER (1934) mit einer reichen Cephalopoden- und Brachiopodenfauna der Trinodosus-Zone (Unteres Illyrium) belegt werden. KUBANEK (1969: 125f) beschreibt etwa aus diesem Horizont mikrofaziell einen braungrauen, fossilreichen Biopelssparit mit Filamenten, Crinoiden, Brachiopoden, Gastropoden und Ostracoden sowie einen dunkelgrauen Filamentmikrit mit Radiolarien und

Brachiopoden (= Mikrofazies der Reifling-Formation). An Brachiopoden führt KUBANEK (1969: 126) *Rhynchonella trinodosi* BITTNER und *Retzia mojsisovicsii* BOECKH an. In dem Forststraßenprofil an der Clessinsperre (900-910 m SH) ist die Untere Reifling-Formation sehr gut aufgeschlossen und wird durch dunkelgrau-schwarz gefärbte, wellig-schichtige, mittelbankige und feinkörnige Kalke mit schwarzem Hornstein und mit cm- bis dm – dicken dunkelgrauen Mergellagen charakterisiert. Im oberen Abschnitt dürften zwei 5 cm dicke grünlichockergraue Tuffitlagen eingeschaltet sein. Die Mächtigkeit der Unteren Reifling-Formation (Oberstes Pelsonium – Illyrium) beträgt etwa 15 Meter. Der Oberpelson-Anteil der Unteren Reifling-Formation im Öfenbachprofil scheint zu fehlen oder stark kondensiert zu sein. Entweder ist dieser Abschnitt der Reifling-Formation in den „rötlichen, wulstigen Crinoidenkalken“, die SCHNETZER (1934: 3) vom Top der Steinalm-Formation erwähnt, enthalten, oder der ganze Abschnitt fehlt tektonisch bedingt. Aus Conodontenproben geht hervor, daß die im Öfenbachprofil aufgeschlossene Untere Reifling-Formation mit *Neogondolella constricta*, *Paragondolella excelsa* und *Paragondolella szaboi* mit dem tieferen Illyrium einsetzt, also etwas oberhalb der Trinodosus-Zone der Ammonitengliederung. Darüber folgen dünn- bis mittelbankige, Filament-führende Knollenkalke, die zunächst (etwa 4 Meter) dunkelgrau, sodann aber bald mit hellerer Farbe anzutreffen sind. Am Top der Reifling-Formation sind die als „Schusterbergkalk“ (PIA 1924: 49) bezeichneten, grünlich-rötlich-lichtgrau gefärbten Knollenkalke mit reichlich Filament entwickelt. Insgesamt dürften die Knollenkalke der Oberen Reifling-Formation (Fassanium) etwa 10 Meter mächtig sein. Das stratigrafische Alter des „Schusterbergkalkes“ im Öfenbachprofil kann mit *Neogondolella praehungarica* dem Fassanium (= *Eoprotrachyceras curionii* – Zone) zugeordnet werden, da auch, bereits zusammen mit ockergelben, Biotit-führenden Tuffithorizonten, *Paragondolella inclinata* in den unmittelbar hangenden Partien des Schusterbergkalkes festgestellt werden konnte. Die versuchte chronostratigraphische Zuordnung des von PIA (1924: 49) definierten Schusterbergkalkes in das Anisium ist somit nicht nachzuweisen bzw. verliert seine Bedeutung für einen anischen Leithorizont, den man u.U. mit der Position des Schreyeralmkalkes hätte vergleichen können. Die Rotfärbung der Schusterbergkalke dürfte eher auf geänderte Sedimentationsbedingungen wie eine stark erniedrigte Sedimentationsrate (Kondensation) und das Auftreten von O₂-reichen, bewegten Tiefwasserströmungen hinweisen, die nicht unbedingt an einen bestimmten stratigraphischen Horizont gebunden sein müssen. Eine ähnliche Fazies dürfte auch im „Bundolomit“ der Werfen - St. Martiner Schuppenzone (SCHLAGER 1967a: 55, ROSSNER 1972: 13, MOSER 2018) entwickelt sein.

In der Diplomarbeit von GMOSER (2002) an der Universität Wien wurde die Foraminiferenfauna, die durch Auflösung der Reiflinger Kalke im Öfenbach-Profil gewonnen werden konnte, bearbeitet. Charakteristischer Weise wird diese Foraminiferenfauna von den für Beckensedimente typischen Formen aus der Familie der *Nodosariidae* und *Ammodiscidae* dominiert. Daneben treten aber auch agglutinierende Foraminiferen wie *Reophax* und *Ammobaculites* auf, die aus dem Flachwasserbereich umgelagert worden sein dürften.

Im Hangenden der Reifling-Formation folgt zunächst grauer, undeutlich gebankter, leicht kieseliger, auch brekziöser Dolomit, der noch keinen Wettersteindolomit darstellt, sondern den gänzlich dolomitisierten Bankkalke der **Raming-Formation** entspricht und der das gleiche Streichen und Einfallen aufweist wie die Reifling- und Steinalm-Formation im Liegenden davon. BECHSTÄDT & MOSTLER (1976: 275) bezeichneten den Raminger Dolomit als „Bankigen Ramsau-Dolomit“. Mit Hilfe von Conodonten, die aus diesen undeutlich gebankten, dolomitisierten Beckensedimenten gewonnen werden konnten, lässt sich mit *Epigondolella mungoensis*, *Epigondolella hungarica* sowie *Paragondolella inclinata* das Langobardium 1 (= *Protrachyceras gredleri* – Zone) für den Raminger Dolomit (Raming-Formation) ermitteln. Die Mächtigkeit des Raminger Dolomites dürfte zwischen 30 und 100 Metern liegen.

Erst darüber setzt der hellgraue, auch grau-scheckige **Wettersteindolomit in Riffazies** ein, der zahlreich pharetrone Kalkschwämme, Crinoiden und Tubiphyten erkennen lässt. Im Hangenden dieser dolomitisierten Riffazies dürfte rasch die lagunäre Fazies mit *Diplopora annulata* SCHAFHÄUTL und *Teutoporella herculea* (STOPPANI) PIA einsetzen (PIA, 1924: 50). Der Wettersteindolomit an der Basis des Steinernen Meeres (= Staufen-Höllengebirgs-Decke) umfasst daher das mittlere und höhere Langobardium sowie das Unterste Karnium (= Julianum 1).

Formale Definition der Steinalm-Formation

Bezeichnung und Benennung:

Die Bezeichnung *Steinalmkalk* geht zurück auf PIA (1924: 45), benannt nach der Steinalm 3 km NE' Saalfelden (Pinzgau, Bezirk Zell am See, Bundesland Salzburg).

Synonyme:

Ziller Kalk (SCHLOSSER, 1898), Steinalmkalk (PIA, 1924), Steinalmdolomit (ROSENBERG, 1952), Zillkalk (PLÖCHINGER, 1953), Mitteltriadischer Diploporen-Riffkalk des Tiefjuvavikums (PLÖCHINGER, 1955: 97), Wettersteinkalk (TOLLMANN, 1966), Heller Massendolomit, Massenkalk (SCHLAGER, 1967b), Mittlere Gesteinsserie des Alpinen Muschelkalks (FRISCH, 1968), Massenkalk-Serie (KUBANEK, 1969), Mittel- bis hellgrauer Massendolomit (ROSSNER, 1972), Steinalm-Formation (NITTEL, 2006), Tagyon-Formation (PIROS, 1992), Ravni-Formation (MISSONI et al., 2010: 185)

Typgebiet:

Die Typlokalität der Steinalm-Formation liegt an der Basis der mächtigen Trias-Schichtfolge des Steinernen Meeres, die zur Staufen-Höllengebirgs-Decke des Tirolikums gezählt wird. Ähnliche Profile sind in den westlichen Nördlichen Kalkalpen in der Inntal-Decke, im Mittelteil der Nördlichen Kalkalpen in der Totengebirgs-Decke und im Ostteil der Nördlichen Kalkalpen in der Göller-Decke zu erwarten.

Typlokalität:

Die Typlokalität Steinalm liegt auf ÖK 50 Blatt 124 Saalfelden bzw. UTM-Blatt 3215 Saalfelden am Steinernen Meer (Bundesland Salzburg).

Typprofil:

Das Typprofil durch die Steinalm-Formation (Typlokalität) ist an dem in den Öfenbachgraben führenden Forstweg oberhalb der Clessinsperre erschlossen. Koordinaten: BMN M 31: 4 14 165 / 2 57 043 bzw. WGS 84: 12°51'26,7" / 47°27'04,4".

Referenzprofile:

(1) Innsbrucker Nordkette (Kranebitter Klamm – Bruchkluppe – Höttinger Graben – VSR-Graben – Seegrube – Arzler Reiße) im Karwendelgebirge, 4.3 km NW' Innsbruck: NITTEL (2006); (2) Profil Mendlingbach: Sandgrabenstraße 1.5 km NW' Lassing (Niederösterreich): LEIN et al. (2012); (3) Profil Mendlingbauer-Forststraße, 1.5 km SW' Lassing (Niederösterreich), 870 m WNW' Gft. Mendlingbauer, 925 – 950 m SH: BRYDA & SEIFERT (2009: 118f); (4) Profil Moltertal, 1 km SE' Schönstellhütte in 820 m SH, 7 km WSW' Steyrling (Oberösterreich): MOSER & MOSHAMMER (2018); (5) Forstweg Triebel, 2.7 km W' Annaberg (Niederösterreich), 460 m NE' Gft. Triebel, 900 – 970 m SH: MOSER (2019); (6) Prochenberg, 2.5 km SE' Ybbsitz (Niederösterreich): LAUER & WAGNER (1973);

Lithologie:

Meist lichtgrauer, seltener auch dunkelgrauer, mittel- bis dickbankiger, ebenflächiger Kalkstein (Dolomitstein) mit Dasycladaceen (*Physoporella*, *Oligoporella* u.a.), Onkoiden, seltener Ooiden, Crinoiden, Bivalven, Gastropoden, Tubiphyten, Foraminiferen (*Glomospira*, *Meandrospira*, *Endothyranella* u.a.) und Ostracoden. Der Zillkalk ist meist hellgrau-weiß gefärbt, die Mikrofazies ähnlich der Steinalm-Formation.

Mikrofazies:

- (a) Biosparit, Biopelsparit, Onkobiopelsparit, Intrabiopelsparit, Oobiopelsparit (Grainstone, Rudstone);
- (b) Biomikrit, Biopelmikrit (Wackestone); (c) Bindstone (Stromatolith), birds-eyes Kalk

Chronostratigrafisches Alter:

Pelsonium (Mittleres Anisium) mit *Physoporella pauciforata pauciforata* BYSTRICKÝ, *P. pauciforata undulata* PIA (BYSTRICKÝ), *P. dissita* PIA, *P. pauciforata sulcata* BYSTRICKÝ, *P. minutuloidea* HERAK, *P. pauciforata gemerica* BYSTRICKÝ, *Oligoporella pilosa pilosa* PIA, *Macroporella alpina* PIA, *Teutlosporella peniculiformis* OTT, *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIĆ

Fazies:

Innere Karbonatrampe, flachmarin-lagunäre Fazies in der photischen Zone im Bewegtwasserbereich, z.T. zyklisch-peritidale Fazies

Mächtigkeit:

80 Meter (Typokalität in Saalfelden und in Gutenstein) – 200 Meter (Gamsstein, Steiermark)

Untergrenze/Obergrenze:

Im Liegenden erfolgt ein allmählicher Übergang aus den dunkelgrau gefärbten, fossilarmen Bankkalken der Annaberg-Formation (MOSER & TANZBERGER, 2015: 238). Im Hangenden folgt meist mit scharfem Kontakt die Beckenfazies der Reifling-Formation („Reiflinger Wende“ in SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER, 1974: 170) oder es folgt ein kontinuierlicher Übergang in den lagunären Wettersteinkalk (= Steinalm-Wettersteinkalk sensu PIA 1930: 16). In wenigen Ausnahmen können auch Beckensedimente zwischengeschaltet sein, wie z.B. im Höllengebirge in Oberösterreich (MOSER 2021), wo jedoch die Annaberg-Formation eher auftritt als die Steinalm-Formation.

Verbreitungsgebiet:

In allen tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen, v.a. im Bajuvarischen Deckensystem. Im Tirolischen Deckensystem nur in der Göller-Decke, Staufen-Höllengebirgs-Decke (Typokalität), Totengebirgs-Decke und Inntal-Decke sowie im Juvavischen Deckensystem in der Mürzalpen-Decke, Hallstatt-Decke (Zillkalk) und Dachstein-Decke. Äquivalente zur Steinalm-Formation finden sich in den Westkarpaten und in der Pelso-Einheit als die Tagyon-Formation (Ungarn) und in den Dinariden als die Ravni-Formation (Serbien).

Laterale stratigrafische Einheiten:

Die Flachwasserfazies der pelsonen Steinalm-Formation wird lateral von der Beckenfazies der Oberen Gutenstein-Formation (wellige und ebenflächige Bankkalke mit Crinoiden, Conodonten, Ammoniten, Radiolarien und Brachiopoden) abgelöst (Kasberg-Subformation: MOSER & MOSHAMMER, 2018). Innerhalb der mittelanisischen Karbonatrampe kann die Steinalm-Formation lateral auch von der ebenso seicht-marinen entwickelten Annaberg-Formation abgelöst werden.

Literatur:

- BECHSTÄDT, TH. & MOSTLER, H. (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. – Geol.-Paläont.Mitt.Innsbruck, **4**, 1-74, Innsbruck.
- BECHSTÄDT & MOSTLER (1976): Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Zt.Dtsch.Geol.Ges., **127**, 271-289, Hannover.
- BROILI, F. (1927): Eine Muschelkalkfauna aus der Nähe von Saalfelden. – Bayr.Akad.Wiss. Math-Naturwiss.Kl. Sitzungsber. 1927, 229-242, München.
- BRYDA, G. & SEIFERT, P. (2009): Arbeitstagung 2009 der Geologischen Bundesanstalt Blatt 101 Eisenerz: Leoben, 31.08. - 04.09.2009. – Geol.B.-A., 252 S., Wien.
- FRISCH, J. (1968): Sedimentologische, lithofazielle und paläogeographische Untersuchungen in den Reichenhaller Schichten und im Alpinen Muschelkalk der Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. – Diss.Techn.Univ. München, 133 S., München.
- GMOSEN, S. (2002): Anisische und Ladinische Foraminiferen aus dem Öfenbach-Profil bei Saalfelden (Salzburg). – Dipl.Arbitr.Univ. Wien, 49 S., 7 Taf., Wien.
- KUBANEK, F. (1969): Sedimentologie des alpinen Muschelkalks (Mitteltrias) am Kalkpensüdrand zwischen Kufstein (Tirol) und Saalfelden (Salzburg). – Diss.Techn.Univ.Berlin, 202 S., 40 Abb., 4 Taf., 7 Beil., Berlin.
- LAUER, G. & WAGNER, L. (1973): Zur Geologie des Prochenberges bei Ybbsitz NÖ. – Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud.Österr., **22**, 155 – 164, Wien.
- LEIN, R., KRYSTYN, L., RICHOZ, S. & LIEBERMAN, H. (2012): Middle Triassic platform/basin transition along the Alpine passive continental margin facing the Tethys Ocean – the Gamsstein: the rise and fall of a Wetterstein Limestone Plattform (Styria, Austria). – J.Alp.Geol. **54**, 471 – 489, Wien.
- MELLO, J. (1992): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 104 Mürzzuschlag. – Jb.Geol.B.-A., **135**, H.3, 779 – 783, Wien.
- MISSONI, S., VELIC, I., GAWLICK, H.J., TISLIJAR, J. & VLAHOVIC, I. (2010): How many Middle Triassic carbonate platforms existed in the Outer Dinarides? New insights from the Velebit Mountain (Croatia). - In: PANGEO AUSTRIA 2010: Geowissenschaften - Grundlagen und Anwendung: Leoben 15.09.2010 - 19.09.2010: Abstract Volume (2010), 185 – 186, Leoben.
- MOSER, M. & TANZBERGER, A. (2015): Mikrofazies und Stratigrafie des Gamssteines. – Jb.Geol.B.-A., **155**, 235 – 263, Wien.
- MOSER, M. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen und stratigrafische Untersuchungen auf BMN-Blatt 126 Radstadt im Bereich der Werfener Schuppenzone westlich St. Martin/Tennengebirge (Salzburg). – Geol.B.-A., 40 S., 46 Abb., 1 Kt., Wien.
- MOSER, M. & MOSHAMMER, B. (2018): Die Mitteltrias-Schichtfolge des Kasberg-Gebietes in Oberösterreich (Totengebirgsdecke) und deren Bedeutung für die Mitteltrias-Stratigrafie der Nördlichen Kalkalpen. – Geo Alp, **15**, 37 – 59, Bozen.
- MOSER, M. (2019): Bericht 2019 über weiterführende geologische Untersuchungen an der Typlokalität des Annaberger Kalkes auf ÖK 73 Türnitz (Niederösterreich). – Geol.B.-A., Wien.

MOSER, M. (2021): Bericht 2019 - 2021 über geologische und stratigrafische Aufnahmen im nördlichen Salzkammergut (Ellmaustein, 994 m - Schober, 1328 m – Drachenwand, 1176 m – Ackerschneid, 1119 m – Schoberstein, 1037 m – Hochleckenkogel, 1691 m – Traunstein, 1691 m – Katzenstein, 1349 m und Zwillingskogel (1402 m) auf den BMN-Blättern ÖK 64 Straßwalchen, ÖK 65 Mondsee, ÖK 66 Gmunden und ÖK 67 Grünau. – Geol.B.-A., Wien.

NITTEL, P. (2006): Beiträge zur Stratigrafie und Mikropaläontologie der Mitteltrias der Innsbrucker Nordkette (Nördliche Kalkalpen, Austria). – Geo Alp, **3**, 93 – 145, Innsbruck.

PIA, J. (1924): Geologische Skizze der Südwestecke des Steinernen Meeres bei Saalfelden mit besonderer Rücksicht auf die Diploporengesteine. – Akad.Wiss.Wien Math-Naturwiss.Kl. Sitzungsber. Abt. I, **132**, 35-79, Wien.

PIA, J. (1930): Grundbegriffe der Stratigrafie mit ausführlicher Anwendung auf die europäische Mitteltrias. – Deuticke Verlag, Wien.

PIROS, O. (1992): Jelentés a Tagyoni Mészkaró Formáció dasycladacea flórájának vizsgálatáról (Report on the investigation of the Dasycladacean flora of the Tagyon Limestone Formation). - Manuscript. Hung. Geol. Surv. Doc. center., Budapest.

ROSENBERG, G. (1952): Vorlage einer Schichtenamentabelle der Nord- und Südalpinen Mitteltrias der Ostalpen. – Mitt.Geol.Ges. Wien, **42/43**, 235 – 247, Wien.

ROSSNER, R. (1972): Die Geologie der nordwestlichen St. Martiner Schuppenlandes am Südostrand des Tennengebirges (Oberostalpin). – Erlanger Geol.Abh., **89**, 57 S., Erlangen.

SCHLAGER, W. (1967a): Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. – Verh.Geol.B.-A., **1967**, 50-70, Wien.

SCHLAGER, W. (1967b): Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich) II. Geologische Aufnahme von Unterlage und Rahmen des Obertriasriffes am Gosaukamm. – Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud.Österr., **17**, 205 – 282, Wien.

SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W.E. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. - In: Eberh. Clar-Festschr. Mitt.Geol.Ges. Wien, **1973/1974**, 165 - 193, Wien.

SCHLOSSER, M. (1898): Das Triasgebiet von Hallein. – Z.dtsch.geol.Ges., **50**, 333 – 384, Berlin.

SCHNETZER (1934): Die Muschelkalkfauna des Öfenbachgrabens bei Saalfelden. – Palaeontographica: Abt. A Paläozoologie, Stratigraphie, **81**, 1-160, Stuttgart.

SCHRAMM, J.-M., TICHY, G. & VETTERS, W. (1981): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen am Südrand des Steinernen Meeres (Nördliche Kalkalpen) auf Blatt 124, Saalfelden. – Verh.Geol.B.-A., **1979**, A 121-A 123, Wien.

TOLLMANN, A. (1966): Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentelektion. – Mitt.Geol.Ges. Wien, **58**, 103 – 207, Wien.

WAGNER, L. (1970): Die Entwicklung der Mitteltrias in den östlichen Kalkvoralpen im Raum zwischen Enns und Wiener Becken. – Diss.Phil.Fak.Univ. Wien, 202 S., Wien.