

Neue Ergebnisse zum Bericht über geologische Untersuchungen zwischen Kleinzell, Gütenbach, Brandstätterkogel (1038 m), Fensterbachgraben, Innerhalbach, Beilstein (931 m), Ebenberg (1156 m), Traisenbach, Andersbach und Weinberg (838 m) auf ÖK 74 Hohenberg

Michael MOSER & Leopold KRYSTYN

Ziel der geologischen Aufnahmen war die Kartierung der Mitteltrias der Reisalpen-Decke im Abschnitt zwischen Kleinzell, Gütenbach, Fensterbachgraben (Innerhalbach) und dem Gebiet Ebenberg (1156 m) - Rumpel – Beilstein (931 m) – Stadler und Schachernwald - Weinberg (838 m) auf Kartenblatt ÖK 74 Hohenberg.

Die Schichtfolge beginnt im Hangenden der dolomitischen Kalke und Rauwacken der **Reichenhall-Formation** bei Kleinzell (BITTNER, 1894: 379; WAGNER, 1970: 90) am Ebenberg (Schwarzenbachgraben), entlang des Halbachtals bei Zöchling, am Brandstätterkogel (oberhalb Kleinzell) sowie an der Nordflanke des Weinberges mit der typisch ausgebildeten **Gutenstein-Formation**: stets sehr dünnbankige, ebenflächige, schwarze, fossilarme, feinkörnige und oft feinschichtig-biotritäre, auch Radiolarien-reiche, etwas kieselig-bioturbate Kalke (mit *Thalassinoides*), die mit ihren Hornsteinkügelchen („Kugelnkalk“) zur Gänze den Kalken der Gutenstein-Formation an ihrer Typlokalität (Gutenstein/Piesting, ÖK 75) gleichen. Im Hangenden (Obere Gutenstein-Formation) kann beobachtet werden, daß die Schichtflächen teilweise auch knollig oder wellig-schichtig entwickelt sind und sich auch dickere Bänke einschalten. Trotzdem führen sie, im Gegensatz zur Reifling-Formation, keinen Hornstein und keine Filamente. Im Gegensatz zur Raming-Formation bildet die Gutenstein-Formation nur selten Blockwerk aus. Die Gesamtmächtigkeit der Gutenstein-Formation dürfte zwischen 100 und 200 Meter betragen, am Weinberg (838 m) sogar 300 Meter. WAGNER (1970: 90) kann vom Anfang des Güterweges gegenüber Zöchling (200 m NE' K.488) aus der Oberen Gutenstein-Formation auch einige Brachiopoden anführen:

Mentzelia mentzeli (DUNKER)

Waldheimia angusta (SCHLOTHEIM)

Rhynchonella cf. *trinodosi* BITTNER

Das Vorhandensein von **Steinalm-Formation** in der Reisalpen-Decke wird bereits von SPENGLER (1931: 25) beschrieben. Stets handelt es sich dabei um schwarze Dasycladaceenkalke, die sich anhand ihrer lagunären Fazies deutlich vom hellgrauen Wetterstein-Riffkalk unterscheiden lassen. Von besonderem Interesse ist das Vorhandensein von flach-lagunären Kalken der Steinalm-Formation im Bereich der Reisalpen-Decke zwischen Brennalp (früher: Brennalpe), Gft. Rumpel (früher: Rumpelzbauer) und Ebenberg (Alpenwald), worauf PIA (1912: 44) bereits hingewiesen hatte. Darauf stützend beschreibt SPENGLER (1931: 25) eine typisch anisische Dasycladaceenflora von den Lokalitäten Brennalpe, Reißmauer und Rumpel mit:

Macroporella perforatissima PIA

Physoporella pauciforata (GÜMBEL) *pauciforata* (PIA)

Physoporella pauciforata lotharingica (BENECKE)

Oligoporella prisca PIA

Die Neukartierung dieses Bereiches der Reisalpen-Decke lässt allerdings erwarten, daß keine Steinalm-Formation in der hier vorhandenen Normalschichtfolge der Reisalpen-Decke zu erwarten wäre: sowohl im Profil Schwarzenbach oberhalb der Kumpfmühle, als auch im Profil des Brandstätterkogels (1038 m) und der Jörglalm (neue Forststraße südlich Brennalp) ist eine normale Abfolge von Gutenstein-Formation, etwas Reifling-Formation, die tektonisch bedingt auch fehlen

kann, und mächtiger Raming-Formation zu erkennen, also eine durchgehende Beckenentwicklung ohne Zwischenschaltung einer mittelanischen (pelsonen) Seichtwasserfazies der Steinalm-Formation. Im Bereich des mittleren Anisiums ist lediglich eine gesonderte Ausbildung der Oberen Gutenstein-Formation im Sinne von mittelbankigen, wellig-schichtigen oder knolligen, dunkelgrauen Kalken mit Radiolarien zu beobachten, die allerdings weit entfernt von der Mikrofazies der Steinalm- (und Annaberg-) Formation zu sein scheint. Dennoch konnten von einem der Verfasser an mehreren Stellen dickbankige bis massige Felspartien von hell- bis dunkelgrauen, anischen Dasycladaceen- und Onkoidkalken, die der Gutenstein-Formation des Ebenberges (1156 m) eingeschaltet sind, angetroffen werden. Daß diese Felspartien jedoch tektonisch in die Gutenstein-Formation der Reisalpen-Decke eingeschaltet sind, dafür sprechen folgende Argumente:

- Die Felszüge der Steinalm-Formation folgen keinem bestimmten stratigrafischen Horizont
- Die Einschaltung von Steinalm-Formation zwischen Werfener Schichten und Gutenstein-Formation (NE' K. 1156) erscheint stratigrafisch unpassend
- An einem Forstweg N' Gft. Rumpel konnte die Einschuppung von Werfener Schichten zwischen Gutenstein- und Steinalm-Formation beobachtet werden

Zwei Gesteinsproben, die aus den Felszügen der Steinalm-Formation genommen worden sind, zeigten folgende, recht diverse Dasycladaceenflora (det. Olga Piro, Budapest), die in den meist dunkelgrau gefärbten, massig-dickbankigen birds-eyes-Kalken entwickelt ist:

Probe 20/74/29 (280 m SW' K.1156, 1070 m SH):

Physoporella pauciforata undulata PIA
Physoporella pauciforata pauciforata GÜMBEL
Physoporella pauciforata sulcata BYSTRICKY
Physoporella intusannulata HURKA

Probe 20/74/32 (200 m ENE' K.1156, 1100 m SH):

Physoporella pauciforata pauciforata GÜMBEL
Physoporella pauciforata undulata PIA
Physoporella pauciforata sulcata BYSTRICKY
Physoporella varicans PIA
Teutloporella peniculiformis OTT

Die Foraminiferen (det. Moser) aus diesen Gesteinsproben belegen ebenso klar mittelanisches Alter:

Meandrospira dinarica KOCHANSKY-DEVIDÉ
Meandrospira pusilla HO 1959
Endothyranella sp.
Glomospira sp.
Trochammina sp.

Auch von WAGNER (1970: 93) und PIA (1912: 43) kommen Hinweise auf Dasycladaceen-führende Steinalmkalke, die im Zusammenhang mit der Gutenstein-Formation SW' Kleinzell (hier mit *Oligoporella prisca*) und am Brandstätterkogel (1038 m) auftreten sollen. Aus dem Fenstergraben beschreibt WAGNER (1970: 94) hellgraue, Algen (Dasycladaceen) und Crinoiden führende Kalke (Biosparite) mit *Oligoporella prisca* PIA. Diese könnten einer hellgrauen Kalkrippe kurz nach Überquerung einer Brücke im äußeren Fenstergraben entsprechen, die in einem daraus stammenden

Dünnschliff als lichtgrauer Onkoidkalk (Onkobiopelsparit, Grain- bis Rudstone), der reich an verschiedenen Mikroproblematika ist, angesprochen werden kann.

Sowohl im Fenstergraben, als auch am Ebenberg (oberhalb Traisenbach) und Brandstätter Kogel (1038 m) kann beobachtet werden, daß die z.T. extrem dünnbankigen, schwarzen Kalke der Gutenstein-Formation im Hangenden in die dickergebankten, Blockwerk bildenden, mittel- bis dickbankigen, mittel- bis dunkelgrau gefärbten, bituminösen, ebenflächig oder wellig-schichtig ausgebildeten Kalke der **Raming-Formation** überleiten. Kennzeichnend für die Raming-Formation sind neben den größeren Bankdicken feine Schuttkalke sowie feinschichtige Kalke. Zwischen der Gutenstein-Formation im Liegenden und dem Raming Kalk (Raming-Formation) im Hangenden können an mehreren Stellen meist nur wenige Meter mächtige, dünn- bis mittelbankige, dunkelgraue, wellig-schichtige, feinkörnig-mikritische, auch mergelige Hornsteinknollenkalke der **Reifling-Formation**, die in unterschiedlichen Anteilen auch Filamente führen, beobachtet werden. Ihr stratigrafisches Alter dürfte - je nach Profil innerhalb der Reisalpen-Decke - verschieden hoch sein. Relativ gut aufgeschlossen sind die Hornsteinknollenkalke der Reifling-Formation dort, wo sie den Schwarzenbachgraben queren. Meistens jedoch dürften diese tektonisch bedingt oder auch primär fehlen. In den Straßenaufschlüssen an der Landesstrasse L 133 gegenüber Zöchling („Hölle“) ist ein beinahe vollständiges Profil durch die Reifling-Formation aufgeschlossen. Darin zeichnen sich die regelmässig mittelbankig ausgebildeten Knollenkalke durch nur geringen Hornsteingehalt und durch eine dunkle Gesteinsfarbe aus. Das von L. Krystyn (unveröffentlichte Daten) hier bearbeitete Straßenprofil lässt erkennen, daß die knolligen und regelmässig gebankten Kalke der Reifling-Formation an dieser Stelle mit

Daonella tyrolensis

Paragondolella inclinata

Paragondolella trammeri

Budurovignathus hungaricus

vom Oberanis (Pelsonium/Illyrium) bis in das tiefste Oberladin (Langobardium 1) hinauf reichen dürften. Die bereits von WAGNER (1970: 91) beschriebenen grüngrauen und Glimmer (? Biotit) führenden tuffitischen Lagen im Bereich der Gütenbachmündung finden sich auch in der Profilbeschreibung von Krystyn wieder. Außerdem führt WAGNER (1970: 91) aus Dünnschliffen für die Reifling-Formation typische Biogene wie Kieselschwammnadeln, Bivalvenfilament (*Daonella* sp.), Radiolarien und nodosariide Foraminiferen an. Die dabei von WAGNER (1970) mit angeführten mikritischen Intraklasten könnten aus Dünnschliffen der darüber folgenden Raming-Formation stammen. Diese dürfte im Fenstergraben das gesamte Ladinium (und unterste Karnium) umfassen, wobei auch *Gladigondolella malayensis* (Probe 20/74/23: BMN 34: 7 02 927 / 3 12 557, det. Leopold Krystyn), eine Conodontenform, die in der Raming-Formation an der Südseite des Traisenbachgrabens (neue Forststraße, 750 m W' Gft. Traisenbeck, 640 m SH) auftritt, das Langobardium-Alter der Raming-Formation in der nördlich gelegenen Halbachtal-Region belegen mag. Der darüber gelegene Wetterstein-Riffkalk dürfte hier bereits auskeilen und unterstkarnisches Alter aufweisen.

Am Weinberg (838 m) sind im Gipfelkammbereich und südlich der Brennalp (östlich Almerin) ebenso sehr schöne und typische Hornsteinknollenkalke der Reifling-Formation mit einer relativ hohen Mächtigkeit von etwa 40-50 Metern aufgeschlossen. Sie zeigen auch hier durchgehend dunkelgraue Gesteinsfarbe, sind dafür aber reich an Hornstein und dünn- bis mittelbankig, mit wellig-knolligen Schichtflächen, ausgebildet. Auch die für die Reifling-Formation typischen Filamentmikrite sind vorhanden. Gegen Norden zu, Richtung Kleinzell, werden die Knollenkalke der Reifling-Formation

hornsteinreicher und in den hangendsten Partien auch etwas heller, gleichzeitig dazu sind typische Filamentmikrite entwickelt. Ihre chronostratigrafische Reichweite dürfte nach oben hin zunehmen. Aus einer Profilaufnahme durch die Reifling-Formation an der Südseite des Weinberges, 838 m (Leopold Krystyn, unpublizierte Daten) sowie zweier Probennahmen des Verfassers (Probe 19/74/31, 180 m W' K. 838 und Probe 19/74/32, 70 m S' Waldkapelle) dürfte die Reifling-Formation hier, am Weinberg, mit folgender Conodontenfauna das höhere Anisium (Oberes Illyrium) bis hart an die Anisium/Ladinium-Grenze (früher: Illyrium 2 - Fassanium 1) umfassen:

Neogondolella constricta

Neogondolella cornuta

Gladigondolella tethydis + ME

Neogondolella pseudolonga

Paragondolella trammeri

Paragondolella excelsa

Neogondolella cf. exentrica

Paragondolella cf. liebermanni

Neogondolella cf. praeungarica

Der Kontakt zum darüber folgenden **Wettersteindolomit** dürfte am Weinberg jedoch tektonisch sein, denn keine 50 Meter über dessen Basis setzt bereits die **lagunäre Fazies** mit Feinschichtungsgefügen, Stromatolithlagen und Onkoiden ein, sodaß die Rifffazies wahrscheinlich tektonisch amputiert worden ist. Außerdem scheint hier die zwischen Reifling-Formation und Wettersteindolomit eher zu erwartende Raming-Formation zu fehlen. Zahlreiche Diploporen, die jedoch aufgrund der Dolomitisierung äusserst schlecht erhalten sind, könnten auf oberstladinisches-unterkarnisches Alter für den dortigen Wettersteindolomit hindeuten. Die aufgeschlossene Mächtigkeit des lagunären Wettersteindolomites dürfte hier etwa 200 – 300 Meter betragen. Im Bereich N' Kashof im Andersbachtal ist im Hangenden der dunkelgrauen, knolligen, Hornstein- und Filament-reichen Reifling-Formation eine etwa 100 Meter breite Kalkrippe aus Wettersteindriffkalk eingeschaltet, die auch hier rasch wieder in den hangenden, weißen, lagunären Wettersteindolomit übergeht. Auch hier scheint zumindest die dazwischen eher zu erwartende Raming-Formation zu fehlen.

Die von dem Beckensediment der Reifling-Formation in die Karbonatplattform des Wettersteindriffkalkes überleitende **Raming-Formation** ist, wie in der Unterberg-Decke, auch hier, in der Reisalpen-Decke, sehr schön und gut ansprechbar ausgebildet. Als Übergangssediment vom hellen Wettersteinkalk in den hellen Hornsteinkalk der Reifling-Formation ist die Raming-Formation auch im Fenstergraben von WAGNER (1970: 94) bereits erstbeschrieben worden. Diese konnte stets im Liegenden des Wettersteindriffkalkes bzw. Wettersteindolomites in Innerhalbach, am östlichen Ebenberg und auch im Bereich des Schwarzenbachgrabens sowie am Bergrücken südlich der Brennalp in typischer Ausbildungsweise angetroffen werden.

Im Norden (Gütenbach – Rad – Fensterbach) setzt die Raming-Formation mit den Conodonten (det. L.Krystyn)

Paragondolella inclinata

Paragondolella trammeri

und der pelagischen Bivalve

Daonella tyrolensis

erst im Langobardium 1 ein und schliesst mit dem Ammoniten *Trachyceras aonoides* MOJISSOVICS, der im Fensterbachgraben aufgefunden werden konnte, aus dem Julium 1.2 nach oben hin ab.

Darauf folgen nun noch die höher-julischen Göstlinger Kalke und die „Trachycerasschichten“ (Göstling-Formation). Ganz im Norden, gegen Kleinzell zu, verliert die Raming-Formation rasch an Mächtigkeit und sie dürften da auch nur noch unterkarnisches Alter aufweisen.

Im Gebiet des Schwarzenbachgrabens setzt die Raming-Formation bereits bedeutend früher ein, da dieses Gebiet der Reisalpen-Decke bereits 4 Kilometer weiter südlich Richtung Plattform gelegen ist und im Hangenden bereits mehrere hundert Meter mächtigen Wetterstein-Riffkalk aufweist. Mit Hilfe von Holothurienskleriten (Probe 19/74/29; BMN 34: 7 01 370 / 3 11 049) konnte hier oberanisches Alter (Unteres Illyrium) für die Basis der Raming-Formation festgestellt werden (det. Moser):

Theelia undata

Priscopedatus staurocumitoides

Priscopedatus triassicus

Priscopedatus quadratus (mehrere Exemplare)

Thalattocanthus consonus

Acanthotheelia anisica (mehrere Exemplare)

Acanthotheelia spinosa

Kuehnites spiniperforatu

Tetravirga perforate

Eocaudina subhexagona

wobei nach KOZUR & MOSTLER (1971a: 27) und KOZUR & MOSTLER (1971b: 389) *Acanthotheelia anisica* im Oberanis und *Priscopedatus quadratus* im Pelson und Unteren Illyrium auftreten sollen. Auf ein Illyrium-Alter deuten auch *Thalattocanthus consonus* und *Priscopedatus triassicus* hin, da letztere Durchläuferform nach SPECKMANN (1968: 200) häufig im Anisium von Hochstaufen (Bayern), Wildem Kaiser (Tirol) und Steinernem Meer (Öfenbachgraben, Salzburg) auftreten soll und außerdem *Thalattocanthus consonus* nach MOSTLER (1972: 735) nach dem Illyrium erlischt. Eine weitere Conodontenprobe (Probe 21/74/02; BMN 34: 6 99 623 / 3 11 336), die am neuen Forstweg 400 m südlich der Brennalm ebenso der basalen Raming-Formation entnommen worden ist, bestätigt mit dem Holothuriensklerit (det. Moser) *Acanthotheelia anisica* ebenso anisisches Alter.

Noch etwas weiter im Südwesten, im Gebiet westlich des Beilsteines (931 m), wird die Raming-Formation ebenso von Wetterstein-Riffkalk überlagert, der unter anderem auch die Stadlerwand aufbaut. Mit Hilfe zweier Conodontenproben (Probe 19/74/42, BMN 34: 7 00 011 / 3 11 184 und Probe 21/74/03, BMN 34: 7 00 255 / 3 11 304), die den mittleren und obersten Partien der dort anstehenden Raming-Formation entnommen worden sind, kann einerseits mit den Conodonten (det. Leopold Krystyn)

Gladigondolella tethydis +ME

Neogondolella exentrica

Paragondolella cf. *excelsa*

Neogondolella cf. *praeungarica*

oberstes Fassanium (Fassanium 2) und mit dem Conodonten (det. Leopold Krystyn)

Paragondolella foliata

auch oberstes Langobardium (Langobardium 3) für den Hangendteil der Raming-Formation belegt werden. Untermuert wird das langobardische Alter auch durch Holothuriensklerite (det. Moser) aus

dem Formenbereich *Acanthocheelia ladinica* KOZUR & MOSTLER 1972. Der etwa 40 Meter über der beprobten Stelle auftretende Wetterstein-Riffkalk kommt somit hier fast gänzlich im tiefen Julium 1 zu liegen. Der Beginn der Sedimentation der Raming-Formation im Gebiet westlich des Beilsteines (931 m) kann aus dem Vergleich mit den Conodontenproben vom Top der Reifling-Formation am Weinberg (838 m) nur im tieferen Fassanium (Fassanium 1 bzw. oberstes Illyrium) gelegen haben.

Bei der Raming-Formation handelt es sich stets um dunkelgrau, bankweise auch heller gefärbte, feingeschichtete Biogenschuttkalke (packstones, grainstones), Intraklasten-reiche Fein- und Grobschuttkalke, gradiert geschichtete Kalkturbidite mit Intraklasten-reicher, grobkörniger und erosiver Basis und fein- bis grobklastische Brekzien (Debrite) mit kantigen-kantengerundeten Lithoklasten vom Plattform- und Slopebereich sowie mit Bioklasten von resedimentierten Riffbildnern (Solenoporaceen, Schwämme, Korallen, Onkoiden) und mit einer sandigen Matrix. Bankweise können auch umgelagerte Riffbildner wie Einzelkorallen und Kalkschwämme sowie helle Lithoklasten aus dem Flachwasserbereich in den grobkörnigen Lagen aufgefunden werden. Im Fensterbachgraben sind die Kalke der Raming-Formation zum Teil dolomitisert worden. Ein besonderes Charakteristikum der Raming-Formation sind kleine Hornsteinwarzen, also maximal zentimetergroße, unförmige SiO₂-Ausscheidungen, die um vieles kleiner sind als die Hornsteinknollen in der Reifling-Formation und ebenso auf die Lösung von Radiolariengehäusen und Kieselschwammnadeln zurückgeführt werden können. Am Ebenberg kann beobachtet werden, wie in die feinkörnigeren, dunkelgrauen Kalkbänke der Raming-Formation dicke, heller gefärbte Biogenschuttkalkbänke und Feinbrekzien eingeschaltet sein können. Ähnliches ist auch an einem neu errichteten Forstweg nördlich Gft. Stadler (im Andersbachtal) in etwa 870m SH sichtbar, wo in den hangenden Partien der Raming-Formation eine Verzahnung zwischen dunklen Beckensedimenten mit hellgrauen Riffkalcken beobachtet werden kann. Selten können auch Einschaltungen von dünnen Mergel- und Tuffitlagen beobachtet werden. Leopold Krystyn (unveröff. Daten) konnte mit Hilfe von Conodonten aus der Raming-Formation des Gütenbachtals den Haupttuffithorizont an der Grenze Langobardium 1/2 nachweisen. Stets wechseln die Bankdicken in der Raming-Formation, meistens sind diese abwechselnd dünn-, mittel- oder dickbankig, mit ebenen, welligen und auch knolligen Schichtflächen, ausgebildet. Die kompakten Kalkbänke verwittern oft plattig und bilden gerne auch Blockwerk bzw. Felspartien. In den feinkörnigen Lagen der Feinschuttkalke (packstones) können oft Filamente und Radiolarien, seltener auch pelagische Bivalven sowie Bioturbationsgefüge beobachtet werden, die gegen Norden zu, Richtung Kleinzell an Häufigkeit zunehmen. Die kurz umrissenen Sachverhalte lassen sich gut mit dem zum Reiflinger Becken näher gelegenen Ablagerungsraum der Reisalpen-Decke in Einklang bringen, der in dieser nördlicheren Position nicht in der gleichen Menge Detritus aus der Wetterstein-Karbonatplattform erhalten konnte. Die Mächtigkeit sowie auch die Komponentengröße der Kalke (und Dolomite) der Raming-Formation nimmt von Süden gegen Norden allmählich ab und kennzeichnet somit das Auskeilen der feinklastischen Schüttungen aus dem Plattformbereich gegen das im Nordosten gelegenen Reiflinger Becken zu: während die Gesamtmächtigkeit der Raming-Formation im Halbachtal zwischen Zöchling und Ebenberg (Innerhalbach) zwischen 50 und 200 Metern schwankt, nimmt die selbe Gesamtmächtigkeit von Zöchling Richtung Kleinzell einheitlich auf 50 Meter ab. Auch SPENGLER (1928: 94) deutet bereits an, daß der nördliche Teil der „Annaberger Decke“ (später: Reisalpen-Decke) typische „Lunzer Fazies“, die sich durch das Fehlen des „Ramsaudolomites“ (= Wettersteindolomit) auszeichnen soll (SPENGLER, 1928: 132) zeige. Jener soll nach SPENGLER (1928: 94, 133) erst für den Südtail der Reisalpen-Decke charakteristisch sein. In einem Dünnschliff aus der Raming-Formation 450m NE' Gft. Ortner (an der orografisch rechten Seite des Halbachtals) kann man gut die debritischen Grobbrekzien, mit kantigen und kantengerundeten Intraklasten aus umgelagerten Biopelspariten und Pelmikriten, sowie mit in einer feinkörnigen Matrix schwimmenden, resedimentierten Kalkschwämmen und Mikroproblematika wie *Tubiphytes obscurus* und *Bacinella irregularis* aus dem Flachwasserbereich,

Crinoiden, Gastropoden und Ostracoden, beobachten. Den Forststraßenaufschlüssen an der Südseite des Brandstätterkogels (1038 m) als auch des Ebenberges (1156 m) wurden zwei Dünnschliffserien aus den dort anstehenden Feinschuttkalken der Raming-Formation entnommen. Die erste Schliffserie stammt von der Forststraße 400 Meter südlich K. 1038 (in 800-830 m SH) und besteht aus dunkelgrauen Wacke- bis Packstones (Biopelmikrite) mit etwas Filament, häufig Radiolarien und Kieselschwammnadeln, viel Crinoidenstreu, oft umgelagerten Tubiphytenstöckchen, Foraminiferen, Ostracoden, vereinzelt Bivalven und Gastropoden. Unter den Foraminiferen ist oftmals die für mitteltriadische Beckensedimente charakteristische *Turritella mesotriassica* KOEHN-ZANINETTI anzutreffen, sowie die auf ruhiges, tieferes Meerwasser hinweisenden Nodosarien, aber auch miliolide Foraminiferen können öfters auftreten. Gut verteilt entwickelte Wühlgefüge und Wühlgänge können als Hinweis auf mäßige Bioturbation gelten. Unter den Intra- und Extraklasten, die nicht selten auch schon mit der Lupe erkennbar sind, treten oftmals helle, kantige Wettersteinkalk-Klasten und resedimentierte, nicht näher ansprechbare Flachwasserorganismen auf. Gelegentlich können auch dünne Lagen von dunkelgrauen Feinbrekzien eingeschaltet sein, wie es vor allem im Dünnschliff deutlich wird. Hornstein ist grob verteilt auch im Dünnschliff erkennbar. Die zweite Schliffserie stammt von der neuen Forststraße am östlichen Ende des Ebenberges zwischen 660-620 m SH, wo jede Bank aufgenommen und nummeriert wurde. Unter den verschiedenen Faziestypen der Raming-Formation sind hier häufig grobkörnige Faziestypen mit komponentengestützten Feinbrekzien (Intrabiopelsparite und -mikrite), körnigen Grainstones mit Bahamitpeloiden und, nur untergeordnet auftretenden, dunkelgrauen Wacke- bis Packstones, ausgebildet. Unter den Extraklasten sind häufig resedimentierte, helle Dolomit- und Kalkintraklasten, die aus dem Flachwasserbereich der Wetterstein-Karbonatplattform abgeleitet werden können und spärlich Korallen, Schwämme, Tubiphyten und Mikrobekrusten (Onkoide) erkennen lassen, vertreten, aber auch dunkle, kantengerundete Mikritintraklasten und Hornsteinklasten aus dem Slopebereich des Beckenrandes. Neben dem Crinoidendetritus können auch umgelagerte Brachiopoden- und Kalkschwammbruchstücke als Bioklasten auftreten.

Sowohl **Wettersteinkalk**, als auch **Wettersteindolomit** liegen in **Riffazies** vor. Generell gilt für beide Gesteine eine sehr helle Gesteinsfarbe (hellgrau-weiss). Der Wetterstein-Riffkalk ist natürlich sehr fossilreich, stellenweise aber intensiv dolomitisiert, sodass in den dolomitischen Partien (dolomitische Kalke und Dolomite) oftmals keine Fossilien mehr erkennbar sind. Hauptanteil an Riffbildnern sind im Wetterstein-Riffkalk bei weitem die Kalkschwämme, und davon wiederum die ungegliederten pharetronen Kalkschwämme (Inozoa). Als weitere Biogene treten oft große Crinoiden, nicht selten auch Tubiphyten und vereinzelt Korallen und Brachiopoden auf. Sphinctozoen (gegliederte Kalkschwämme) sind, genauso wie im Wettersteinkalk in den anderen tektonischen Einheiten, nur selten zu beobachten. Am Forstweg oberhalb Gf. Kumpfmühle konnte ein Exemplar von *Colospongia catenulata* OTT angetroffen werden. Ebenso kann vom Beilstein (K. 931) eine fragliche *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA beschrieben werden. Als Besonderheit können im untersten Teil des über der Raming-Formation folgenden Wetterstein-Riffkalkes Vorriffbrekzien mit luckig-porösen Verwitterungsformen beobachtet werden. Da die Brekzien allerdings nicht sehr dominant ausgebildet sind und die Kalke der Raming-Formation darunter oftmals auch relativ feinkörnig entwickelt sind, kann man ein relativ ausgeglichenes Relief einer Karbonatplattform („rimmed shelf“), die über einen nur flach abfallenden Abhang (slope) mit dem Reiflinger Becken im Norden verbunden war, veranlagen. Die Dolomitisierung der Wettersteinkalke ist eindeutig sekundär und greift oftmals schräg zum Streichen der Wettersteinkalke über. Da auch darunterliegende Beckensedimente von der Dolomitisierung erfasst worden sind, ist diese wohl als spät- bis postdiagenetisch einzustufen. Ein weiteres, allerdings fröhdiagenetisches Phänomen im Wetterstein-Riffkalk ist das Auftreten sog. „Großoolithe“, also verschieden geformte Hohlräume im Sedimentkörper, die durch weissen, faserigen Isopachenzement, sowie späterem Blockzement

ausgefüllt worden sind. Das Alter des Wettersteindolomites und -kalkes in der Reisalpen-Decke bei Gft. Stadler dürfte unterkarnisch sein (wahrscheinlich Julium 1.1), wie ein Fund von *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA 400m E' Gft. Stadler in 780m SH (det. Olga Piros, Budapest) sowie die Conodontenprobe 21/74/03 (siehe oben) im Liegenden davon nahelegen. Auch kann im Wettersteindolomit SE' Gft. Stadler ein weissgrau-fleckiger, intraklastenreicher Dolomit mit Grapstones, Onkoiden, Crinoiden, umgelagerten Kalkschwämmen, Gastropoden und Dasycladaceen beobachtet werden, der einer riffnahen Lagune (evtl. Rückriffbereich) entsprechen dürfte. Ein weiterer Fund von ? *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA kann aus einer lagunären Einschaltung im Wettersteintuffkalk unmittelbar südlich des Beilsteingipfels (in 920 m SH) angeführt werden. In dem riffnahen, körnigen Biopelsparit sind im Dünnschliff neben den Dasycladaceenbruchstücken auch Bivalven, Crinoiden, porostromate Algen, Tubiphyten und Foraminiferen (*Earlandinita* sp.) zu erkennen.

In dem Gebiet nördlich des Fenstergrabens kann beobachtet werden, wie die Wetterstein-Riffkalke rasch in die grobklastische Raming-Formation, mit Brekzien, Fein- und Grobschuttkalken und mit zahlreichen umgelagerten Rifforganismen übergehen. Im Hangenden der Raming-Formation folgt hier kein Wettersteintuffkalk mehr, sondern bereits der dunkelgraue, dünnbankig-ebenflächige, oft feinschichtig gebänderte („rhythmische“) und schichtparallele Hornsteinlagen – führende **Göstlinger Kalk** von nur geringer Mächtigkeit. Nach TOLLMANN (1976, S.126f) sollte das Alter des Göstlinger Kalkes anhand der von ihm wiedergegebenen Faunenliste unterstes Karnium (Julium 1) umfassen, was jedoch von KRYSZYN (1991) bestritten wird. KRYSZYN (1991: Abb. 11) stellt den Göstlinger Kalk mit Hilfe von Ammoniten der Gattung *Austrotrachyceras* sp. bereits in das Julium 2, ohne jedoch die für das höhere Julium der Raingrabener Schichten charakteristische Bivalve *Halobia rugosa* GUEMBEL zu erwähnen. Mehrere Funde von *Sirenites* sp., die Krystyn (mündl. Mitt.) von den Lokalitäten Schwölleck und Steinbachgraben (beides bei Göstling, Niederösterreich) anführt, dürften das Julium 2 jedoch untermauern, da die Gattung *Sirenites* sp. nach KRYSZYN (1978: 43, 47, 58) in die *Austriacum*-Zone verwiesen werden kann. Die Mächtigkeit der Göstlinger Kalke ist meist eher gering, dürfte jedoch mehrere Zehnermeter (30-40 Meter) betragen. Ihre größte Mächtigkeit erreichen diese W' Pfannbach (bei Salzerbad), da sie dort offensichtlicher Weise in das Ablagerungsmilieu der Trachyceras-Schichten übergehen. WAGNER (1970: 92) führt als Mikrofazies der Göstlinger Kalke, die am Güterweg zu Gft. Rad (kurz vor der 1.Kehre) aufgeschlossen waren, dunkelgraue Rhythmite aus biogenem Feinschutt und dünnen, mikritischen Lagen mit Kieselschwammnadeln und Radiolarien an. In großer Mächtigkeit (etwa 70 Meter) kann man die dünnbankig-ebenflächigen Göstlinger Kalke an der orographisch rechten Seite des Schneidbaches antreffen. Diese lagern hier mittel- bis dickbankigen, knollig-ebenflächigen, meist feinkörnigen, hornsteinfreien Kalken der Reifling-Formation auf, die nach Spengler (1931) die Westflanke des Schneidbaches einnehmen sollen. Eine kurze Begehung hat hier gezeigt, daß man aufgrund der feinkörnigen Filamentfazies, die fast bis zur Gänze bis an die Schichtoberkante reicht, durchaus bereits von Reifling-Formation sprechen kann und die Raming-Formation zwischen Salzerbad und Schneidbach auskeilt. Allerdings können in der Oberen Reifling-Formation des Schneidbachgebietes durchaus auch feindetritäre Bänke beobachtet werden, die sozusagen das nordöstlichste Ende der Raming Grobschuttfazies repräsentieren dürften. Auf jeden Fall ist im Schneidbachgebiet bereits die durchgehende Beckenentwicklung des Reiflinger Beckens innerhalb der Reisalpen-Decke erreicht.

Über dem Göstlinger Kalk folgen die ebenso dunkelgrau-schwarzen, dünnbankig-dünnplattig-blätterig zerbrechenden, ebenflächigen, kieseligen Kalke und Kalkschiefer der **Trachyceras-Schichten**. Ihre Mächtigkeit ist hier sehr groß und beträgt um die 60 Meter. MOJSISOVICS (1896) hat die Trachyceras-Schichten mit *Trachyceras aonoides* MOJSISOVICS in das Julium 1.2 eingestuft. Ein Fund eines Bruchstückes von *Trachyceras aonoides* MOJSISOVICS von mir und Herrn Lumplecker aus Großraming an einem neu angelegten Güterweg 250 m NE' Gft. Rad in etwa 640m SH scheint die

Altersangabe von MOJSISOVICS (1896) zu bestätigen. Diese Einstufungen werden allerdings wiederum von KRYSYŃ (1991: Abb. 5) angezweifelt, der die Trachyceras-Schichten bereits zum Sedimentationszyklus des Göstlinger Kalkes rechnet und beide Schichtglieder erst im untersten Julium 2 (*Austrotrachyceras austriacum* – Zone) einsetzen lassen will (MUELLER et al, 2016: 200). Die leider meist schlecht erhaltenen und nur kleinen Ammoniten von *Trachyceras aonoides* MOJSISOVICS, die man relativ häufig in den Trachyceras-Schichten auffinden kann, dürften demnach umgelagert worden sein, dazumal es sich sowohl bei den Göstlinger Kalken, als auch bei den feinkörnigeren Trachyceras-Schichten um feinklastische Resedimente eines Beckenhangs handeln dürfte. Die Beschreibung von Rollspuren, die die Ammonitenschalen in den kieseligen Sedimenten der Trachyceras-Schichten hinterlassen haben sollen (PAYCI, 1966, S.13), untermauern die Theorie der Umlagerung. Auch sind die Ammonitengehäuse postsedimentär oft flachgedrückt worden, was deren weitere Bestimmung sehr erschwert. Neben vereinzelt Ammoniten können öfters auch Halobienbrut und andere pelagische Bivalven in den Trachyceras-Schichten aufgefunden werden. Auch Bioturbationsgefüge sind öfters zu beobachten. Die meist kleinen Durchmesser der Ammoniten in den Trachyceras-Schichten könnten einen Hinweis auf den dysaeroben, also sauerstoffarmen und lebensfeindlichen Ablagerungsraum im Unteren Karnium darstellen, dem sich die Ammoniten durch Kleinwuchs angepasst hatten. Insgesamt kann angenommen werden, dass der Ablagerungsraum der Trachyceras-Schichten weitgehend jenem der Göstlinger Schichten nahesteht, da die Trachyceras-Schichten sich von jenen nur durch das Vorherrschen feinstkörnig-kieselig Resedimente unterscheidet. In gut aufgeschlossenen Straßenprofilen ist schön zu beobachten, daß sich in die Trachyceras-Schichten immer wieder auch cm- oder dm-dicke Bänke, die der Fazies der Göstlinger Schichten nahestehen, einschalten können. Fazial und paläogeografisch gesehen fällt eine starke Bindung des Auftretens von Göstlinger Schichten an das Auskeilen der Wetterstein-Karbonatplattform im Liegenden davon in das Reiflinger Becken hinein auf: am Schwölleck (1058 m) ist es der Wetterstein-Riffkalk des Scheibenberg-Gamsstein-Zuges, im Fenstergraben der Wettersteinriffkalk der Stadlerwand, am Gaisstein (974 m) der Riffkalk des Traflberges (1146 m) und im Kalkgraben-Jägerhaus der Wettersteinriffkalk des Hohen Lindkogel (834 m), die jeweils im Liegenden der Göstling-Formation ihre letzte und allerjüngste Riffzunge in das durch die Raming-Formation charakterisierte Reiflinger Becken aussenden.

Bemerkenswert erscheint dem Autor das Vorkommen von mehreren Schuppen aus Opponitzer Schichten und Kössener Schichten, die am Brandstätterkogel (K. 1038) in den Werfener Schichten der Deckenbasis der Reisalpen-Decke stecken und vergleichbar sind mit dem Schürflingsteppich an der Basis der Reisalpen-Decke bei Nöstach und Furth (HERTWECK, 1960, S. 31 und WESSELY, 1976, A 88).

Nebenbei soll angeführt werden, daß in dem Gebiet zwischen Gft. Rumpel und der Brennalm das die Reisalpen-Decke unterlagernde Bajuvarikum mit Obertrias-Schichten (Lunz- und Opponitz-Formation, Hauptdolomit) fensterförmig zutage tritt, sodaß man hier auch von einem „Brennalm-Fenster“ (TOLLMANN, 1967) sprechen kann.

Im Halbachtal ist eine bedeutende, NE-SW streichende Störungslinie zu beobachten. Diese versetzt im südlichen Innerhalbachtal die Obertrias der Reisalpen-Decke um etwa 2 Kilometer linkssinnig und läuft nach Norden in das mächtige Mitteltriasareal zwischen Traisenbeck und Kleinzell, wo an der selben tektonischen Linie eine markante und nicht unbeträchtliche Schuppung innerhalb der Reisalpen-Decke zu beobachten ist. Bei Kleinzell wäre zu erwarten, daß diese markante Störung in die Deckengrenze selbst ausläuft, da der horizontale Versatz an der Deckengrenze hier eher klein ist. Eine zweite, ebenso sinistral NNE-SSW streichende Blattverschiebung kleineren Ausmaßes dürfte etwa von Gft. Mühleck nach Norden, Richtung Salzerbad verlaufen und die Abfolge Raming-Formation – Göstlinger Kalk um etwa 500 Meter nordwärts versetzen.

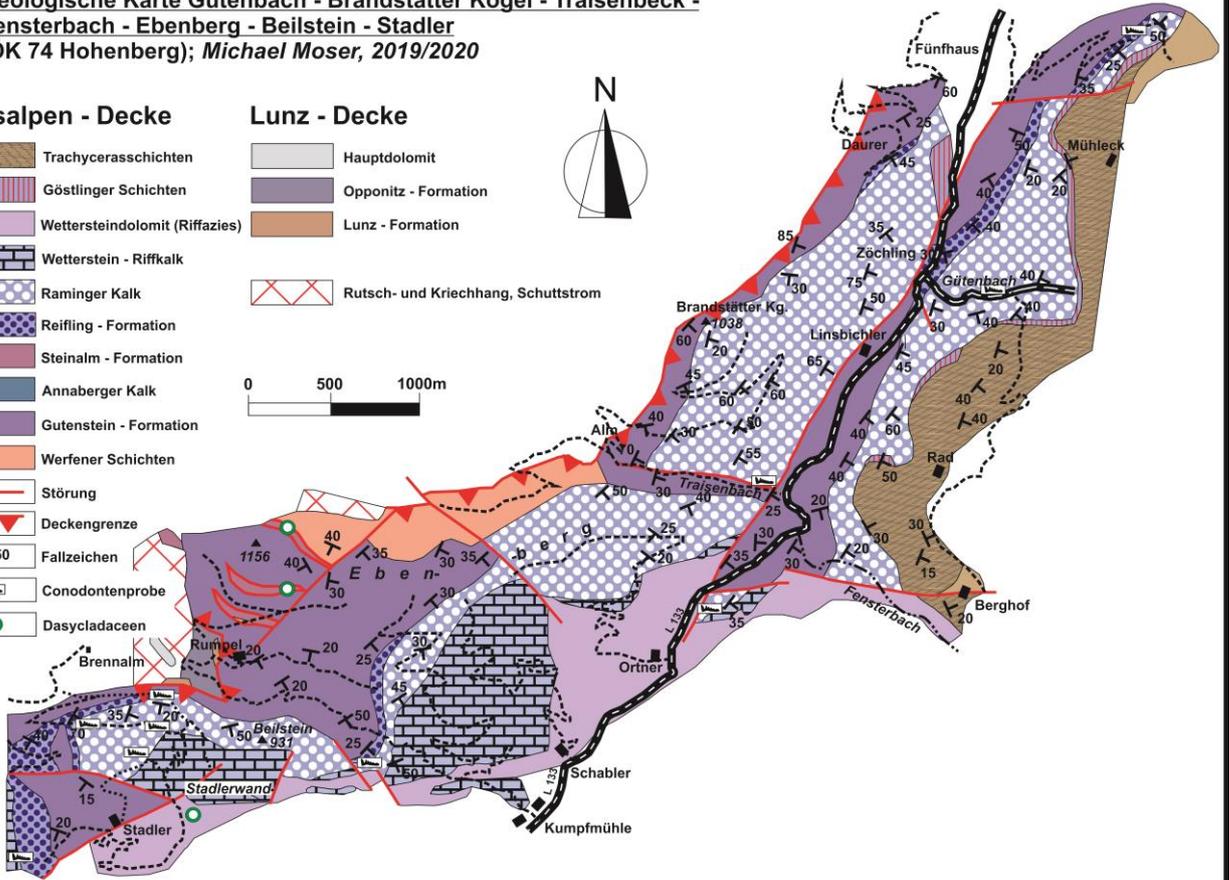
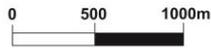
Geologische Karte Gütenbach - Brandstätter Kogel - Traisenbeck - Fensterbach - Ebenberg - Beilstein - Stadler
(ÖK 74 Hohenberg); Michael Moser, 2019/2020

Reisalpen - Decke

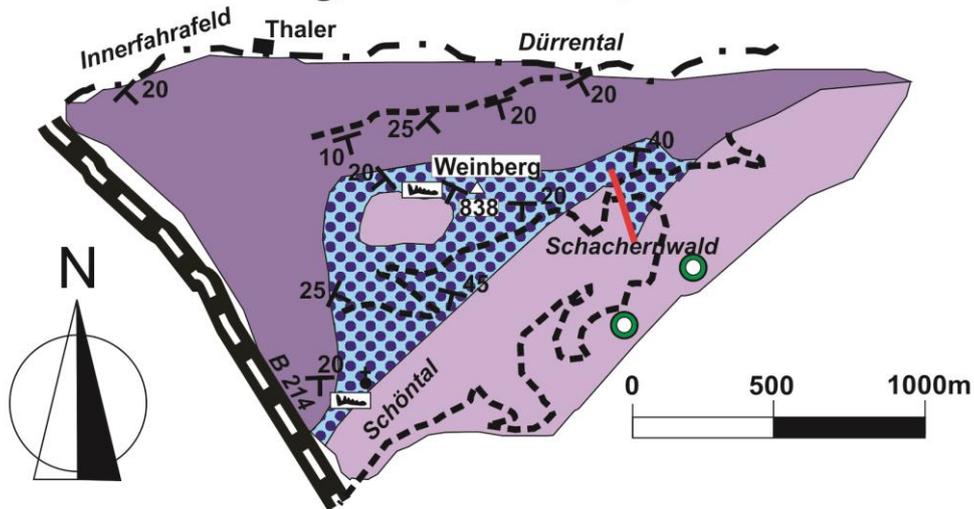
- Trachycerasschichten
- Göstlinger Schichten
- Wettersteindolomit (Riffazies)
- Wetterstein - Riffkalk
- Raminger Kalk
- Reifling - Formation
- Steinalm - Formation
- Annaberger Kalk
- Gutenstein - Formation
- Werfener Schichten
- Störung
- Deckengrenze
- Fallzeichen
- Conodontenprobe
- Dasycladaceen

Lunz - Decke

- Hauptdolomit
- Opponitz - Formation
- Lunz - Formation
- Rutsch- und Kriechhang, Schuttstrom



Geologische Karte vom Weinberg bei Innerfahrafeld
ÖK 74 Hohenberg; Michael Moser, 2019



- Wettersteindolomit (Lagunenfazies)
- Reifling - Formation
- Gutenstein - Formation
- Störung
- Dasycladaceen
- Conodonten

Literatur:

BITTNER, A. (1894): Aus dem Gebiet des Traisenflusses: Petrefaktenfunde, insbesondere im Muschelkalk des Traisengebietes. – Verh.Geol.R.-A., 1894, 379 – 385, Wien.

HERTWECK, G. (1960): Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiet der Triesting und der Piesting und die Frage der alpin-karpathischen Abbiegung in den niederösterreichischen Kalkalpen. – Diss.Univ.Wien, 110 S., 4 Taf, Wien.

KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1971a): Holothurien-Sklerite und Conodonten aus der Mittel- und Obertrias von Köveskal (Balatonhochland, Ungarn). – Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, **10**, 1-36, Innsbruck.

KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1971b): Holothuriensklerite aus der Unter- und Mitteltrias des Germanischen Beckens und Alpenen Raumes, sowie deren stratigraphische Bedeutung. - Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg, 1971, 361-398, Innsbruck.

KRYSTYN, L. (1991): Die Fossilagerstätten der alpinen Trias. – In: Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs, 23-78, Wien.

MOJSISOVICS, E. (1896): Zur Altersbestimmung der sicilischen und süditalienischen Halobienkalke. – Verh.k.k.Geol.R.-A., 1896, 197-201, Wien.

MUELLER, St., KRYSTYN, L. & KÜRSCHNER, W.M. (2016): Climate variability during the Carnian pluvial phase - a quantitative palynological study of the Carnian sedimentary succession at Lunz am See, Northern Calcareous Alps, Austria. – Palaeogeografie, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **441**, 198-211, Amsterdam.

PAYCI, E. (1966): Die Geologie der Kalkalpen im Gebiet von Kleinzell bei Hainfeld (Niederösterreich). – Unveröff.Diss. Univ.Wien, 86 S., 13 Abb., 6 Beil., Wien.

PIA, J. (1912): Neue Studien über die triadischen Siphoneae Verticillatae. - In: Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients, **25**, 25-81, Wien.

SPECKMANN, P. (1968): Holothurien-Sklerite aus der Mittel-Trias der Ostalpen. - Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie, **8**, 197-218, München.

SPENGLER, E. (1928): Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentalen und des oberen Pielachgebietes. – Jb.Geol.B.-A., **78**, 53-144, Wien.

SPENGLER, E. (1931): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Schneeberg-St. Aegydt, Wien.

TOLLMANN, A. (1967): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen: 1. Teil, der Ostabschnitt. – Mitt.Geol.Ges.Wien, **59**, 231-253, Wien.

TOLLMANN, A. (1976): Monographie der Nördlichen Kalkalpen. - Teil II: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums: Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen, 580 S., Wien.

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

WESSELY, G. (1976): Bericht 1975 über geologische Aufnahmen in den östlichen Kalkalpen auf den Blättern 57, Neulengbach und 75, Puchberg. – Verh.Geol.B.-A., 1976, A 88 – A 91, Wien.