

- DONOFRIO, A.D., BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (2003): Conodonten der Seefeld-Formation: ein Beitrag zur Bio- und Lithostratigraphie der Hauptdolomit-Plattform (Obertrias, westliche Nördliche Kalkalpen, Tirol). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **26**, 91–107, Innsbruck.
- EGGER, H. (2007): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal. – 66 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- EGGER, H. & FAUPL, P. (1999): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 69 Großraming. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2007): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 69 Großraming. – 119 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ENOS, P. & SAMANKASSOU, E. (1998): Lofers Cyclothems Revisited. – *Facies*, **38**, 207–228, Erlangen.
- FABRICIUS, F.H. (1966): Beckensedimentation und Riffformung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. – *International Sedimentary Petrographical Series*, **9**, 143 S., Leiden (Brill).
- FLÜGEL, E. (2004): *Microfacies of Carbonate Rocks – Analysis, Interpretation and Application*. – 976 S., Berlin (Springer).
- GARRISON, R.E. (1964): Jurassic and early cretaceous Sedimentation in the Unken Valley Area, Austria. – Unveröffentlichte Dissertation, University of Princeton, 193 S., Princeton.
- GEYER, G. & ABEL, O. (1913): Geologische Spezialkarte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der Österreich-Ungarischen Monarchie 1:75.000, Blatt Nr. 4852 Kirchdorf. – k. k. Geologische Reichsanstalt, Wien.
- GRUBER, A. (1997): Stratigraphische und strukturelle Analyse im Raum Eiberg (Nördliche Kalkalpen, Unterinntal, Tirol) unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung in der Oberkreide und im Tertiär. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **22**, 159–197, Innsbruck.
- HILLEBRANDT, A. v. & KMENT, K. (2011): Lithologie und Biostratigraphie des Hettangium im Karwendelgebirge. – In: GRUBER, A. (Hrsg.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2011, Achenkirch, 17–38, Wien.
- HORNUNG, T. (2007): The 'Carnian Crisis' in the Tethys realm – multistratigraphic studies and palaeoclimate constraints. – Dissertation Universität Innsbruck, 233 S., Innsbruck.
- HORNUNG, T. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Gebiet Steyring-Kremsmauer auf Blatt 4201 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 343–353, Wien.
- HORNUNG, T. (2016): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Gebiet Kienberg und Klaus (Oberösterreichische Voralpen / Sengengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 318–326, Wien.
- HORNUNG, T. (2017): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Schillereck (Oberösterreichische Voralpen / Sengengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 388–401, Wien.
- JENKYN, H.C. (1971): Speculation on the Genesis of Crinoidal Limestones in the Tethyan Jurassic. – *Geologische Rundschau*, **60**, 471–488, Stuttgart.
- JURGAN, H. (1969): Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. – *Geologische Rundschau*, **58**, 464–501, Stuttgart.
- KRENMAYR, H.-G., SCHNABEL, W. & REITNER, J. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MOSER, M. (2016): Bericht 2016 über die geologische Kartierung der Reichraminger Decke nördlich Molln (Gradau – Dorngraben – Dürres Eck – Gaisberg – Gaisbergwiesen – Pfaffenboden – Mandlmais – Koglerstein – Schoberstein – Sonnseite – Roßberg) auf UTM-Blatt 4201 Kirchdorf. – Unveröffentlichter Kartierbericht, 43 S., GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 19179-RA/68/2016, Wien.
- MÜLLER, K. (1961): Geologische Spezial-Untersuchungen im Gebiet von Winklmoos (Kammerker-Sonntagshorngruppe bei Reit i. Winkl im Grenzgebiet Bayern – Salzburg – Tirol). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, TU München, 56 S., München.
- PILLER, W., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRZYSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Österreichische Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.
- RAKUS, M. (1993): Early Liassic Ammonites from the Steinplatte-Kammerköhralm Area (Northern Calcareous Alps/Salzburg). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **136/4**, 919–932, Wien.
- RUPP, C., LINNER, M. & MANDL, G.W. (Red.) (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – 255 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **67**, 165–193, Wien.
- SIBLIK, M. (2016): Bericht 2015 über Untersuchungen unterjurassischer Brachiopoden auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **156**, 336, Wien.
- STANTON, R.J. & FLÜGEL, E. (1989): Problems with Reef Models: The late Triassic Steinplatte „Reef“ (Northern Alps, Salzburg/Tyrol, Austria). – *Facies*, **20**, 1–53, Erlangen.
- TOLLMANN, A. (1976): Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil III: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen: Orogene Stellung und regionale Tektonik. – IX + 449 S., Wien (Deuticke).
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – 24 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- VAN HUSEN, D. (2006): Bericht 2005 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **146/1+2**, 77–78, Wien.

**Bericht 2016
über geologische Aufnahmen
im Gebiet Gradau, Dorngraben, Dürres Eck,
Gaisberg, Gaisbergwiesen, Pfaffenboden,
Mandlmais, Koglerstein,
Schoberstein, Sonnseite, Roßberg
auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an
der Krems**

MICHAEL MOSER

Ziel der geologischen Kartierung 2016 im Gebiet zwischen der Gradau N' Molln und Trattenbach (Gaisberg- und Schobersteinzug) war sowohl die Neubearbeitung der stratigraphischen Gliederung der Jura- und Trias-Formationen, als auch die Abgrenzung einzelner Schichtglieder auf der Karte von BRAUNSTINGL (1986).

Stratigrafie

Aufgrund der Kenntnis der Jura-Profile im Bereich des Hirschwaldsteines (MOSER, 2014) und des Rinnerberges und Sonnkogels (MOSER et al., 2016) westlich der Steyr konnte nun eine stratigrafisch korrekte Ansprache der Trias- und Jura-Formationen östlich der Steyr erfolgen.

An der Basis der Mitteltrias-Schichtfolge des Gaisbergzuges treten keine Annaberger Kalke, wie bei BRAUNSTINGL (1986: 84), GAITANAKIS (1977: 192–193) und EGGER (1988: 249) erwähnt, sondern, recht typisch, die dünnbankigen, ebenflächigen, feinkörnigen, mittel- bis dunkelgrauen Kalke der **Gutenstein-Formation**, die rasch in die knollige Reifling-Formation des oberen Anisiums (fossilbelegt) übergehen, auf.

Die **Reifling-Formation** ist an der Nordwestflanke des Dürren Eck (Kote 1.222 m) sehr gut und vollständig abgeschlossen. Es lassen sich deutlich ein basaler, anisischer und ein höherer, ladinischer Teil unterscheiden. Aus der basalen, anisischen Reifling-Formation konnten ein Ammonit (? *Ptychites* sp.) und mehrere Conodonten (*Neogondolella cornuta*) gewonnen werden, welche die *Trinodosus*-Zone des Illyriums belegen. Die jüngsten Anteile fallen unter die **Partnach-Formation** (dunkelgrüne Tonsteine und dunkelgraue Mergelkalke) ein, die noch von wenigen Metern eines dickbankigen, feinkörnigen Kalkes der **Raming-Formation** überlagert werden. Der stratigrafische Umfang der Reifling-Formation dürfte nach EGGER (1988: 249) vom oberen Anisium (oberstes Pelsonium–Illyrium) bis in das Cordevolium (basale Obertrias) reichen. Eine fossilreiche Probe von der Basis der Raming-Formation 330 m W' Dürren Eck (Kote 1.222 m) aus 960 m SH enthielt neben Brachiopoden auch die für das Julium 1.2 leitende pelagische Bivalve *Halobia vixaurita* KITTL und wenige Conodonten von *Gondolella foliata* (*Trachyceras aonoides*-Zone).

Der **Wettersteinkalk** des Gaisbergzuges konnte mikrofaziell in eine fossilreiche Riff- und eine fossilarme Lagunenfazies untergliedert werden. Der Kontakt zwischen den einzelnen Faziesbereichen ist ausgesprochen scharf und oft tektonisch überprägt, sodass Übergangsbereiche (z.B. Vorriff-Fazies) fehlen. Aus Bohrprofilen der Fa. GEOTECH, die auch die Unterlagerung des Wettersteinkalkes des Gaisberges erreicht haben, ist der tektonische Kontakt zwischen Wettersteinkalk im Hangenden und Reifling-Formation im Liegenden als etwa 3–4 m mächtige, rotbraune Kataklysezone bekannt geworden. Teilweise kann die Reifling-Formation sogar völlig fehlen, sodass, nach einer 4 m mächtigen Zwischenschaltung von grünen Tonmergeln der Partnach-Formation, gleich die schwarzen und dünnbankigen Kalke der Gutenstein-Formation unter dem Wettersteinkalk folgen (Bohrung BL 4, Fa. GEOTECH). Mit Sicherheit umfasst der Wettersteinkalk des Gaisbergzuges ausschließlich unterkarnisches Alter (Julium 1.2, *Trachyceras aonoides*-Zone), das auch durch folgende Dasycladaeen-Flora im hangenden, lagunären Wettersteinkalk belegt ist (det. O. PIROS & M. MOSER):

Griphoporella curvata (GÜMBEL) OTT
Teutloporella herculea (STOPPANI) PIA
Thaumatoporella parvovesiculifera RAINERI
Clypeina besici PANTIĆ
Poikiloporella duplicata PIA

Die feinklastischen Sandsteine der **Lunz-Formation** zeichnen sich in diesem Abschnitt der Reichraming-Decke durch ihre schwarze Gesteinsfarbe und ihren Tongehalt aus. Daneben kommen aber auch braune Sandsteine vor, wie sie typisch sind im Bajuvarikum weiter im Osten (Lunz- und Sulzbach-Decke). Die schwarzen Tonsteine der **Reingrabener Schichten** sind von BRAUNSTINGL (1986) zum Teil für Partnach-Formation gehalten worden, unterscheiden sich jedoch durch ihre schwarze Farbe deutlich von diesen.

Die **Opponitz-Formation**, sowohl südlich als auch nördlich des Gaisbergzuges, tritt in ihrer typischen Ausbildung mit guter Bankung, Feinkörnigkeit, Tongehalt, heller Farbe und Rauwackebildung auf. Ein guter Teil der von früheren Autoren (GEYER & ABEL, 1912) als „Reiflinger Kalk“ ausgedehnten Bankkalke N' Gaisberg (Kote 1.267 m) konnten als Kalke und Rauwacken der Opponitz-Formation (mit unterlagernden Sandsteinen der Lunz-Formation und lagunärem Wettersteinkalk) erkannt werden.

Der **Plattenkalk** ist über weite Strecken in typisch lagunärer Fazies ausgebildet und ist an seiner deutlichen Bankung und an der Bildung von einzelnen Felsplatten im Verwitterungsschutt gut zu erkennen. Die Abgrenzung zum unterlagernden **Hauptdolomit** kann relativ scharf erfolgen. Einzelne Kalkbänke können auch dem Hauptdolomit eingelagert sein.

Kössen-Formation und **Oberrhätalk** liegen in typischer Ausbildung vor. Der Oberrhätalk zeigt über weite Strecken sowohl lagunäre Faziesausbildung (Ooidkalke, Onkoidkalke, Crinoiden, Bivalven), als auch Riff-Fazies (Einzelkorallen und Korallenstöcke). Das Auffinden von Korallen ist überhaupt wichtig für das Erkennen der Oberrhätkalke im Gelände und deren Unterscheidung von anderen Massenkalken wie die des Mikritoidkalkes. Dies umso mehr, als dass massige Oberrhätalk-Rippen auch als schmale, tektonisch begrenzte Kalkspäne innerhalb der Ammergau-Formation (z.B. im Bereich des Pranzelgrabens innerhalb der Schoberstein-Schuppe) auftreten können. Ähnliche tektonische Verhältnisse kann auch EGGER (1988: 250) aus der Hirschwaldstein-Schuppe (ÖK 69 Großraming, EGGER & FAUPL, 1999) beschreiben. Die geringmächtigen Lumachellenkalke der Kössen-Formation (meist nur in Lesesteinen) sind ein wertvoller Markerhorizont zur Abgrenzung des lagunären Plattenkalkes vom massigen, aber teilweise ebenso lagunär ausgebildeten Oberrhätalk.

Stratigrafisch von Bedeutung ist die Ausbildung der mittel- bis dunkelgrauen, oft fleckigen **Unterjura-Hornsteinknollenkalke**. Wie schon westlich der Steyr (Hirschwaldstein, Rinnerberg, Sonnkogel) treten diese meist stets im unmittelbar Hangenden der Rhätkalke und im Liegenden der Rotkalke des Unter- und Mitteljura auf und sind somit lithostratigrafisch gut dem Unterjura zuzuordnen. Da im Hutmannsgraben die Unterjura-Hornsteinkalke jedoch **fossilbelegt** vom Hierlatzkalk des Pliensbachiums überlagert werden, kann das Alter der Unterjura-Hornsteinkalke indirekt auf den tiefen Unterjura (Hettangium/Sinemurium) eingeschränkt werden. Interessanterweise werden sie weder von GAITANAKIS (1977), noch von BRAUNSTINGL (1986) erwähnt. Lediglich GEYER & ABEL (1918: 36) gibt einen kurzen Hinweis, dass „hornsteinführende Jurakalke“ von „Vilsener Kalk“ überlagert werden. Die Unterjura-Hornsteinknollenkalke, Fleckenmergel und -kalke, die vereinzelt auch

Schwammnadeln führen, können am ehesten zur **Unteren Allgäu-Formation** gestellt werden. Eine darin vorkommende, 10–20 m mächtige Einschaltung von roten Crinoidenspatkalken im Bereich des Hochbuchberges konnte als sicherer **Hierlatzkalk** angesprochen werden. Nach Süden (HORNING, 2015: 17–20) dürfte sich die Unterjura-Becken- und Schwellenfazies der Reichraming-Decke in Form der Allgäu-Formation und des Hierlatzkalkes am Windberg, am Großen und Kleinen Spitzberg fortsetzen. Das Auftreten von Hierlatzkalk im höheren Unterjura am westlichen Windberg (HORNING, 2015: 18) ist auch biostratigrafisch belegt worden (SIBLÍK, 2016; GEYER, 1909). Der tiefere Jura (Unterjura, Mitteljura) ist lithologisch sehr vielfältig entwickelt. Am häufigsten vertreten sind Crinoidenspatkalken, die alle Färbungen, von rot über rosa und gelb bis weiß annehmen können. Nach GEYER (1909: 135) und EGGER (1988: 250) können auch die hellen, weißen oder rosa gefärbten Crinoidenspatkalken dem Hierlatzkalk des Unterjura entsprechen. Darin stimmt GEYER (1909) auch mit BRAUNSTINGL (1986: 99) überein, der auch von Hierlatzkalk spricht, obwohl GEYER (1909: 140) „Vilser Brachiopoden“ aus grauen, kieseligen Crinoidenkalken des Schobersteines angibt. Glücklicherweise konnten jedoch M. Moser und M. Siblík im Rahmen einer Geländebegehung eine brachiopodenreiche Lage am Top des rötlich-weißen Crinoidenspatkalkes unterhalb der Mollner Hütte (920 m SH) antreffen, die neben zahlreichen Terebrateln und Rhynchonellen mehrere Exemplare von der auf den Unterjura (Unterjura) beschränkten Gattung *Spirifer* sp. lieferte (det. M. SIBLÍK, Praha):

Liospiriferina aff. *alpina* (OPPEL, 1861)
Liospiriferina cf. *obtusata* (OPPEL, 1861)
Liospiriferina sp. (?juvenile)
Dispiriferina segregata (DI STEFANO, 1886)
Callospiriferina cf. *tumida* (BUCH, 1836)
Cisnerospira sylvia (GEMMELLARO, 1878)

Das Auftreten von *Lokutella palmaeformis* (HAAS, 1912), *Apringia diptycha* (BÖSE, 1898), *Pseudogibbirhynchia sordellii* (PARONA, 1880), *Dispiriferina segregata* (DI STEFANO, 1886) sowie *Nannirhynchia reynesi* (GEMMELLARO, 1874), engen das Alter des Crinoidenspatkalkes (Hierlatzkalkes) auf Pliensbachium ein, belegen also mittleren Unterjura. Dieses Ergebnis deckt sich gut mit jenem von HORNING (2015: 18–20) und SIBLÍK (2016). Damit scheint am Schoberstein, Koglerstein und in der Felsstufe unterhalb der Gaisbergwiesen Hierlatzkalk des mittleren Unterjura vorzuliegen, und, nachdem die Proben am Top des Hierlatzkalkes genommen wurden, ist auch kein Vilser Kalk (wie bei BRAUNSTINGL, 1986: 99) im Hangenden des Hierlatzkalkes mehr zu erwarten. Der Hierlatzkalk ist vor allem in der südlich gelegenen Schoberstein-Schuppe in größerer Mächtigkeit (> 100 m) entwickelt und scheint in den nördlicheren Schuppen der Reichraming-Decke zu fehlen. Neben den eher hellroten und grobspätigen Hierlatzkalken treten auch rote, mikritische Kalke, die manchmal etwas Filament führen können, auf. Sie scheinen sich mit den Crinoidenspatkalken zu verzahnen. Sehr wahrscheinlich kann man von **Adneter Kalk** sprechen. In einer Schliffprobe, die roten Adneter Knollenkalken unmittelbar über Oberrhätalken (960 m SE' Koglerstein, 1.090 m SH) an der Basis der Hierlatzkalk-Wandstufe entnommen wurde, konnten mehrere Exemplare von *Involutina liassica* JONES und *Involutina turgida* KRISTAN angetroffen werden. Erwähnenswert ist, dass sich der in der Scho-

berstein-Schuppe noch über 100 m mächtige Hierlatzkalk und Adneter Kalk in der südlichen Reichraming-Decke (Windberg, Großer und Kleiner Spitzberg) fortsetzen dürfte, da dort der Mitteljura nach HORNING (2015) gänzlich zu fehlen scheint. Als weiteres Element des tieferen Jura sind Hornstein führende und kieselige Crinoidenspatkalken, Hornsteinkalke und hornsteinreiche Feinschuttkalke zu erwähnen, die sich meist am Top, aber auch innerhalb des Hierlatzkalkes der Schoberstein-Schuppe einstellen. Sie dürften im Vergleich zu ÖK 69 Großraming (EGGER & VAN HUSEN, 2011: 33; EGGER, 1988: 251) eine Übergangsfazies von Vilser- und Hierlatzkalk zu den **Chiemgauer Schichten** darstellen. Geringmächtiger, mikritischer **Klauskalk** ist mit 10–20 m Mächtigkeit im Liegenden vom Mikritoidkalk der Klausriegler-Schuppe und der Gaisberg-Schuppe entwickelt (rote filamentreiche Kalke mit *Bositra buchi* bzw. *Paleotrix* im Dorngraben sowie Rotkalke mit Protoglobigerinen am Hochbuchberg, die ein Unterjura-Alter ausschließen lassen).

Ruhpoldinger Radiolarit konnte bislang nur an einer einzigen Stelle, im Hangenden des Mikritoidkalkes und im Liegenden der Ammergau-Formation angetroffen werden. Echte Radiolarite werden von BRAUNSTINGL (1986: 100) nicht erwähnt und konnten von mir auch sonst nicht angetroffen werden. Jedoch setzt sich, von Westen kommend (z.B. Nordflanke des Sonnkogels), der **massige Mikritoidkalk**, der vor allem das tiefere Oxfordium umfassen dürfte, in das Gebiet nördlich von Molln fort. Auch hier tritt dieser in Form von schmalen Felsrippen, die mitten im Wald aufragen, auf. Lithologisch ist er ganz ähnlich ausgebildet wie in den Gebieten westlich der Steyr. Da der Mikritoidkalk von Kalken des höheren Oberjura (Steinmühlkalk) überlagert wird, erscheint dessen Stellung im tiefsten Oberjura zumindest lithostratigrafisch gesichert. Erste biostratigrafische Daten aus einem Mikritoidkalk-Vorkommen am Hirschwaldstein (Kote 1.095 m) ergeben durch das Auftreten von *Ophthalmidium marginatum* (WISNOWSKI) (det. A. GÖRÖG, Budapest) oberes Callovium bis unteres Oxfordium als Mindestalter. Für dieses Alter spricht auch die durchgehend dünnwandige Ausbildung bei den Protoglobigerinen. Der Mikritoidkalk hat eine Mächtigkeit von etwa 50 m und ist in allen drei Schuppen der Reichraming-Decke vertreten. Auffällig ist, dass sich der Mikritoidkalk nicht in der südlichen Reichraming-Decke fortsetzen dürfte, da er dort vom Ruhpoldinger Radiolarit (HORNING, 2015: 20) gänzlich vertreten wird. Im Osten (ÖK 69 Großraming) konnte Mikritoidkalk ebenso nur in den nördlichen tektonischen Schuppen der Reichraming-Decke (Reitnerkogel und Pfennigstein) angetroffen werden (PAVLIK, 1984: 38; EGGER, 1988: 251). Die über dem Mikritoidkalk folgenden roten, mikritischen **Steinmühlkalke** konnten in einem Forststraßenprofil (Trattenbach-Forststraße zur Buchberghütte) mit Hilfe von Dinoflagellaten-Zysten (det. D. REHÁKOVÁ, Universität Bratislava) mit der Form *Cadosina parvula* NAGY, die zusammen mit *Saccocoma* sp. AGGASIZ auftritt, in das tiefere Kimmeridgium eingestuft werden. Die höheren Anteile der Steinmühlkalke im selben Profil (Trattenbach-Forststraße) sind mit Calpionellen (det. A. LUKENEDER, NHM Wien), welche die *Colomi*-Subzone der *Crassicollaria*-Zone des obersten Tithoniums vertreten, nachgewiesen. Das Berriasium dürfte tektonisch oder auch primär fehlen.

Die im Allgemeinen erst in der Unterkreide (oberes Berriasium–Valanginium) einsetzenden **Aptychenkalke der Ammergau-Formation** sind, trotz eines geringen Tongehaltes (weiße Verwitterungsfarbe), eindeutig noch als mikritische Kalke anzusprechen, sodass noch nicht, wie bei BRAUNSTINGL (1986: 101), von *Schrambachschichten* gesprochen werden kann. GAITANAKIS (1977: 192), GEYER & ABEL (1918: 39) sowie auch HORNING (2015: 22) sprechen zuvor noch von Aptychenkalcken bzw. Ammergau-Formation. Der Unterschied zwischen der kalkigeren Ammergau-Formation und mergeligen Schrambach-Formation ist auch sehr schön aus den beiden Abbildungen von HORNING (2015: Abb. 11, 12) ersichtlich. Auch kann nicht möglich sein, dass, nach BRAUNSTINGL (1986: 104), „*Schrambachschichten in rote Crinoidenspatkalke (Vilsener Kalk)*“ übergehen, da dazwischen noch zwei weitere Formationen zu erwarten wären. An jener Stelle ist eindeutig ein tektonischer Kontakt zwischen den beiden Formationen zu sehen. Dies wird auch aus LUKENEDER (2004) ersichtlich, wo in einem völlig tektonisch überprägten Abschnitt der Reichraming-Decke (Klausriegler-Schuppe) auf ÖK 69 Großraming ein Unterkreide-Profil aufgenommen wurde, in dem augenscheinlich fast das ganze Valanginium biostratigrafisch zu fehlen scheint, was nicht wundert, weil dieser Abschnitt, der hier fehlt, in Wirklichkeit durch tektonisch fehlende Aptychenschichten (= Ammergau-Formation) repräsentiert worden wäre.

Trias

Werfen-Formation (Untertrias) und Haselgebirge (oberes Perm)

Als „Werfener Schichten“ wurde eine Störungszone innerhalb der Gaisberg-Schuppe bezeichnet, in der neben den typischen grünen Tonschieferbröckelchen der Werfen-Formation auch blaugrüne Tone (?Haselgebirge) und kataklatisch völlig zerriebene Dolomite auftreten.

Von größerer Bedeutung dürfte die NW–SE streichende „Dorngraben-Störung“ sein, die etwa parallel zum Mittelteil des Dorngrabens verläuft, und an der an einer Stelle (etwa in 580 m SH) innerhalb der Obertrias der „Klausriegler-Schuppe“ grüne Haselgebirgstone eingespießt worden sind.

Gutenstein-Formation (unteres und mittleres Anisium)

Mittel- bis dunkelgrauer, dunkelbraungrauer, dünnbankiger, ebenflächiger und feinkörniger Kalk, der im Hangenden allmählich in die oberanisische Reifling-Formation übergeht. Die schwarzen, dünnbankigen Kalke der Gutenstein-Formation konnten auch in den Bohrungen der Fa. GEOTEC im Liegenden des Wettersteinkalkes und der Reifling-Formation des Gaisbergzuges in etwa 600 m Tiefe angetroffen werden.

Dickbankiger Annaberger Kalk, wie ihn EGGER (1988: 249) vom Steinbruch Grossau N' Reichraming beschreibt, konnte nicht angetroffen werden.

Reifling-Formation (oberes Anisium–oberes Ladinium)

Basal braun- bis dunkelgrauer, wellig-schichtiger, Hornstein führender Filamentmikrit mit dünnen Mergellagen (oberes Anisium), darüber mittelgrauer, knolliger, hornsteinreicher Filamentmikrit des Ladiniums. Im Langobar-

dium (oberes Ladinium) wird die Reifling-Formation zunehmend ebenflächig und frei von Hornstein und Filamenten. Die Mächtigkeit der Reifling-Formation beträgt 60 m, wie es aus der Kartierung und aus den Bohrprofilen der Fa. GEOTEC gut ersichtlich ist.

Partnach-Formation, Raming-Formation (oberes Ladinium/unteres Karnium = Julium 1 oder Cordevolium und „Aonoides“-Zone)

Sehr feinschuppig verwitternde, dunkelgrüne Tonsteinblättchen, die in einer Mächtigkeit von bis zu 30 m im Hangenden der Reifling-Formation auftreten. Unterhalb des Wanderweges auf das Dürre Eck (Kote 1.222 m) können in etwa 950–970 m Einschaltungen von dunkelgrauen, ebenflächigen Mergelkalcken (Partnach-Formation) und braungrauen, wellig-schichtigen, mittelbankigen Kalcken in Reiflinger Fazies beobachtet werden. Darüber können noch wenige Meter dickbankige, ebenflächige, mittelgraue, eher feinkörnig-feinschichtige, Flachwasserklasten führende Kalke der Raming-Formation angetroffen werden, die den beginnenden Übergang in die Riffschuttfazies des Vorriff-Bereiches ankündigen.

Eine Gesteinsprobe, die der untersten Partie der Raming-Formation am Top der stark schuttbedeckten Partnach-Formation etwa 330 m W' Kote 1.222 m (Dürres Eck) entnommen wurde, enthielt die für das Julium 1.2 (*Aonoides-Zone*) leitende Bivalve *Halobia vixaurita* KITTL und ebenso auf unterkarnisches Alter hinweisende Conodonten wie *Gondolella foliata*. Damit ist indirekt auch das unterkarnische Alter des Wettersteinkalkes darüber belegt.

Ähnliche Gesteine beschreibt auch EGGER (1988: 249) von der Nordseite der Hohen Dirn (ÖK 69 Großraming) und stuft sie mit Conodonten ebenso in das basale Karnium ein (det. G.W. MANDL, GBA):

Gondolella polygnathiformis BUDUROV & STEFANOV
Gondolella inclinata KOVACS
Gondolella tadpole HAYASHI

Wetterstein-Riffkalk (Julium 1.2, „Aonoides Zone“)

Der Wettersteinkalk des Gaisbergzuges ist stets ein sehr heller, hellgrau bis weiß gefärbter, manchmal auch etwas rosa gefärbter Kalkstein. In der Riff-Fazies treten im massigen Kalk immer wieder fossilreiche Kalke, reich an Riffbildnern wie Kalkschwämmen, Korallen, großen Crinoiden und vereinzelt Hydrozoen, die nicht selten in einem feinkörnigen Kalkschlamm schwimmen, auf. Unter den Kalkschwämmen treten am häufigsten die Inozoa (ungegliederte Kalkschwämme) auf, während Sphinctozoa und pharetrone Schwämme sowie Tubiphyten nur selten anzutreffen sind. Eine *Colospongia catenulata* OTT konnte in der Nähe des Steinbruches Pfaffenboden in 1.080 m SH gefunden werden, weiters konnte in einem Schlift (Probe: B. MOSHAMMER, GBA) aus dem Riffkalk im Steinbruchgelände *Solenolmia manon manon* MÜNSTER (det. B. SENOWBARI-DARYAN, Erlangen) bestimmt werden. Gelegentlich können auch Mollusken wie Bivalven und Gastropoden sowie Tubiphyten beobachtet werden. Auch die für den Wetterstein-Riffkalk charakteristischen „Großoolithe“ (unregelmäßige, mit grobem Kalzitpat erfüllte Hohlräume) können beobachtet werden. Das Verbreitungsgebiet des Wettersteinkalkes in Riff-Fazies ist die Nordseite des Kammes

Gaisberg (Kote 1.267 m) – Dürres Eck (Kote 1.222 m) und ein kleiner Teil der Wettersteinkalk-Schuppen an der Nordseite des Gaisbergzuges oberhalb des Dorngrabens.

Die Gesamtmächtigkeit des Wettersteinkalkes (Riff- und Lagunenfazies) ist, wie auch am Hohen Dirn (ÖK 69 Großraming), relativ gering und beträgt sowohl im Stollenprofil des Gaisbergstollens (SCHEFZIK, 2003) beim Pfaffenboden, als auch im Profilschnitt durch den Gaisbergzug, lediglich 250–300 m.

Der Wetterstein-Riffkalk, der zurzeit im Steinbruch am Pfaffenboden abgebaut wird, ist nur in geringem Ausmaß von Sandstein- und Mergel führenden Kluff- oder Karsthohlräumen durchsetzt. In diesen Partien, die vor allem im östlichsten Steinbruchgelände auftreten, sind höhere SiO₂ und Al₂O₃-Werte, K- und Na-Gehalte (aus Quarz, Feldspat und Illit) sowie etwas Eisen und Magnesium (eingeschuppelte Partnachmergel) zu erwarten. Weiters können auch im Wetterstein-Riffkalk des Steinbruches Pfaffenboden räumlich begrenzte, diffus dolomitisierte Partien beobachtet werden (mit höheren MgCO₃-Gehalten).

Lagunärer Wettersteinkalk (*Julium 1.2*, „Aonoides-Zone“)

Der Wettersteinkalk des Gaisbergzuges ist stets ein sehr heller, hellgrau bis weiß gefärbter, manchmal auch etwas rosa gefärbter Kalkstein. Der lagunäre Wettersteinkalk ist bei weitem nicht so fossilreich wie der Riffkalk, dafür dickbankig entwickelt, reich an Peloiden (grainstones) und Onkoiden (rudstones) und nur selten mit Dasycladaceen, Bivalven oder Gastropoden (GÜRS, 1987: 7–9). Gelegentlich können Sedimentstrukturen wie Feinschichtungsgefüge, Ooidkalke, bioturbate grainstones sowie „birdes-eyes“-Kalke beobachtet werden. Gemeinsam mit Beatrix Moshammer (GBA) wurden dem lagunären Wettersteinkalk im Steinbruch Gradau sechs Schlißproben entnommen. Die Mikrofazies der lagunären Kalke ist stets ähnlich und in Form von Biopelspariten und Onkobiopelspariten (grainstones) ausgebildet. An Biogenen treten für den lagunären Faziesraum charakteristische Molluskenschalen (Gastropoden und Bivalven), schlecht erhaltene und mit Blau-Grünalgen umkrustete Dasycladaceen, porostromate Algen, Crinoiden und verschiedene Foraminiferen (häufig *Duostomina* sp., *Glomospirella* sp., daneben *Arenovidalina chialingchiangensis* Ho) auf. An Allochemen sind gelegentlich grapestones, lumps und Intraklasten zu beobachten. Bioklasten aus dem Riffbereich sind in der Lagune nur selten, meistens umgelagerte Tubiphyten oder Schwammbruchstücke. Die wenigen Dasycladaceen belegen unterkarnisches Alter (det. O. PIROS & M. MOSER, Budapest/Wien):

Griphoporella curvata (GÜMBEL) OTT
Teutloporella herculea (STOPPANI) PIA
Thaumatoporella parvovesiculifera RAINERI
Clypeina besici PANTIĆ
Poikiloporella duplicata PIA

Die Onkoide sind stets klein und oft nur wenige Millimeter (bis 5 mm) groß. Im aufgelassenen Steinbruch der Fa. Bernegger (Gradau) können gelegentlich auch dolomitische Lagen im lagunären Wettersteinkalk beobachtet werden. Ebenso häufig sind hier bräunlich verfärbte, limonitische Partien sowie schwarzgraue, wahrscheinlich auf geringe Vererzung zurückzuführende Kluffpartien sowie schwarze Dendritenbildungen (Fe, Mn) und Kalzitdrusenbildungen zu

beobachten. Die chemische Analyse aus einer XRF-Messung durch B. MOSHAMMER (Auswertung: C. AUER, GBA) ergab relativ hohe Eisengehalte (16.000 ppm) aus Limonit, Schwefel (23.000 ppm) aus Pyrit, Barium (6.850 ppm) aus Schwerspat sowie Calcium aus Kalzit. Ein bis in das 18. Jahrhundert andauernder Eisenbergbau am Gaisberg wird von ARTHOFER (1995: 22) angeführt. Wichtig zu erwähnen ist das nur im Steinbruch zu beobachtende Auftreten von steilstehenden Karstspalten und -schloten, deren Anlage mit großer Wahrscheinlichkeit auf die Emersions- und Verkarstungsphase (Regression mit Trockenlegung) im basalen Julium 2 (*Austrotrachyceras austriacum*-Zone) zurückzuführen ist und die nachträglich auch mit Lunzer Ton- und Sandstein (auch Kalk- und Dolomitsand) verfüllt worden sind. Eine spätere tektonische Überformung der Karstspalten ist natürlich ebenso zu beobachten. Die Einschaltung von sandigen, dunkelbraunen-schwarzen Feinklastika der Lunz-Formation als Klufffüllungen im Wettersteinkalk ist auch aus Bohrprofilen von Kernbohrungen der Fa. GEOTEK bekannt geworden. Deutliche Spuren von Verkarstung wie Höhlen- und Schachtbildungen sowie großlumige Karstschläuche und Lösungserscheinungen, die hauptsächlich an Kluffzonen gebunden sind, werden von SCHEFZIK (2003: 5–8) aus dem Gaisbergstollen beschrieben. Der Wettersteinkalk zeigt aufgrund seiner oberflächlich hohen Klüftigkeit meist kleinstückigen Zerfall (Schutthalden), größere Blöcke bilden sich nur, wenn größere Wandpartien abbrechen. Das Verbreitungsgebiet des lagunären Wettersteinkalkes ist die Südseite des Kammes Gaisberg (Kote 1.267 m) – Dürres Eck (Kote 1.222 m), die Ostabdachung des Gaisberges bei Pfaffenboden und der Großteil der Wettersteinkalk-Schuppen an der Nordseite des Gaisbergzuges oberhalb des Dorngrabens. Lagunärer Wettersteinkalk ist vor allem im Steinbruch Gradau abgebaut worden, tritt aber auch in den südlichsten Etagen des neu eröffneten Steinbruches am Pfaffenboden auf.

Das strukturelle Einfallen des lagunären Wettersteinkalkes an der Südseite des Gaisbergzuges dürfte generell mittelsteil bis steil nach Süden bzw. Südosten gerichtet sein, wie die übereinstimmenden Messwerte in den beiden Steinbrüchen Gradau und Pfaffenboden, aber auch die Schichtflächenmessungen im Stollenprofil des Gaisbergstollens (SCHEFZIK, 2003: 5) sowie in der Reifling-Formation am Waldrücken W' Dürres Eck belegen.

Lunz-Formation: Lunzer Sandstein, Reingrabener Schichten (*oberes Julium*)

Im unmittelbar Hangenden des lagunären Wettersteinkalkes treten die auffällig schwarz gefärbten Sand- und Tonsteine der Lunz-Formation zutage. Die Sandsteine sind stets feinkörnig ausgebildet, manchmal tonig, dunkelgrau oder braun gefärbt, gänzlich karbonatfrei und führen feinste Glimmerschüppchen auf den Schichtflächen. Neben den Sandsteinen treten, vor allem an der Nordseite des Gaisberges, relativ mächtige, schwarze Tonsteine (Reingrabener Schichten) auf. Diese tragen auch zu schwarzer Bodenfärbung und Bildung von Staunässe (Schachtelhalmgewächse) bei.

Opponitz-Formation (*Tuvalium*)

Gut gebankter, oft dünnbankiger, teilweise dickbankig-massiger, ebenflächiger, mittelgrau-lichtgrau, auch braun-

grau gefärbter, sehr feinkörniger/feinspätiger, toniger Kalk und hellgraue, metermächtige Rauwacke, die in dickbankigen mittel- bis hellgrauen, feinkörnigen luckigen Kalk und auch Dolomit übergehen kann.

Hauptdolomit (oberstes Karnium–oberes Norium)

Mittelgrauer oder bituminös-braungrauer, lichtgrauer, dünn-, mittel- bis dickbankiger Dolomit, der öfters Algenlaminite des Intertidals (Stromatolithe) und Feinschichtung erkennen lässt. Gelegentlich führt der Hauptdolomit kleine, im Supratidal aufgearbeitete Dolomitscherben. Der Hauptdolomit ist oft sehr kompakt ausgebildet und zeigt stückig-kleinblockigen, auch grusigen Zerfall. Am Hochbuchberg und an der Südseite vom Trattenbach können einzelne Kalkbänke dem Hauptdolomit eingeschaltet sein.

Plattenkalk (oberes Norium)

Dünn-, mittel- bis dickbankiger, ebenflächig-plattiger, feinkörnig-feinspätiger, gelegentlich feinschichtiger, mittel- bis hellgrauer, manchmal auch rosagrau oder gelblichgrau gefärbter Kalk und dolomitischer Kalk, gelegentlich mit weißen, dolomitischen Algenlaminiten (Stromatolithen) des Intertidals. Des Öfteren kann man vereinzelt Molluskschalen (Bivalven, Gastropoden) oder auch ganze Muschelschillagen (Tempestite) sowie Crinoiden des Subtidals im dm-gebanten Kalk antreffen. Selten sind auch Wühlgefüge (Bioturbation) sichtbar. Die Mikrofazies des Plattenkalkes lässt sich gut mit jener des gebankten Dachsteinkalkes vergleichen, jedoch ist der Plattenkalk bedeutend dünner gebankt als der immer sehr dickbankige Dachsteinkalk. Im Gegensatz zu HORNING (2015: 11) möchte ich beim Plattenkalk keinesfalls von „Dachsteinkalk“ sprechen, da die mittelbankigen Partien im Plattenkalk stets dominieren. Dies dürfte auch für die Reichraming-Decke südlich von Molln gelten, wie es ein Aufschlussfoto von HORNING (2015: Abb. 4) vom Eibling (Kote 1.108 m) nahelegt.

Der Übergang von Hauptdolomit in Plattenkalk ist relativ scharf und vollzieht sich innerhalb mehrerer Zehnermeter.

Der Plattenkalk neigt aufgrund seiner bankigen Ausbildung zur Entwicklung von Blockwerk und plattigem Hangschutt. Ist der Plattenkalk steilgestellt (z.B. an der Südseite des Gaisberges), dann kann das Herausrotieren ganzer wandbildender Bänke und daraus resultierende kleinere Felsstürze („Toppling“) beobachtet werden.

Kössen-Formation (unteres Rhätium)

Feinspätiger oder feinkörniger, gelblichgrauer, mittelgrauer oder dunkelgrauer Lumachellenkalk sowie dunkelgrauer, muschelartig brechender Mergelkalk (Hochalm-Member). Das Auftreten der (unteren Abteilung der) Kössen-Formation konnte meist nur durch das gehäufte Auffinden von Geröllen aus dem Verwitterungsschutt nachgewiesen werden. Meistens folgen sie in nur geringer Mächtigkeit (10–20 m) direkt im Hangenden des Plattenkalkes oder Hauptdolomits.

Oberrhätalk (oberes Rhätium)

Mittelgrauer oder gelblichgrauer, seltener weißer oder hellgrauer, feinspätiger Massenkalk mit Bivalven, Gas-

tropoden, Crinoiden und kleinen Korallenstöcken von *Thecosmilia* (*Rhaetiophyllia*). Mikrofaziell können grainstones (z.B. hell- bis dunkelgraue Crinoidenschuttkalke mit Bivalven und helle Ooidkalke und Onkoidkalke) und wackestones (mit etwas Crinoidenspreu) unterschieden werden. In der Felsstufe südlich unterhalb der Mollner Hütte (in etwa 800 m SH) überwiegt die lagunäre Entwicklung mit Crinoiden- und Bivalven-führenden, massig erscheinenden Kalcken, während in der Felsstufe unterhalb des Schobersteins (1.000 m SH) häufig Rollstücke mit Korallen anzutreffen sind.

Ein Dünnschliff, der einem lagunären Faziestyp des Oberrhätalkes (1.050 m SW' Kote 1.285 m, Schoberstein) in 950 m SH entnommen wurde, zeigte die Mikrofazies eines höherenergetischen, gut ausgewaschenen Flachwasserkalkes (Intraoobiosparit bzw. grainstone) mit zahlreichen grapestones, Einzel- und Mehrfachoiden sowie ooidisch umkrusteten Bio- und Lithoklasten, zahlreichen Dasycladaceenbruchstücken, Bivalven und Foraminiferen. Die Foraminiferenfauna (det. M. MOSER) ist charakteristisch für höhere Obertrias (Sevatium–Rhätium):

Triasina hantkeni MAJZON

Involutina communis KRISTAN

Involutina tumida KRISTAN-TOLLMANN

Jura

Ältere Allgäu-Formation: „Unterjura-Hornsteinknollenkalk“, „Fleckenmergel und Fleckenkalk“ (Hettangium–Sinemurium)

Mittel- bis dunkelgrauer, dünn- bis mittelbankiger, kieselig-ebenflächiger Hornsteinknollenkalk mit an der Oberfläche herauswitternden Schwammnadeln und fleckigen, bioturbaten Kalkmergeln (Fleckenkalk, Fleckenmergel). Der Waldboden ist im Bereich der Hornsteinknollenkalke mit Hornsteinsplitterchen übersät.

Adnet-Formation (Pliensbachium)

Es handelt sich um einen roten-hellroten, dünnbankigen, mikritischen, etwas Bivalven-Filament und Crinoiden sowie juvenile Ammoniten(bruchstücke), Brachiopoden und kleine, hochtrochospirale Gastropoden führenden Knollenkalk. Fließende Übergänge in Crinoidenspatkalk (Hierlatzkalk) können vielfach beobachtet werden, wie es auch EGGER (1988: 250) aus den Unterjura-Rotkalken auf ÖK 69 Großraming beschreibt. In einer Schliffprobe, die roten Adnet-Knollenkalken unmittelbar über Oberrhätalken (960 m SE' Koglerstein, 1.090 m SH) an der Basis der Hierlatzkalk-Wandstufe entnommen wurde, konnten mehrere Exemplare von *Involutina liassica* JONES und *Involutina turgida* KRISTAN angetroffen werden. Die am Wanderweg zur Mollner Hütte zwischen 740 und 880 m SH anstehenden Rotkalke wurden vorerst teilweise ebenso dem Adnet-Kalk zugeordnet. Im Bereich der anstehenden Rotkalke kann stets eine intensiv rote Bodenfarbe festgestellt werden. Als Sonderausbildung des Rotkalkes können auch bunte Brekzien, mit gelben oder grauen, mikritischen Komponenten, die in einer roten, ebenso mikritischen Matrix mit Crinoiden und Brachiopoden schwimmen, beobachtet werden.

Im Dünnschliff erweist sich der Adnet-Kalk als roter Biomikrit (wackestone) mit Crinoiden, pelagischen Bivalven, Kleingastropoden, Brachiopoden, Radiolarien, Schwamm-

nadeln, Seeigelstacheln, Ostrakoden und Foraminiferen. Die Foraminiferenfauna weist eine für pelagische Jura-Schwellensedimente charakteristische Zusammensetzung mit zarten Nodosarien und stärker gebauten Lenticulinen und Ophthalmidien, sowie in einer Probe *Involutina liassica* JONES, auf.

Hierlitzkalk (Pliensbachium)

Gelblich- oder hellrosa-rosagrau-rötlicher, auch roter und grauer, hellgrauer oder weißer, fein- bis grobspätiger, massiger oder, seltener, auch gebankter Crinoidenspatkalk und Crinoiden-Brachiopodenkalk, der lateral in mikritische, hellrote-rote, massige oder knollige Kalke (Adneter Kalk) übergehen kann. Bei den Brachiopoden handelt es sich meist um Rhynchonellen, seltener um Terebrateln. Besonders schöne Brachiopodenkalke konnten am Top der Felswand 170 m S' Mollner Hütte in etwa 930 m SH angetroffen werden. Nach einer ausgiebigen Beprobung dieser Brachiopodenkalke durch SIBLÍK & MOSER kann man den Crinoiden-Brachiopodenkalk als Hierlitzkalk des Unterjura (mittlerer Unterjura) ansprechen. Er enthielt eine für das Pliensbachium charakteristische Fauna (det. M. SIBLÍK, Praha):

Prionorhynchia ex gr. *serrata* (SOWERBY, 1825)
Prionorhynchia belemnica (QUENSTEDT, 1858) (juv.)
Jakubirhynchia aff. *fascicostata* (UHLIG, 1880)
Lokutella palmaeformis (HAAS, 1912)
Apringia diptycha (BÖSE, 1898)
Gibbirhynchia aff. *curviceps* (QUENSTEDT, 1858)
Pseudogibbirhynchia sordellii (PARONA, 1880)
Cisnerospira meneghiniana (CANAVARI, 1880)
Cisnerospira aff. *sylvia* (GEMMELLARO, 1878)
Liospiriferina aff. *alpina* (OPPEL, 1861)
Liospiriferina cf. *obtusata* (OPPEL, 1861)
Liospiriferina sp. (?juvenile)
Dispiriferina segregata (DI STEFANO, 1886)
Callospiriferina cf. *tumida* (BUCH, 1836)
Cisnerospira sylvia (GEMMELLARO, 1878)
Buckmanithyris nimbata (OPPEL, 1861)
Bakonyithyris ovimontana (BÖSE, 1898)
Bakonyithyris ewaldi (OPPEL, 1861)
„*Terebratula*“ aff. *ascia* (GIRARD, 1843)
Linguithyris aspasia (ZITTEL, 1869)
Zeilleria stapia (OPPEL, 1861)
Zeilleria aff. *stapia* (OPPEL, 1861)
Zeilleria cf. *venusta* (UHLIG, 1880)
Zeilleria sp. (juv.)

An der Basis des Hierlitzkalkes (910 m SW' Schoberstein, 1.030 m SH), nur wenige Meter über der anstehenden Kössen-Formation, konnten ebenso Brachiopoden gefunden werden, die von Miloš Siblík bestimmt wurden und Unterjura (Pliensbachium) belegen:

Nannirhynchia reynesi (GEMMELLARO, 1874)
?Antiptychina rothpletzi (DI-STEFAANO, 1891) (juv.)
Zeilleria sp. inc.
Zeilleria sp. (juv.)

Dies steht im Einklang mit einer, nur 430 m östlich der oben angeführten Brachiopodenfundstelle (550 m SW' Kote 1.285 m, Schoberstein) in 1.090 m SH, nur wenige Meter über Oberrhätalkalk genommenen Schliffprobe aus mikritischen Rotkalken, die in mehreren, etwas rekristalli-

sierten Exemplaren die für den Unterjura leitende Foraminifere *Involutina liassica* JONES sowie die etwas dickschaligere *Involutina turgida* KRISTAN enthielt.

Nicht nur in den hangendsten Partien, sondern gelegentlich auch innerhalb des Hierlitzkalkes können Hornstein führende, weiße Crinoidenspatkalke beobachtet werden. Hellgelbgraue Crinoidenspatkalke treten auch nahe deren stratigrafischer Basis auf. Nach freundl. mündl. Mitt. von Herrn MILOŠ SIBLÍK können im Hierlitzkalk öfters auch hellgraue Gesteinspartien beobachtet werden, d.h. die rote Gesteinsfarbe ist noch kein ausschließlicher Hinweis auf Hierlitzkalk. Im Bereich der anstehenden Rotkalke kann stets eine intensiv rote Bodenfarbe festgestellt werden. Als nur 10–20 m mächtige Einschaltung von roten Crinoidenspatkalken in den Unterjura-Hornsteinkalk an der Ostflanke des Hochbuchberges (in 1.020–1.070 m SH) ist ebenso Hierlitzkalk entwickelt.

Chiemgauer Schichten (Unter- bis Mitteljura)

In den hangendsten Partien des Hierlitzkalkes, aber auch innerhalb des Crinoidenspatkalkes, treten sehr kieselige, Hornstein führende, rötlich-gelbe oder gelbgraue, gut gebankte Crinoidenspatkalke, feinschichtige Crinoiden-Feinschuttkalke, kieselige helle Spatkalke sowie weiße, feinspätig-feinkörnige Hornsteinknollenkalke auf. Diese sind eventuell mit den Chiemgauer Schichten auf ÖK 69 Großraming (EGGER & VAN HUSEN, 2011: 33) vergleichbar und stellen somit eine Übergangsfazies in diese dar.

Klaus-Formation (Mitteljura)

Hellroter-roter, feinspätiger oder mikritischer, dünnbankiger Knollenkalk im Liegenden des Mikritoidkalkes. In der Mikrofazies unterscheidet sich der Klauskalk vom lithologisch ähnlichen Adneter Kalk durch das Auftreten von sehr dicht und parallel gelagerten Filamenten („*Bositra buchii*“ oder *Paleotrix*) sowie durch das Auftreten von Protoglobigerinen. Im Dünnschliff kann der Klauskalk im Dorngraben (700 m SH) als leicht bioturbater Biomikrit bzw. packstone mit dicht gelagerten Filamenten von „*Bositra buchii*“ oder *Paleotrix*, mit Crinoiden, Foraminiferen, Ostrakoden, Radiolarien und der planktonischen Alge *Globochaete alpina* beschrieben werden.

Mikritoidkalk (unteres–mittleres Oxfordium)

Dickbankig-massig ausgebildeter, stets im Waldgelände kleine Wandstufen bildender, feinkörniger, licht-rosa, weiß-rosa, fleischfarben-rosagrau oder rötlich, seltener gelblich-hellgrau oder weiß gefärbter Kalkstein, der stets an der Basis des Oberjura auftritt.

Im Dünnschliff kann man den Mikritoidkalk als biogenführenden Oomikrit (packstone) mit „pelagischen“, mikritisch erscheinenden Ooiden, Crinoiden, agglutinierenden und milioliden Foraminiferen, etwas Filament (im Ooidkern) und Ostrakoden beschreiben. Gelegentlich sind kleine, matrixfreie, sparitische Anteile vorzufinden.

Ruhpoldinger Radiolarit (oberes Oxfordium)

Wenige Meter mächtige rote Radiolarite konnten bislang nur an einer einzigen Stelle (interessanterweise im unmittelbaren Hangenden des Mikritoidkalkes) angetroffen wer-

den (860 m SW' Kote 1.222 m). Er wird dort von der Ammergau-Formation (Aptychenkalk) überlagert. Sein Alter kann daher mit oberem Oxfordium angegeben werden.

Steinmühlkalk (Kimmeridgium–oberes Berriasium)

Rot, hellrot, grünlich oder hellrosa gefärbter, dünnbankiger, ebenflächiger oder knolliger, feinkörnig-mikritischer Kalkstein und, seltener, Crinoidenspatkalk. In der Mikrofazies zeichnen sich die Steinmühlkalke vor allem durch die Führung zahlreicher, wirt gelagerter Schwebcrinoidenhäcksel von *Saccocoma* AGGASIZ, als auch durch massenhaftes Auftreten von Calpionellen aus (Biopelmikrite, packstones).

Im Forststraßenprofil Trattenbach–Buchberghütte (Jagdhütte) kann das Kimmeridgium unmittelbar über dem Mikritoidkalk mit *Cadosina parvula* NAGY (det. D. REHÁKOVÁ) und *Saccocoma* sp. AGGASIZ und das oberste Tithonium mit folgenden Calpionellen (det. A. LUKENEDER) fossilmäßig belegt werden:

Calpionella alpina

Crassicollaria parvula

Tintinnopsella carpathica

Colomisphaera lapidosa

Calpionella grandalpina

Crassicollaria intermedia: oberes Tithonium

Crassicollaria massutiniana

Calpionella elliptalpina

Crassicollaria brevis: oberes Tithonium

Stomiosphaerina proxima

Kreide

Ammergau-Formation (Valanginium)

Die Aptychenkalke („Ammergau-Formation“) sind typisch hellgraue, basal etwas rötliche, äußerst mikritisch-dichte, meist dünnbankige, etwas tonige und flaserige Kalke mit gelegentlich wenig oder viel Hornstein. Im Verwitterungsschutt treten sie sowohl als dünne, weißlich verwitternde Kalkplättchen, als auch als knirschender Hornsteingrus auf und sind so schon leicht zu kartieren (wenn sie nicht gravitativ umgelagert worden sind). Der Boden im Bereich der Ammergau-Formation ist aufgrund des Ton- und Kieselsäuregehaltes lehmig und wasserstauend und bildet das geeignete Substrat für Almen- und Wiesengelände (z.B. im Bereich der Mollner Hütte, den Gaisbergwiesen und der Brettmaisalm). Abschnittsweise sind die stets feinkörnigen und etwas tonigen Kalke der Ammergau-Formation dickbankiger und kalkiger entwickelt, mehr mittelgrau gefärbt und führen Einschaltungen crinoidenreicher, feinspätiger allodapischer Feinschuttkalke. Darin erinnern sie dann auch an Oberalmer Schichten. Solche dickerbankigen Einschaltungen sind besonders im Bereich der Almen bei der Grünburger Hütte ausgebildet.

Im Dünnschliff zeigen sich die mikritischen Kalke der Ammergau-Formation als biogenführende, graue Mikrite (mudstones) mit etwas Crinoidenspreu, Bivalvenfilament, Bivalven, Ostrakoden, Foraminiferen und Radiolarien. Die Foraminiferen mit Lenticulinen, Sprillinen und Nodosarien sind typisch für pelagisch-mikritische Kalksteine und ähnlich entwickelt wie in den mikritischen Rotkalken des Jura.

Schrambach-Formation (Valanginium–Barremium)

Dünnbankig-flaseriger, grünlichgrau-fleckiger, harter Kalkmergel. Im Gegensatz zu BRAUNSTINGL (1986) möchte ich nur den ausgesprochen mergeligen Anteil der Unterkreide-Schichten zur Schrambach-Formation stellen und von den deutlich kalkigeren Aptychenschichten (Ammergau-Formation), die BRAUNSTINGL (1986) nicht erwähnt, abtrennen.

Losenstein-Formation (oberes Albium–Cenomanium)

Im untersten Dorngraben und im Graben Richtung Grünburger Hütte sind braun verwitternde, feinkörnige, dunkelgraue, harte Sandsteine mit karbonatischer Matrix und flyschoider Ausbildung mit Wühlspuren sowie grünlich-graue Tonmergel und bräunliche, feinsandige Tonmergel aufgeschlossen, die von BRAUNSTINGL (1986: 141) zurecht der Losenstein-Formation zugeordnet worden sind. Sie zählen bereits zur nördlichsten tektonischen Einheit der Nördlichen Kalkalpen, der Ternberg-Decke.

Quartär

Altmoräne oder glazifluviatile Ablagerung (Riß)

In dem flachen Alm- und Wiesengelände, das unmittelbar nördlich der Blumau gelegen ist, bzw. das südlich des Dorngraben-Einganges liegt, können eindeutig rißbeiszeitliche Sedimente nachgewiesen werden. Sie erstrecken sich vom Niveau der Niederterrasse (in 440 bzw. 420 m SH) aufwärts bis auf etwa 520–540 m SH. Die Zusammensetzung dieser pleistozänen Sedimente ist ausgesprochen polymikt (umfasst fast alle Formationen der Trias und auch einige Jurakalke), die Komponenten sind immer wieder gut gerundet oder kantengerundet, daneben gibt es auch Blöcke. Die Matrix dürfte sandig gewesen sein und klebt auf den konglomerierten Stücken. Die Moränen belegen, dass sowohl das Steyrtal nördlich Molln, als auch das Tal der Krummen Steyrling bei der Blumau bis mindestens etwa 540 m SH zur Riß-Eiszeit mit Gletschereis erfüllt waren.

Eisrandterrasse (Riß)

Der zwischen 430 und 440 m SH östlich eines kleinen Bergrückens gelegene Terrassenrest unmittelbar südlich des Ortsteiles Gradau kann nach VAN HUSEN (2006: 77) als Eisrandterrasse, die sich am Rand der zerfallenden Gletscherzunge der Riß-Eiszeit abgelagert hat, angesprochen werden. Damit liegt diese Sanderterrasse etwa um 30 Höhenmeter tiefer als jene südlich von Molln (VAN HUSEN, 1973: A 42), was eventuell auf die etwas nördlichere Position des Terrassenkörpers in Bezug auf den rißbeiszeitlichen Steyr-Gletscher zurückgeführt werden kann. Andererseits ist die Eisrandterrasse in der Gradau etwa 20 Höhenmeter höher gelegen als das oberste Terrassenniveau der Niederterrasse, sodass eine würmeiszeitliche Bildung mit Sicherheit ausgeschlossen werden kann.

Die Eisrandterrasse der Gradau liegt unmittelbar dem Wettersteinkalk der Umgebung auf. In den Aufschlüssen einer kleinen Kiesgrube am Rand des Betriebsgeländes der Fa. Bernegger kann man gut den undeutlich lagigen Aufbau der Terrasse beobachten. Das Terrassenmaterial selbst ist feinkörniger als jenes der Niederterrasse und besteht aus matrixreichen Fein- bis Mittelkiesen. Der hohe Feinkornanteil (Schluff, Ton) gibt dem Sediment, vor al-

lem an der Basis des Kieskörpers, abschnittsweise eine fast schichtungslos-moränenartige Zusammensetzung. Trotzdem kann man aufgrund des lagenweise wechselnden Feinkornanteiles eine grobe Schichtung erkennen. Die Kieskomponenten selbst sind kantig oder kantengerundet, nur seltener gut gerundet und zeigen aufgrund einer fast monomikten Zusammensetzung aus Wettersteinkalk ein mehr lokales Einzugsgebiet von Osten her (Gräben unterhalb vom Gaisberg) an. Der Wettersteinkalk dürfte bis zu 90 % an der Komponentenzusammensetzung teilhaben, der Rest entfällt auf Hauptdolomit und Jura-Rotkalke (ebenso von Osten her), aber auch auf ortsfremde Komponenten wie Werfener Schichten, die wahrscheinlich vom Gletscher aus dem Raum Windischgarsten herantransportiert worden sind. Blöcke aus Wettersteinkalk sind seltener und finden sich vor allem im oberen Abschnitt des Sedimentkörpers. Typische Eisrandsedimente befinden sich im Südostteil der Kiesgrube. Es handelt sich hier um deutlich schräggeschichtete, sandreiche Fein- bis Mittelkiese eines „fore-sets“, dessen Komponenten ebenso kantig-kantengerundet, seltener gut gerundet sind und die selbe Zusammensetzung zeigen wie oben. Die sandige Matrix ist eher grobkörnig (Mittel- bis Grobsand) und somit typisch glaziofluvial. Lagenweise ist der sandige Feinkies auch konglomeriert.

Die Eisrandterrasse der Gradau erstreckt sich von der erwähnten Kiesgrube im Betriebsgelände des Kalkwerkes der Fa. Bernegger am östlichen Talrand weiter nach Norden bis zu einer terrassenartigen Verflachung oberhalb der Kote 420 m. Dort ist im steilen Waldgelände unterhalb eines flachen Wiesenareals in etwa 430 m SH ein undeutlich geschichteter, grobsandreicher, konglomerierter Feinkies mit kantengerundeten Komponenten und vereinzelt gut gerundeten Grobkieskomponenten aufgeschlossen, der das nördliche Ende der rißzeitlichen Eisrandterrasse markiert.

Niederterrasse (Würm)

Gut gerundete und geschichtete, sandreiche Grobkiese bauen die Niederterrasse auf, die auch das Becken von Molln erfüllt. Die Niederterrasse zeigt mehrere, gut ausgebildete Terrassenniveaus, deren oberstes Niveau im Raum Molln auf 420 m SH gelegen ist. Im Tal der Krümmen Steyrling (Äußere Breitenau) steigt das oberste Niveau der Niederterrasse allmählich auf 440 m SH an.

Gehängebrekzie (Pleistozän)

In der unmittelbaren Umgebung des bereits stillgelegten Steinbruches der Fa. Bernegger in der Gradau können Gehängebrekzien beobachtet werden, die dem anstehenden Wettersteinkalk direkt auflagern. Die Gehängebrekzien setzen sich ausgesprochen monomikt aus kantigem Wettersteinkalkschutt zusammen und sind teilweise gut mit kalkigem Zement verfestigt.

Ebenso bemerkenswert ist eine Gehängebrekzie, die am Rand einer Almfläche nördlich der Gradau in 520–560 m SH ansteht und sich aus kantigem Schutt von Gutenstein- und Reifling-Formation zusammensetzt.

Murenkörper und Rutschhänge (Holozän)

Ein etwas größerer Murenkörper wurde in einem Graben im Bereich der Lunz-Formation an der Nordseite des Gaisberges beobachtet. Weitere, kleinere Murenkörper, vor allem im Bereich von Lunzer Sandstein und Reingrabener Tonsteinen, blieben auf der Karte unberücksichtigt. Erwähnenswert erscheinen zwei mittlerweile stark überwachsene Murenkörper im steilen Wiesengelände südlich unterhalb des Schobersteins (etwa 1.100 m SH), die wahrscheinlich durch die Waldrodung verursacht worden sind. Unterhalb der Nordflanke des Schobersteins konnte ein weiterer, lediglich aus Gesteinsschutt zusammengesetzter, heute noch aktiver Murenkörper angetroffen werden.

Anzumerken wäre, dass im Bereich Wasser stauender, toniger Formationen (v.a. Ammergau-Formation, Schrambach-Formation, Unterjura-Hornsteinkalk und Fleckenmergel) rutschungsanfällige Waldhänge mit Hangbuckeln, schiefstehenden Bäumen sowie Säbelwuchs zu beobachten sind. Ein besonders gutes Beispiel dazu ist die etwa 100 m breite und sich über 120 Höhenmeter erstreckende Gleitmasse an der Nordostflanke des Koglersteins, die sich zur Gänze aus dem feinen, tonigen Verwitterungsschutt der Ammergau-Formation zusammensetzt. Sie ist bereits von BRAUNSTINGL (1986) richtig erkannt worden und auch im Laserscan gut zu erkennen.

Wildbachsediment, Schwemmkegel (Pleistozän, Holozän)

Der tiefe Graben westlich der Mollner Hütte, durch den auch der markierte Wanderweg verläuft, wird unterhalb etwa 700 m SH rasch breiter und der ganze Graben wird hangabwärts mit feinem und grobem Felsschutt, der aufgrund der großen mitgeführten Blöcke nur von einem Wildbach transportiert worden sein kann, erfüllt. Die grobe alluviale Grabenfüllung sammelt das Wasser der im Einzugsgebiet gelegenen Quellen und leitet es als kleinen Bach talwärts ab. Insgesamt konnten hier drei für die Trinkwasserversorgung gefasste Quellen, die aus den Grundwasser führenden Schichten des Schuttkörpers Wasser entnehmen, beobachtet werden. Am Unterlauf mündet der Wildbach in den großen und breiten Schwemm- und Murenkegel von Gstadt, wo er offensichtlich in das Niveau der Niederterrasse ausläuft und sich sogar mit dieser verzahnt. Nach VAN HUSEN (2006: 77) sind diese mächtigen Wildbach- und Schwemmfächersedimente unter den extremen klimatischen Bedingungen des Hochglazials entstanden.

Ein weiteres, nicht so breit ausgebildetes Wildbachgerinne bildet der Pranzlgraben, in dessen alluvialen Schuttablagerungen auch mehrere gefasste Quellen beobachtet werden konnten. Am Grabenausgang des Pranzlgrabens ist ein breiter Schwemmkegel entwickelt, der ebenso in das Niveau der Niederterrasse ausläuft. Das gleiche gilt auch für den schmalen Schwemmkegel aus dem Hutmannsgraben, der im Oberlauf rasch steil und felsig wird.

Weitere Schwemmkegel treten am Unterlauf tieferer oder seichter Gräben im Hauptdolomitgebiet von Roßberg auf und laufen alle in das Niveau der Niederterrasse aus.

Hang- und Blockschutt (Holozän)

Unterhalb der Felswände von Dürrem Eck (Kote 1.222 m) und Gaisberg (Kote 1.267 m) haben sich, gemäß dem klein-

klüftig-feingliedrig zerfallenden lagunären Wettersteinkalk, am Wandfuß größere Hangschuttmassen (u.a. Schutthalden) aus kleinstückigem Wettersteinkalkschutt angehäuft. Felssturzareale sind im Wettersteinkalk eher selten. Hingegen bilden Plattenkalk und Mikritoidkalk vielfach grobblockiges Hang- und Blockschuttmaterial.

Aus den bis zu 200 m hohen, aus Hierlatzkalk (und Adneter Kalk) bestehenden Nordwänden des Schobersteins hat sich, wahrscheinlich nacheiszeitlich, eine kleine Bergsturzmasse gelöst. Da sowohl der Wandfuß, als auch das grobe, bis zu hausgroße Blockwerk den Wasser stauenden und tonigen Aptychenschichten (Ammergau-Formation) auflagen, sind sowohl bis zu 30 Höhenmeter talwärts abgeglittene Wandpartien, als auch offene Spalten im Blockwerk, die langsame, talwärtige Gleitbewegungen des Blockwerks belegen, zu beobachten (gravitative Massenbewegungen).

Bemerkenswert ist, dass einige, unter kleinen Felswänden liegende Almgebiete, als auch besiedelte Gebiete im Tal der Krummen Steyrling durch hohe Fangzäune abgesichert worden sind, sodass offensichtlich immer wieder Steinschlag an diesen kritischen Stellen erwartet wird.

Anthropogene Ablagerung

Im Gelände des ehemaligen Steinbruches Gradau der Fa. Bernegger wird zurzeit in einer der unteren Etagen eine Bodenaushubdeponie betrieben. Große Aufschüttungen wurden auch unterhalb des Steinbruches Pfaffenboden (Fa. Bernegger) getätigt.

Zur Tektonik des Gebietes

GAITANAKIS (1977: 195) und BRAUNSTINGL (1986: 82) untergliedern das von mir kartierte Gebiet der Reichraming-Decke in drei Schuppen: die Klausriegler-Schuppe, bestehend aus Obertrias, Jura und Unterkreide im Norden, die Gaisberg-Schuppe, bestehend aus einer fast kompletten, aber stark verschuppten Trias- und Jura-Schichtfolge in der Mitte, und die Schoberstein-Schuppe, bestehend aus einer stark verfalteten, zerscherten und verschuppten Obertrias-, Jura und Unterkreide-Schichtfolge im Süden. Die Grenze der einzelnen Schuppen verläuft dabei fast senkrecht zur nach Norden gerichteten Haupteinspannungsrichtung etwa in W-E-Richtung. Aus dem Verschnitt mit der Topografie geht deutlich hervor, dass die Trias der Gaisberg-Schuppe an einer steil-mittelsteil südfallenden Überschiebungsfläche von der Unterkreide (Ammergau-Formation) der südlicher gelegenen Schoberstein-Schuppe überschoben wird und die Gaisberg-Schuppe ihrerseits die Klausriegler-Schuppe im Norden steil überschiebt. Dies entspricht dem vorgosauischen, mittel-/oberkretazischen Decken-, Falten- und Schuppenbau im Bajuvarischen Deckensystem (Deformationsphase D₀ von DECKER, 2015: 39). Unterstrichen wird der nordvergente Schuppenbau auch durch annähernd W-E streichende Faltenachsen in der Gutenstein- und Reifling-Formation der Gaisberg-Schuppe. Einer deutlich jüngeren Deformationsphase gehören die (W)NW-(E) SE streichenden dextralen Blattverschiebungen (z.B. dextrale Harnischflächen im Steinbruch Gradau) und aber auch dazu konjugierte Scherflächenpaare in der Obertrias der Klausriegler-Schuppe nördlich Dorngaben (die NNW-

SSE-Kompression anzeigen) an. Diese können nach DECKER (2015: 40) einer Top NW-gerichteten Deformationsphase D₁ im Paläogen (Eozän) zugeordnet werden. Ebenso fällt die Ausbildung der WNW-ESE streichenden, dextralen „Dorngraben-Störung“ (welche die Schuppengrenzen um etwa 700 m dextral versetzt) ebenfalls in die gleiche tektonische Phase. An dieser Störung ist sogar basales Haselgebirge eingeschuppt worden (Dorngraben, 600 m SH). An einem ebenso dextralen, WNW-ESE streichenden Bruchsystem sind sowohl im Steinbruch Gradau, als auch im Steinbruch Pfaffenboden (Fa. Bernegger) schwarzbraune Sand- und Tonsteine der Lunz-Formation sowie dunkelgraue Kalkmergel der Partnach-Formation in den lagunären Wettersteinkalk eingeschuppt worden. Das gleiche Bruchsystem durchsetzt auch die mittelsteil nordfallende Jura-Schichtfolge am Bergkamm ESE des Steinbruches. Diese Einschuppungen können nur einer NW-vergente, in das Paläogen fallenden tektonischen Phase zugeordnet werden (vgl. Anlage der Windischgarstener Störung). Die Klausriegler-Schuppe stellt die nördlichste tektonische Einheit der Reichraming-Decke dar und zeichnet sich durch eine über der Beckenfazies des Unterjura (Unterjura-Hornsteinkalk) folgende, geringmächtige Schwellenentwicklung im Mitteljura aus (Klauskalk). In diesem Sinne setzt sich auch strukturell die Klausriegler-Schuppe vom Dorngraben nach Westen, in den Großen Landsberg (Kote 899 m) fort. Von der sinistralen „Landsbergstörung“ nach Süden versetzt, dürften auch die „Krautige Eben“ und der Rinnerberg (Kote 878 m) weiter im Südwesten der Klausriegler-Schuppe zuzuordnen sein.

Die Mittel- und Obertrias der Gaisberg-Schuppe setzt sich unmittelbar westlich der „Hohen Dirn“ (Kote 1.134 m) von ÖK 69 Großraming gerade nach Westen fort. In der Gradau quert sie ungestört das Steyrtal, wird jedoch im Bereich des „Rabenstein“ von einer markanten, WNW-ESE streichenden Bruchlinie mit dextralem Versatz (Deformationsphase D₁ nach DECKER, 2015: 40) abgeschnitten und tritt weiter südwestlich davon nicht mehr zutage, da sie im Bereich Rinnerberger Bach-Plachwitz zur Gänze von der südlicheren Schoberstein-Schuppe überlagert wird. Im Gegensatz zu MOSER et al. (2016: 331–332) möchte ich nun nicht mehr die Deckengrenze zwischen Reichraming-Decke im Süden und Ternberg-Decke im Norden in den Bereich Rinnerberger Bach-Sonnkogel legen, sondern in den schmalen Jungschichten-Streifen westlich des Rinnerberges. Die ehemalige Deckengrenze im Bereich des Rinnerberger Baches wird hingegen zur Schuppengrenze zwischen Klausriegler-Schuppe (Rinnerberg) und Schoberstein-Schuppe (Plachwitz-Hambaum).

Die steil stehende Schichtfolge Obertrias-Unterkreide der Schoberstein-Schuppe dürfte sich mit großer Wahrscheinlichkeit in den ruhiger und aufrecht gelagerten, leicht verfalteten Obertrias-Arealen (Opponitz-Formation, Hauptdolomit, Plattenkalk) des Plachwitz-Riedberg-Steinkogel-Ochsenkogel-Zuges fortsetzen. Der hellrote Crinoidenspatkalk in der markanten Felswand etwa 1 km NE' Micheldorf („Pröllwand“ im Pernsteingraben) kann wahrscheinlich dem mächtigen unterjurassischen Hierlatzkalk der Schoberstein-Schuppe zugerechnet werden, wie es durch das Auftreten von *Involutina liassica* JONES auch biostratigrafisch belegt ist. Im Bereich des Schwarzgrabens tritt die Schoberstein-Schuppe bereits ganz an den Nordrand der Reichraming-Decke, was in erster Linie auf die

markante WNW–ESE streichende Blattverschiebung („tear fault“) im Bereich des Rabensteins zurückzuführen sein wird.

An der Südseite des Gaisbergzuges sind vor allem NNE–SSW streichende Brüche mit geringem Horizontal-, aber dafür bedeutendem Vertikalversatz zu erkennen. Dazu konjugierte NNW–SSE streichende Brüche sind ebenso vorhanden. NE–SW streichende Großbrüche zeigen sinistralen Versatz, während die mehr in N–S-Richtung verlaufenden Brüche dextralen Versatz erkennen lassen. Daraus lässt sich ein N- bis NNE-gerichtetes tektonisches Spannungsfeld (Deformationsphase D₂ bei DECKER, 2015: 44), das mit einem jungen, paläogenen, nordvergenten Überschiebungsbau der Nördlichen Kalkalpen in Einklang gebracht werden kann, ableiten. Ein ähnliches, konjugiertes Bruchlinienpaar besteht an der Nordseite des Schobersteins, wo NE–SW streichende sinistrale Brüche, die auch die Schuppengrenze versetzen, von dextralen NW–SE-Brüchen abgelöst werden und ein etwa NE-gerichtetes, nachgosaisches Spannungsfeld andeuten.

Das generelle Schichtstreichen pendelt zwischen W–E und WNW–ESE und lässt sich zusammen mit W–E und WNW–ESE streichenden Faltenachsen einem tektonischen Beanspruchungsplan nach Norden zuordnen. Im Bereich der Gaisberg-Schuppe kann nur im Ostabschnitt (Pfaffenboden) eine nach Osten abtauchende Antiklinalform in der dem Wettersteinkalk auflagernden Obertrias erkannt werden. Der Hauptteil der Gaisberg-Schuppe hingegen setzt sich viel mehr aus einer fast einheitlich S- bis SE-fallenden südlicheren Teilschuppe mit einer kompletten Mitteltrias- und Obertrias-Schichtfolge (Anisium–Norium), und einer nördlicheren Teilschuppe mit zerschertem Wettersteinkalk in meist lagunärer Entwicklung und auflagernder Obertrias zusammen.

Auch SPENGLER (1959: 199) spricht bereits vom Gaisberg als eine „*steil aus der Tiefe aufsteigende Schuppe*“ und nicht so sehr von einer Faltenstruktur. Getrennt werden die beiden Teilschuppen durch dextrale Blattverschiebungssysteme, die wahrscheinlich dem nachgosaischen Falten- und auch Deckenbau zuzuordnen sind. Innerhalb der Jura-Schichtfolge der Schoberstein-Schuppe müssen vor allem im Bereich der inkompetenten Ammergau-Formation starke Verschiebungen angenommen werden. Die z.T. inkompetenten und geringmächtigen Juraschichten wurden nicht nur stark gefaltet, sondern auch an einer gemeinsamen basalen Scherfläche (wahrscheinlich der Unterjura-Hornsteinkalk) von der unterlagernden Trias abgesichert und als „*imbricate structure*“ mehrfach übereinander geschoben (z.B. drei übereinanderliegende Schuppen am Weg zur Mollner Hütte, die sich alle aus denselben geringmächtigen Schichtgliedern aus Oberjura/Unterkreide zusammensetzen).

Zur Mächtigkeit der Ammergau-Formation kann man keinerlei Angaben machen, da die Schrambach-Formation weitgehend fehlt und die Ammergau-Formation deutlich durch Schuppen- und Faltenbau zu große Mächtigkeiten aufweist. Beiderseits des Pranzlgrabens als auch an der Nordseite des Schobersteins kann die Einschuppung sogar obertriadischer Gesteine (Hauptdolomit, Kössen-Formation, Oberrhätkalk) in die Ammergau-Formation beobachtet werden.

Wahrscheinlich stecken auch noch kleinere Schuppen aus Jura-Rotkalken und Unterjura-Hornsteinkalken in der tektonisch angeschuppten Ammergau-Formation in diesem Gebiet. Weiters kann das rasche tektonische Auskeilen einzelner kompetenter Schichtglieder wie Mikritoidkalk, Oberrhätkalk und Unterjura-Hornsteinkalk im Streichen der Schichtfolgen der Schoberstein-Schuppe beobachtet werden.

Ganz am Südostrand des Kartierungsgebietes tritt im Bereich des Roßbaches eine Hauptdolomit-Antiklinale auf, in deren Kern bei Gehöft Roß Opponitz-Formation, an zwei NW–SE-Störungen eingeklemmt, auftritt.

Literatur

ARTHOFFER, P. (1995): Die Mineralführung der Triaskalke im Bereich Gaisberg – Dürres Eck bei Molln im Steyrtal, Oberösterreich. – *Oberösterreichische Geonachrichten*, **10**, 21–26, Linz.

BRAUNSTINGL, R. (1986): Geologie der Flyschzone und der Kalkalpen zwischen Enns- und Steyrtal (Oberösterreich). – Dissertation an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Salzburg, 162 S., Salzburg.

DECKER, K. (2015): Fracture and fault analysis Wetterstein limestone – quarries Gradau and Pfaffenboden / Molln. – Unveröffentlichter Bericht, Universität Wien, 10 S., Wien.

EGGER, J. (1988): Zur Geologie der Kalkvoralpen im östlichen Oberösterreich. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **131**, 245–254, Wien.

EGGER, J. & FAUPL, P. (1999): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 69 Großraming. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

EGGER, J. & VAN HUSEN, D. (2011): Erläuterungen zu Blatt 69 Großraming. – 119 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

GAITANAKIS, P. (1977): Faziesgliederung und Tektonik der voralpinen Decken zwischen Enns- und Steyrtal (Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich). – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs*, **24**, 189–201, Wien.

GEYER, G. (1909): Aus den Umgebungen von Molln, Leonstein und Klaus im Steyrtale. – *Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **1909**, 129–143, Wien.

GEYER, G. & ABEL, O. (1912): Spezialkarte 1:75.000 Kirchdorf a.d. Krems. – k. k. Geologische Reichsanstalt, Wien.

GEYER, G. & ABEL, O. (1918): Erläuterungen zur Geologischen Karte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der Österr.-Ungar. Monarchie, 4852 Kirchdorf, M.1:75.000. – 66 S., Wien (Verlag der k. u. k. Hofbuchhandlung).

GÜRS, K. (1987): Bericht zur zweimonatigen Kartierung des Gaisberg-Schobersteingebietes bei Molln / Oberösterreich. – Unveröffentlichter Bericht, Geologische Studienarbeiten der Gutenberg-Universität, 35 S., Mainz.

HORNUNG, T. (2015): Kartierung Schillereck (Sengsengebirge, UTM-Blatt 4201 Kirchdorf a.d. Krems). – *Aufnahmebericht, GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 18802-RA/68/2015*, 42 S., Salzburg.

LUKENEDER, A. (2004): Stratigrafische Erkenntnisse aus einem neuen Vorkommen von Unterkreide-Ammonoiten in der Losensteiner Mulde (Ternberg-Decke, Nördliche Kalkalpen). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **144/2**, 173–189, Wien.

MOSER, M. (2014): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen des Hirschwaldstein-Zuges der Thurnhamberg-Decke zwischen Micheldorf und Molln auf Blatt 4201 Kirchdorf an der Kreams. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 354–357, Wien.

MOSER, M., ELSTER, D., LUKENEDER, A., REHAKOVA, D. & ČORIĆ, S. (2016): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Kleiner und Großer Landsberg, Schauderzinken, Rabenstein, Sonnkogel, Krautige Eben, Rinnerkogel und Plachwitz auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Kreams. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 326–335, Wien.

PAVLIK, W. (1984): Stratigrafie und Tektonik im Raum westlich der Enns zwischen Losenstein und Reichraming. – Unpublizierte Vorarbeit, Universität Wien, 75 S., Wien.

SCHEFZIK, G. (2003): Schlussbericht zur Ingenieurgeologischen Dokumentation Förderstollen Pfaffenboden. – Ingenieurkonsulent für Technische Geologie, Villach.

SIBLIK, M. (2016): Bericht 2015 über Untersuchungen unterjurassischer Brachiopoden auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Kreams. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 336, Wien.

SPENGLER, E. (1959): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen: III. Teil: Der Ostabschnitt der Kalkalpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **102**, 193–312, Wien.

VAN HUSEN, D. (1973): Bericht über quartärgeologische Arbeiten im Steyrtal auf dem Blatt 68 Kirchdorf an der Kreams. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1973**, A 42–A 43, Wien.

VAN HUSEN, D. (2006): Bericht 2005 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 68 Kirchdorf an der Kreams. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **146/1+2**, 77–78, Wien.

Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Kreams

MICHAEL MOSER

Reichraming-Decke westlich Micheldorf an der Kreams – Gebiet in der Kreams, Thurnhamberg, Schabenreitnerstein, Gradenalm, Herrentisch

Das hier vorliegende Kartierungsgebiet umfasst die nördlichsten Elemente der hochbajuvarischen Reichraming-Decke unmittelbar westlich Micheldorf an der Kreams, nämlich zwischen der W–E streichenden Talung „In der Kreams“ (mit dem Kreamsprung) im Süden, und dem Kalkalpennordrand unmittelbar südlich der „Ziehberg-Straße“ von Micheldorf an der Kreams nach Steinbach am Ziehberg im Norden. Aufgabe war es dabei, die alte, durchaus detailreiche und auch erstaunlich lagegenaue geologische Karte 1:75.000 von GEYER & ABEL (1913) durch eine geologische Neuaufnahme in den modernen Aufnahmemaßstab 1:10.000 überzuführen und allfällige Neuigkeiten in Stratigrafie und Tektonik für den betrachteten Raum zu erarbeiten und auszukartieren. Im Gebiet des Schabenreitnersteins (Kote 1.143 m) und Thurnhamberges (Kote 984 m) konnte weitgehend Übereinstimmung mit der von GEYER & ABEL (1913) dargestellten, WNW–ESE streichenden Juralmulde (mit Allgäu-Formation im Kern) inklusive der darin beschriebenen Schichtfolge (GEYER, 1910: 181) vorgefun-

den werden. Auch die von GEYER (1910: 181) vermutete Jura-Kreide-Mulde im Bereich der Gradenalpe (mit Aptychenschichten im Kern) konnte durchaus bestätigt werden. In den anderen Abschnitten des Kartierungsgebietes ergaben sich jedoch schon Abweichungen v.a. von der von GEYER & ABEL (1913) dargestellten Trias-Schichtfolge Wettersteinkalk–Lunzer Schichten–Opponitzer Schichten–Hauptdolomit, die nur in Teilen als Schichtfolge angesehen werden kann. Am Kalkalpenrand im Norden hingegen muss hier vielmehr von einer schmalen Schuppenzone aus Opponitzer Schichten, Lunzer Schichten und Hauptdolomit gesprochen werden, in die eine an Wettersteinkalk erinnernde Schuppe tektonisch eingelagert ist.

Mit der in einem kleinen Kärtchen in einem Projektbericht der Geologischen Bundesanstalt aus dem Jahr 2002 (LIPARSKI et al., 2002: Abb. 50) dargestellten Geologie konnte überhaupt keine Übereinstimmung, auch nicht in der Trias- und Jura-Stratigrafie, gefunden werden. Eine völlige Neukartierung erschien gegenüber dieser Darstellung auf jeden Fall notwendig. Leider ist diese verfälschende Darstellung auch in die Geologische Übersichtskarte 1:200.000 von Oberösterreich (KRENMAYR et al., 2006), auch vom Autor, übernommen worden.

Tektonik

Da sich die Obertrias, v.a. die Opponitzer Schichten des nördlichen Thurnhamberges (Kote 984 m), nach Osten mühelos mit der Obertrias vom Georgenberg (Kote 595 m) und der Obertrias im Bereich des Steinbruches der Micheldorfer Zementwerke („Im Himmel“) verbinden lässt und diese wiederum die normale stratigrafische Basis des Hauptdolomits „In der Kreams“–Parnstall–Schön–Kienberg–Ochsenkogel darzustellen scheinen, möchte ich den Bereich des Thurnhamberges und Schabenreitnersteins der hochbajuvarischen Reichraming-Decke zuordnen, da keine größeren Überschiebungen innerhalb dieser genannten Bereiche zu erwarten sind. Der Wettersteinkalk, der ganz am Kalkalpenrand südwestlich oberhalb Micheldorf noch einmal einen Teil eines Wandzuges ausbildet, hat sich als tektonisch amputierte Basis der eng verfalteten und verschuppten karnischen Schichtglieder darüber herausgestellt, sodass hier keine normale Schichtfolge über dem Wettersteinkalk mehr vorhanden ist. Auch die Juralmulde des Schabenreitnersteins lässt mit dem Auftreten von massigem Oberrhätalk eine hochbajuvarische Stellung des Schabenreitnerstein–Thurnhamberg-Zuges vermuten.

Bemerkenswert sind auch Ausbildung und Struktur der Thurnhamberg-Schabenreitnerstein-Mulde. Diese zeigt einen engen, vorwiegend gegen Nordosten gerichteten, tiefen Muldenbau mit einem steil bis überkippt gelagerten Hauptdolomit und Plattenkalk im S(W)-Schenkel und einem flach bis steil nach S(W) einfallenden Hauptdolomit und Plattenkalk im N(E)-Schenkel. Die Falte ist also NE-vergent bis fast E-vergent (im Süden) ausgerichtet. Die Schichtfolge ist in dieser engepressten Synklinale teilweise stark tektonisch reduziert worden, sodass der Plattenkalk, vor allem aber die rhätischen Schichtglieder zum Teil zur Gänze fehlen können. Andererseits wiederum können Schichtverdopplungen kompetenter Schichtglieder, z.B. im Rhätalk an der Forststraße an der Nordseite des Schabenreitnersteins (in 950 m SH), auftreten. Insgesamt muss die tektonische Anlage der Thurnhamberg-Schabenreitnerstein-Mulde mit der „jungtertiären“, NE-gerichteten