

Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Gebiet Kienberg und Klaus (Oberösterreichische Voralpen / Sengsengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems

THOMAS HORNING
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die geologische Kartierung auf dem Kartenblatt „NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems“ (nationale Blattnummer: 4201) des Jahres 2014 erfolgte in zwei Teilbereichen (Kartierung „Kienberg“ im Frühjahr 2014 und Kartierung „Klaus“ im Herbst 2014), die hier aufgrund direkter Nachbarschaft und weitgehend identer Lithologie zusammengefasst werden. Die Grenzen des Gesamtgebietes verlaufen von Steyrling nordwärts nach Tragl in die Kaltau, über den Jausenkogel bis nach Parnstall und in einem westwärts gerichteten Bogen bis in den Kremursprung und nachfolgend nach Eisbach in das Micheldorfer Tal. Von dort verfolgt die Nordgrenze die Krems und weiter bis in den Oberen Wienerweg. Die Ostgrenze bildet die Steyr bis Dorf, umfasst den Dorfer Berg und zieht hinab zum Pertlgraben bis zum Bahnhof Steyrling. Zum Zeitpunkt der Aufnahme standen folgende Karten- und Literaturwerke der GBA zur Verfügung:

- Historische Manuskriptkarte von Österreich 1:75.000 (GEYER & ABEL 1910).
- Geologische Manuskriptkarte des Gebietes Micheldorf–Kremsmauer–Klaus an der Pyhrnbahn 1:10.000 (BAUMGART, 2003) – nur im nördlichsten Bereich.
- Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR et al., 2006).
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (RUPP et al., 2011).

Naturräumlicher und geologischer Überblick

Das insgesamt ca. 27 km² große Kartiergebiet umfasst je einen Ausschnitt der oberösterreichischen Voralpen im Westen und dem Sengsengebirge im Osten. Die Grenze zwischen beiden Gebirgsstöcken bildet die Steyr. Das „Rückgrat“ des Areal und gleichzeitig seine höchsten Erhebungen bildet das östliche Kremsmauer-Massiv (mit Jausenkogel, 1.346 m. ü. A. sowie Brennet, 1.249 m. ü. A.). Auf Seite des Sengsengebirges ragt der 948 m hohe Dorfer Berg auf. Im Norden liegt der isolierte Kienberg (801 m) südlich des Oberen Wienerwegs. Der tiefste Punkt des Gebietes ist mit 415 m ü. A. der Austrittspunkt der Steyr bei Göritz.

Die Entwässerung des Gebietes erfolgt größtenteils in die Steyr, lediglich die nördlichsten Bereiche entlang des Tales zum Kremursprung, der Bergrücken „Himmelreich“

und Nordwestabfall des Kienberges (oberhalb des Unteren Wienerwegs) bis zum Oberen Wienerweg entwässern in die Krems.

Das Klima des Areal wird entscheidend durch die Topografie bestimmt und kann als feucht-gemäßigt charakterisiert werden. Bedingt durch den oftmaligen Wolkenstau am Kalkalpen-Nordrand fällt für die Höhenlage überdurchschnittlich viel Schnee.

Der Untersuchungsraum erlaubt Einblicke in unterschiedliche großtektonische Bauelemente der Nördlichen Kalkalpen: Das Kalkalpin wird im südlichen Abschnitt dem Tirolisch-Norischen Deckensystem (Staufen-Höllengebirge-Decke) zugerechnet, im Norden jedoch der Lechtal-Decke (Reichraming-Decke) des Bajuvarischen Deckensystems. Die Grenze zwischen beiden Einheiten liegt an der nördlichen Wandbasis von Jausenkogel und Brennet und zieht im Norden des großen Steinbruchs Steyrling bis Preissegg. Im Zuge der alpinen Kompressionstektonik überschob die tirolisch-norische Staufen-Höllengebirge-Decke die bajuvarische Reichraming-Decke.

Die mechanischen Kräfte dieser Einengung werden sowohl im Tirolikum als auch im Bajuvarikum anhand der kartierten Einheiten deutlich: Auf der kalkdominierten und deswegen auf Kompression eher spröde reagierenden tirolischen Deckenstirn reicht W' des Brennet die „Kaltau-Synklinale“ von Westen noch auf den Untersuchungsbereich. Diese wird tektonisch jedoch begrenzt und findet keine Fortsetzung nach Südosten.

Auch auf „bajuvarischer“ Seite zeigt sich eine deutliche, durch mehrere lokale Lateralbrüche zerstückelte Synklinale, die als Fortsetzung der „Kremsmauer-Synklinale“ verstanden werden kann. Auch die unter der Kremsmauer bestehende „Kaibling-Antiklinale“ setzt sich – allerdings nur schwer erkennbar – in den monotonen Hauptdolomitfolgen im Bereich Schedlbauer und Hungerbichl fort (Näheres siehe Kapitel „Tektonik“).

Schichtenfolge

Staufen-Höllengebirge-Decke (Tirolisch-Norisches Deckensystem)

Trias

Reifling-Formation

Illyrium (oberes Anisium) bis Julium (unteres Karnium)

Graue bis braungraue Kalke der Reifling-Formation sind die ältesten im Untersuchungsraum erschlossenen Einheiten. Der Unterschied zum hangenden Wettersteinkalk besteht zum einen in der deutlich dunkleren Gesteinsfärbung, zum anderen aber auch in der ausgesprochenen Dünnbankigkeit (1–3 dm, selten bis 5 dm), dem knolligen Habitus mit welligen bis unruhigen Schichtoberflächen und nicht zuletzt in der bankweise sehr starken Hornsteinführung. Bankintern lässt sich eine stärkere Zerklüftung (oft als Netzwerk sparitverheilte Risse erhalten) sowie ein oft wahrnehmbarer Bitumengehalt feststellen. Auch hier ist

aufgrund der starken Verfaltung eine zuverlässige Angabe der Maximalmächtigkeit nicht zu treffen – diese dürfte sich bei rund 100 m bewegen (vgl. Blatt 67 Grünau im Almtal).

Im Kartiergebiet bleibt die Reifling-Formation auf die Stauf-Höllengebirge-Decke und dort auf eine NNW–SSE streichende Kalkrippe beschränkt, die vom Ebenwieselstein östlich von Redtenbach über das Tal der Steyrling hinweg nach Süden in Richtung Kefer zieht.

Das Alter der Basis der Reifling-Formation kann mit den Conodonten *Neogondolella cornuta* und *Neogondolella praeszaboi* mit dem unteren Illyrium angegeben werden. Das Top der Formation wird durch *Gladigondolella tethydis* mit dem oberen Ladinium gesetzt (vgl. Blatt 67 Grünau im Almtal).

Wettersteinkalk, nWK; Wettersteindolomit Illyrium (oberes Anisium) bis Julium (unteres Karnium)

Der Wettersteinkalk kommt im Kartiergebiet ausschließlich im Tirolikum vor und stellt dort den Hauptgipfelbildner dar: er baut einerseits die Kammverlängerung von der Kremsmauer über Jausenkogel und Brennet über das Kalkwerk Steyrling bis Preisegg an der Steyr auf, andererseits den kleineren, NNW–SSE streichenden Seitenast von Tragl über den Ebenwieselstein bis knapp östlich der Ortschaft Steyrling. Durch relative Erosionsbeständigkeit gegenüber hangenden Lithologien (Lunzer Schichten, Hauptdolomit) geht sein Auftreten mit morphologisch markanten Landschaftselementen einher, verstärkt durch die tektonische Steilstellung dickbankiger Sequenzen. Vor allem gegen das oberste Kremstal brechen Jausenkogel und Brennet mit bis zu 200 m hohen, sehr steilen bis senkrechten Felswänden und ungegliederten Steiflanken ab. Die Mächtigkeit des Wettersteinkalkes dürfte im untersuchten Bereich zwischen ca. 200 bis 400 m liegen.

Die Ausbildung des **Wettersteinkalks** im Kartiergebiet ist ein im frischen Anschlag hell- bis weißlichgrauer, meistens dickbankiger dichter Mikrit. Einen idealen Überblick erlaubt der große Steinbruch Steyrling der voestalpine Stahl GmbH südlich von Klaus. Die mächtige, teilweise intensiv gestörte und weitläufig verfaltete Abfolge wird hier in drei Abbauebenen nahezu komplett erschlossen. Neben den klassischen laminierten Mikriten können in Wechsellagerung auch ehemals poröse Schuttkalke auftreten. Deren einstige Poren sind durch sekundär gefällte Sparite ausgefüllt, die oft leicht erhaben verwittern. Der Unterschied zur liegenden Reifling-Formation ist im Gelände einerseits durch die deutlich hellere Gesteinsfarbe, den höheren Karbonatgehalt (Reaktion mit verdünnter Salzsäure), die deutlich größere Bankdicke (bis zur lokalen Massigkeit) und durch eine größere Gesteins Härte offensichtlich. Die Grenze zwischen beiden Lithologien ist im steilen Waldgelände unterhalb des Ebenwieselskopfes sehr schwer zugänglich und nur leidlich erschlossen. Die sedimentäre Obergrenze zu den Lunzer Schichten hingegen ist durch das Kalkwerk Steyrling sehr gut zugänglich und einsehbar, auch wenn diese hier durch Schertektonik nahe der Stirn der Stauf-Höllengebirge-Decke stark überprägt erscheint (siehe Abschnitt „Lunzer Schichten“). Gebunden an dieses stratigrafische Niveau ist die auch aus anderen Gebieten der nördlichen Kalkalpen bekannt gewordene Vererzungszone (Bleiglanz, Zinkblende, Goethit), die je nach Abbausituation im Kalkwerk Steyrling lokal erschlossen ist.

Zwischen Preisegg, Seiteben und Steyrling liegt ein teilweise sedimentär, teilweise tektonisch begrenztes Vorkommen von hellen, teilweise stark tektonisierten Dolomitsteinen, die ursprünglich dem Hauptdolomit zugesprochen wurden, aufgrund ihrer auffallend hellen Gesteinsfärbung und dem Wettersteinkalken sehr ähnlichem Habitus entsprechend dem „**Wettersteindolomit**“ zugerechnet werden. Diese treten in einer Linie von Tragl über den Ebenwieselskopf bis SE' Kefer ostwärts auf und grenzen – durch mächtigere Schuttfelder verdeckt – westlich des Brennet an Hauptdolomitfolgen. Im Steinbruch Steyrling ist die vermutlich diagenetisch bedingte Grenze zu den Wettersteinkalken entlang von Fahrwegen immer wieder mehr oder minder gut erschlossen, teilweise jedoch etwas unscharf und schleichend ausgebildet.

Die Abfolge der Wettersteinkalke und -dolomite spiegelt – wenn auch stark tektonisiert und unter weitgehendem Verlust der primären faziellen Strukturen – die Sedimentationsfolge eines progradierenden Schwamm-Algenriffes in subtropischem Bildungsbereich wider.

Die untere Grenze des Wettersteinkalkes wird mit der Basis des Illyriums (oberes Anisium), die Obergrenze in älterer Literatur oft mit der Grenze Ladinium/Karnium angegeben. Neuere multistratigrafische Untersuchungen und Faziesraum-übergreifende Korrelationen sprechen jedoch eher dafür, dass die Wettersteinkalk-Entwicklung bis in das untere Karnium hineinreicht und erst im unteren Julium (= Cordevolium) endet.

Lunzer Schichten: Tonmergel, Schluffsteine und Sandsteine; **Kalke und Dolomite („Nordalpine Raibler Schichten“)** Julium (unteres Karnium)

Im Kartiergebiet sind die gemischt terrigen-marinen Sedimente des Karniums mit der klastischen, mergelig-sandigen Spezialfazies der Lunzer Schichten und den nachfolgend abgelagerten kalkigen marinen Nordalpinen Raibler Schichten im Bereich des Tirolikums ausschließlich im Areal des Steinbruches Steyrling vertreten.

Die Tone stellen die Basis der Lunzer Schichten dar und haben eine ausgeprägt schwarzgraue bis schwarzgrau, teilweise ins Bläulich- bis Stahlgrau gehende Färbung. Ihr Glimmeranteil ist makroskopisch sichtbar, der Karbonatgehalt mit verdünnter Salzsäure im Gelände leicht feststellbar. Letzteres unterscheidet sie von den Reingrabener Schiefern, die gänzlich karbonatfrei beispielsweise in der Kaltau auftreten. In diese ca. 5 m mächtige, monotone und gleichförmige Abfolge, die in scharfer sedimentärer Grenze über dem Wettersteinkalk einsetzt, können sich im oberen Abschnitt zentimeterdünne Feinsandstein- und Toneisenstein-Zwischenlagen einschalten. Die Sandsteinbänke keilen lateral rasch aus, so dass man von sehr flachen Linsen sprechen kann. Diese sind auffallend orange bis orangebraun gefärbt, was vom oxidierenden Eisen- und Pyritgehalt herrührt. Die oft in den Lunzer Schichten auftretenden charakteristischen Pflanzenhäcksel wurden nicht gefunden.

Die Kalke und Dolomite der Lunzer Schichten („Nordalpine Raibler Schichten“) sind als braungraue bis graubei-gefärbene, bituminöse Kalke mit sparitverheilten Klüften und zahlreichen Vertikal-Styloolithen charakterisiert. Ge-

genüber den liegenden Wettersteinkalken sind diese durch die einerseits dunklere Gesteinsfärbung aufgrund erhöhten Mergel- und Pyrit-Anteils, andererseits durch die gut ausgebildete Bankung mit durchschnittlichen Horizont-Mächtigkeiten von 1–3 dm eindeutig zu unterscheiden. Außerdem entwickeln die Kalke im frischen Anschlag einen bituminösen Geruch, der sich jedoch schnell verflüchtigt. Die Kalksteine können als Fortsetzung der im Westteil der Nördlichen Kalkalpen bedeutend mächtiger werdenden „Nordalpinen Raibler Schichten“ verstanden werden.

Im Bereich des Kalksteinbruches Steyr링 definieren die Lunzer Schichten die Stirn der Staufen-Höllengebirge-Decke und sind tektonisch entsprechend stark beansprucht. Ein weitgehend normaler sedimentärer Übergang von Wettersteinkalk zur Lunz-Formation ist im Nordareal des Steinbruches entlang einer Fahrstraße zum Gröbnersattel teilweise hervorragend erschlossen. In der unteren Abbauwand liegt eine tektonisch begrenzte und scheinbar isolierte, mehrere hundert Meter große Schuppe aus Kalken der Lunz-Formation, deren linke Flanke von ausgequetschten schwarzgrauen Lunzer Tönen begrenzt ist. In der obersten Abbausohle letztendlich war zum Zeitpunkt der Geländeaufnahme eine metergroße Scholle von Lunzer Tönen erschlossen. Nach mündlicher Mitteilung des leitenden Bergbauingenieurs des Steinbruches Steyr링, Herrn DI Wilfried Peyfuß, erscheinen je nach Abbau-Situation an verschiedenen Stellen des Abbaugebietes unterschiedlich mächtige, jedoch stets tektonisch zerwürgte und ausgequetschte Lunzer Tone. Sie akzentuieren quasi die stark zerscherte Abfolge der ansonsten monoton wirkenden Wettersteinkalkfolge. Aufgrund ihrer geringen bis mäßigen Kompetenz fungierten die Lunzer Schichten wie vielerorts in den nördlichen Kalkalpen als tektonisches „Schmiermittel“. Ziemlich sicher ist die Abfolge der Lunz-Formation im Kalksteinbruch nicht vollständig erschlossen, sondern durch die Überschiebung der Staufen-Höllengebirge-Decke tektonisch amputiert – mehrere Schiefer-ton- und Karbonat-Zyklen ließen sich nicht finden. Die Gesamtmächtigkeit der erschlossenen Abfolge beträgt somit nur wenige Meter bis maximal 20 m und dürfte in allen Aufschlüssen des Kartiergebietes tektonisch stark reduziert sein – von Blatt 67 Grünau im Almtal werden Maximalwerte von 50 m angegeben.

Der abrupte Sedimentationswechsel von monotonen (Riff) Kalkabfolgen zu terrigen geprägten Wechselfolgen aus dunklen Tönen und Mergeln mit bituminösen Kalken lässt sich in den Nördlichen Kalkalpen in E–W-Richtung über mehrere hundert Kilometer verfolgen und korrelieren. Die tonig-mergelig-sandigen Intervalle kamen im neritischen Schelfbereich (Wassertiefe ca. 50–200 m) zur Ablagerung, die kalkigen Partien eher in einem tidal-evaporitischen Milieu nahe den Küstenregionen. Die vertikale Aufeinanderfolge impliziert zyklische Meeresspiegelschwankungen: mergelig-sandige Abschnitte wurden während Transgressionen, Kalksteine während Regressionen abgelagert.

Aus den Lunzer Schichten ist von Blatt Grünau eine schlecht erhaltene karnische Sporenflora erhalten – korrelierende multistratigrafische Studien mit einem sequenzstratigrafischen Modell grenzen die Zeitspanne mit dem oberen Julium („Mittleres Karnium“) ein.

Reichraming-Decke (Bajuvarisches Deckensystem)

Trias

Lunzer Schichten: Tonmergel, Schluffsteine und Sandsteine;

Kalke und Dolomite

Julium (unteres Karnium)

Im Kartiergebiet sind die gemischt terrigen-klastisch-marinen Sedimente des Karniums mit der mergelig-sandigen Spezialfazies der Lunzer Schichten und den nachfolgend abgelagerten kalkigen „Nordalpinen Raibler Schichten“ im Bereich des Tirolikums ausschließlich im Areal des Steinbruches Micheldorf vertreten.

Die lithologischen Eigenschaften sowohl der Tone, Mergel und Kalke sind ganz ähnlich als zuvor beschrieben. Insgesamt kann den tonig-mergeligen Abschnitten ein makroskopisch erkennbarer erhöhter Detritusanteil in Form von Hellglimmer zugesprochen werden. Die zwischengeschalteten Kalksandsteinbänke sind etwas mächtiger als im Steinbruch Steyr링.

Der Steinbruch Micheldorf erschloss bei der Geländeaufnahme im Winter 2014 über alle Abbauebenen maximal drei Wechselfolgen von Ton- und Mergel sowie Kalkstein- und Kalkdolomit-Paketen. Diese konturieren eine zunächst E–W streichende Lokalsynklinale, deren Achse in weiterer Folge scharf nach Norden gegen den Sportplatz von Eisbach umbiegt.

Opponitz-Formation

Tuvalium (oberes Karnium)

Über der obersten Tonfolge der Lunzer Schichten folgt der bedeutend mächtigere Sedimentstapel aus dünn- bis mittelbankigen Kalkdolomiten und dolomitischen Rauwacken der Opponitz-Formation. Die Schichtfolgen werden zum einen im Areal um den Steinbruch Micheldorf gut erschlossen und lassen sich mit wenigen, stark überwucherten Aufschlüssen bzw. Lesesteinen bis in den Bereich „In der Krems“ nach Westen verfolgen. Zum anderen treten sie im Pertlgraben südlich des Dorfer Berges zutage.

Aussagen über die Gesamtmächtigkeiten sind aufgrund des verfalteten Vorkommens im Steinbruch Micheldorf schwierig, dürften jedoch mit ca. 50 bis 70 m abgeschätzt werden.

Die Abfolge der Opponitz-Formation beginnt über den Tönen der Lunzer Schichten im Steinbruch Micheldorf mit einer leuchtend orangefarbenen, nur wenige Dezimeter mächtigen Rauwacken-Lage. Da deren Poren – oft mehrere Millimeter im Durchmesser – bisweilen kubische Hohlformen mit scharfen Kanten ausbilden, kann davon ausgegangen werden, dass es sich zumindest teilweise um Hohlräume von aufgelösten Steinsalzkristallen handelt.

Über der orangefarbenen „Grenz-Rauwacke“ setzen mit scharfer Grenze dünnbankige, im Steinbruch Micheldorf bröselige, da stark verwitterte und vermutlich teilweise tektonisierte Dolomitkalke von beigebrauner bis hellgraubrauner Verwitterungsfarbe ein, die nur schwach mit verdünnter Salzsäure reagieren. Zum Hangenden wird die Bankung allmählich dicker und nähert sich vom Habitus immer mehr dem hangenden Hauptdolomit an.

Im Pertlgraben tritt der obere, lithologisch dem Hauptdolomit nahestehende Abschnitt der Opponitz-Formation zutage – direkt an der Grenze des Kartiergebietes dürften geringmächtige dunkle Tone bereits den unterlagernden Lunzer Schichten zuzuordnen sein. Caliche-ähnliche dünnbankige Abfolgen, wie oben im Steinbruch Micheldorf beschrieben, wurden nicht beobachtet.

Die für die östlichen Nördlichen Kalkalpen typische Opponitz-Formation lässt sich gegen Westen hin mit dem mächtigen dritten Kalkzyklus der Nordalpinen Raibler Schichten korrelieren und indiziert damit tualisches Alter. Der Ablagerungsraum der Opponitzer Kalke und Dolomite dürfte jedoch in wesentlich ariderem Klima gelegen haben, da sich zumindest bankweise Anzeichen ausgeprägter Evaporation bis hin zur Steinsalzbildung (s.o.!) zeigen. Auch die ausgesprochen dünnbankige Abfolge von Kalkdolomiten des Steinbruches Micheldorf erinnert an die Bildung von Caliche-Krusten im Randbereich hypersaliner Lagunen.

Hauptdolomit

Tuvalium (oberes Karnium) bis Alaunium (mittleres Norium)

Der Hauptdolomit ist im Kartiergebiet die dominierende Lithologie der Reichraming-Decke. Seine weitspannige, parallel zur Überschiebung durch die Staufen-Höllengebirge-Decke verlaufende, WSW–ENE streichende Verfaltung („Schönberg-Antiklinale“, siehe Kapitel „Tektonik – Reichraming-Decke“) wird durch das Vorkommen jüngerer Lithologien (Platten- und Dachsteinkalk bis jurassische Bunte Kalke) konturiert – im Gelände ist diese innerhalb des Hauptdolomits aufgrund undeutlicher Bankung oft kaum nachzuvollziehen. Aus diesem Grund sind auch hier Abschätzungen über die erhaltene Maximalmächtigkeit schwierig – auf dem Kartengebiet dürften sich die maximalen Werte bei ca. 1.000 m bewegen.

Der Hauptdolomit liegt innerhalb der Reichraming-Decke im Kartiergebiet als hellgrauer bis milchig-bräunlicher, teilweise auch weißlicher feinkörniger Dolomikrit bis Dolo-Pseudomikrit vor. Er tritt teilweise gut gebankt wie am Fahrweg zum Schönberg („Klauser Graben“), teilweise aber auch undeutlich geschichtet bis massig in Erscheinung wie am Kienberg oberhalb Schön. Künstliche Aufschlüsse finden sich entlang der Forstwege, die Kienberg und Schönberg erschließen, natürliche Aufschlüsse schwerpunktmäßig im teilweise schwer zugänglichen Graben zwischen Gröbnersattel und Klaus an der Pyhrnbahn.

In gebankter Fazies sind die Schichtflächen meist eben bis leicht wellig. Aufgrund oftmals engständiger Klüftung zerfällt die Formation in typisch rhombisch-kantige, cm-große Fragmente. Makroskopisch sind die Dolomite taub bis sehr fossilarm – im Zuge der Kartierarbeiten konnten keine Makrofossilien beobachtet werden.

Aufgrund lithologischer Gleichförmigkeit und teilweise mangelnder Aufschlussbedingungen lässt sich der Hauptdolomit innerhalb der Reichraming-Decke kaum bis nur unzureichend untergliedern. Lithologische Marker wie ausgesprochen bituminöse, dunkle Kalke mit einem generell hohen organischen Anteil – üblicherweise typisch im Unteren Hauptdolomit – wurden zwar teilweise beobachtet, aber da diese nicht konsistent auszukartieren waren, wurde auf eine weiterreichende Untergliederung verzichtet. Typische Faziesmerkmale des Hauptdolomits, wie Loferi-

te des Mittleren und Oberen Hauptdolomits, treten ebenfalls nur punktuell auf. Einzelne Dolomitbänke zeigen Loferit-Mikrogefüge wie

- langgezogene, kalziterfüllte Hohlräume (Stromataktis),
- granularer feiner Karbonatschlamm [(Pel)Mikrite],
- aufgearbeitete kleine Plättchen aus vorverfestigtem Karbonatschlamm (Mud-Chips),
- wahrscheinlich in Strandnähe gebildete kleine kugelige Konkretionen (Pisoide),
- spindelförmige Porenräume, die nachträglich mit grobem Kalzit auskristallisiert wurden (sparitisch gefüllte „birdseyes“) sowie
- reliktsch erhaltene „Geister-Strukturen“ von Algenmaten und Micromounds („Mikro-Riffe“).

Die im Hauptdolomit vorkommenden Lithotypen sprechen für einen Ablagerungsraum im flachen Intertidal – ähnlich einem rezenten Wattenmeer. Geprägt wurde die Schichtenfolge vor allem durch periodische Meeresspiegelschwankungen, die durch das gesamte Norium hindurch auftraten. So vertreten massige Bereiche eher das Subtidal, die zuvor erwähnten Loferite mit Stromataktis, (Pel)Mikriten, Mud-Chips, Pisoiden und sparitisch gefüllten „birdseyes“ hingegen das Supratidal der Spritzwasserzone.

Da biostratigrafische Methoden mit Conodonten und Ammoniten im fossilarmen Hauptdolomit versagen, bleibt nur eine sequenz- und lithostratigrafische Korrelation mit datierbaren Bereichen, sowohl im Liegenden als auch im Hangenden. Die Obergrenze der Raibl-Formation – und damit gleichzeitig die Basis des Hauptdolomits – konnte sequenzstratigrafisch mit dem obersten Karnium datiert werden. Das Top des Hauptdolomits liegt am Übergang Alaunium/Sevatium und wird durch biostratigrafische Daten aus den Hauptdolomit-Intraplattform-Sedimenten der Seefeldler Schichten Tirols gestützt.

Plattenkalk und Dachsteinkalk

Alaunium bis Sevatium (oberes Norium)

Direkt im Hangenden von Hauptdolomit treten am Nord-schenkel der Klauser Synklinale (siehe Kapitel „Tektonik – Reichraming-Decke“) dünnbankige Platten- und mittel- bis dickbankige Dachsteinkalke auf. Da es sich beim Übergang vom Hauptdolomit zu den Kalken um keinen kontinuierlichen, sondern um einen diachronen, faziellen Lithologie-Wechsel handelt, sind die Vorkommen sehr lokal und keilen – rein sedimentär, nicht tektonisch induziert! – rasch aus.

Aufgrund der rasch wechselnden faziellen Übergänge sind Aussagen über die Maximaldicke der Kalke schwierig – sie dürfte im Bereich der Klauser Synklinale bei ca. 50 m liegen.

Entlang eines größtenteils verwachsenen Jagdsteiges von Klaus zur Jagdhütte unterhalb des Fahrweges zum Gröbnersattel sind oberhalb des „Klauser Grabens“ typische dünnbankige Plattenkalke mit einer durch Mikrokarst im mm- und cm-Bereich zerfurchten Oberfläche („Elefantenhaut-Verwitterung“) zu beobachten. Eher mittelbankige und deswegen dem Dachsteinkalk-Typ zugerechnete Kal-

ke als Fortsetzung der Klauser Synklinale nach Osten sind am ehemaligen Forstweg oberhalb Schloss Klaus nach Norden hin erschlossen (teilweise stark verwachsen). Es handelt sich in beiden Fällen um hellgraue, muschelartig brechende und scherbilig verwitternde, fossilführende Mikrite mit sparitverheilten Klüften. Teilweise kann bankintern eine stromatolithische Lamination wie im Hauptdolomit auftreten. Grundsätzliche Unterscheidungskriterien zu Letzterem sind einerseits der Kalkgehalt sowie die sichtbare Reaktion mit verdünnter Salzsäure, andererseits die hellere Gesteinsfarbe, eine deutlichere Bankung und markant erhöhter Fossilgehalt.

Da die Bankdicke kleinräumig zwischen dünn- und dickbankig wechseln kann, wurden hier wie auf Nachbarblatt Grünau im Almtal „Plattenkalk“ und „Dachsteinkalk“ zu einer lithologischen Kartiereinheit zusammengefasst. Der Ablagerungsraum dürfte im Gegensatz zum lagunär gebildeten Hauptdolomit in einem etwas tieferen Beckenareal gelegen haben – das rasche Auskeilen bzw. die Diskontinuität der Kalk-Vorkommen spricht für ein relativ stark zergliedertes submarines Relief in diesem Bereich der Reichraming-Decke.

Zeitlich gesehen dürfte die Ablagerung der Kalksequenzen im oberen Bereich der Hauptdolomit-Sedimentation zu suchen sein bzw. leicht über diese hinauszugehen – so ist aus sequenzstratigrafischen Überlegungen mit einer Ablagerungszeit von oberem Alaiunium bis unteres Sevatium (oberes Norium) auszugehen.

Kössen-Formation

Rhätium

Wie die Platten- und Dachsteinkalke im Liegenden, konturieren auch Kalke der Kössen-Formation die Schenkel der Klauser Synklinale. Kössener Kalke stehen südlich der Schedlbaueralm in einem interessanten Aufschluss an, wo sie lateral und vertikal schnell mit „Oberrhätalken“ verzahnen und von schlecht erschlossenen jurassischen Rotkalken überlagert werden. Weitere Vorkommen bestehen an den die Klauser Synklinale durchschneidenden Forstwegen weiter östlich sowie an der Jagdhütte oberhalb des Klauser Grabens. Auch nahe Schloss Klaus sowie auf der anderen Seite des Klauser Sees – bereits im Sengsengebirge unterhalb des Dorfer Berges – konnten Kalke der Kössen-Formation kartiert werden.

Die Maximalmächtigkeit der Kössen-Formation beträgt ca. 50 bis 100 m – die große Schwankung dürfte sich aus ihrer lateralen Verzahnung mit „Oberrhätalken“ erklären.

Im Vergleich zum Plattenkalk zeigt die Kössen-Formation einen deutlich höheren Mergelanteil, was sich in durchwegs dunkleren Gesteinsfärbungen äußert. Die Abfolge kann als Wechsellagerung von a) dm-gebankten, grauen bis dunkelgrauen, lokal bläulich- bis bräunlichgrauen bituminösen, mikritischen Kalken inklusive sparitverheilten Klüften, b) fossilreichen bioklastischen Kalken (vorwiegend Lumachellen-Schilllagen aus Muschelschalen-Bruch), und c) cm-mächtigen blaugrauen, Karbonat führenden Mergelagen charakterisiert werden. Im Gelände zeigt die Kössen-Formation in der Regel eine erdig-mürbe und teilweise tiefgründige Verwitterung mit auffallend rostbraunen bis ockergelben Farben. Ein weiterer, im Gelände gut erkennbarer Unterschied zum liegenden Plattenkalk sind wulsti-

ge und unruhige, oft „zerfressen“ wirkende Schichtflächen mit sekundär gebildeten, hellbeigefarbenen Dolomitisationshöfen.

Faziell repräsentiert die Kössen-Formation aufgrund ihrer engräumig verzahnten lithologischen Vielfalt verschiedene, vom Subtidal bis in das Intertidal reichende Ablagerungsräume mit unterschiedlicher Wasserenergetik. Die basale Kössen-Formation wurde wohl in einer subtidalen Wassertiefe von 80 bis 150 m eines zum Ozean hin offenen Intraplattformbeckens abgelagert. Nach oben hin zeigt die Zunahme an hochenergetischen Karbonatsanden und/oder Fossil-Lumachellen deutlich verringerte Wassertiefen an. Aus den im Kartiergebiet gut nachvollziehbaren mehrfachen faziellen Übergängen der Kössen-Formation zu den „Oberrhätalken“ ergibt sich eine laterale Verzahnung von Beckensedimenten zu riffogenen Kalken.

Die reiche Fossilführung der Kössen-Formation in den Nördlichen Kalkalpen mit einigen Ammoniten und Conodonten macht eine biostratigrafische Datierung möglich. Man fand in der obersten Kössen-Formation am Nordhang des Scheibelberges nahe der Steinplatte (Tirol) den Ammonit *Choristoceras marshi* und den Conodont *Misikella posthernsteini*, welche beide in das obere Rhätium datieren. Letzteren fand auch LEOPOLD KRYSSTYN (mündliche Mitteilung, 2005) im Bereich der Kammerköralm unterhalb der Steinplatte. Biostratigrafisch aussagekräftige Fossilien wurden im Zuge der Kartierarbeiten nicht gefunden.

„Oberrhätalk“

Rhätium

Während sich östlich des Klauser Sees der „Oberrhätalk“ als jüngste erschlossene triassische Einheit des Kartiergebietes faziell aus den Kalken der Kössen-Formation entwickelt, lagert er westlich des Stausees (nördlich des Gröbnersattels) als massiger, heller, oft wandbildender Kalkstein direkt auf Hauptdolomit. Aufgrund der größeren Härte gegenüber dem Liegenden und Hangenden ist der „Oberrhätalk“ entsprechend weniger erosionsanfällig und konturiert mit herauspräparierten Rippen die Klauser Synklinale in besonderer Weise. Sehr gut erschlossen steht er beispielsweise südlich der Schedlbaueralm und am Fahrweg zum Gröbnersattel an; auch unweit des Schlosses Klaus kann er relativ einfach auf Forstwegen erreicht werden. Östlich des Klauser Stausees bildet der „Oberrhätalk“ aufgrund seines flacheren Einfallswinkels auf beiden Muldenschenkeln keine Wandstufen mehr, kann allerdings aufgrund seiner leuchtend hellgrauen bis weißlichen Verwitterungsfarbe gegenüber dem Liegenden und Hangenden sehr gut auskartiert werden.

Die durchwegs massigen bis allenfalls sehr undeutlich gebankten Kalke zeigen lateral rasch wechselnde lithologische Eigenheiten wie sich wiederholende Abfolgen detritärer und brekzierter Lagen. Dass synsedimentär angelegte Spalten mit tiefjurassischen Rotkalken gefüllt wurden, zeigen zahlreiche Lesesteine am Steig vom Pertlgraben zum Dorfer Berg, aber auch das Anstehende am Fahrweg von der Schedlbaueralm zum Gröbner Sattel.

In-situ-Riffbildner, wie Korallen und Kalkalgen, wurden nicht gefunden. Faziell betrachtet zeigen die „Oberrhätalk“ im Kartiergebiet dennoch eine riffogene Sedimentationsgeschichte – sie verzahnen als Vorriff-Schuttkalke

lateral mit den Intraplattform-Beckensedimenten der Kössen-Formation und lassen sich demnach sequenzstratigrafisch in das (obere) Rhätium datieren.

Jura

Bunte Jurakalke i. A.: Hornsteinkalk, Crinoidenspatkalk, roter Knollenkalk (teilweise als tektonische Melange)

unterer und mittlerer Jura

Über Kalken der Kössen-Formation und/oder den „Oberrhätalken“ folgen in den Kernbereichen der Klauser Synklinale beidseits des Klauser Stausees bunte Jurakalke. Diese sind dort südlich der Schedlbauer Alm teilweise nochmals eingefaltet, unterhalb des Dorfer Berges durch einige SW-NE verlaufende lokale Seitenverschiebungen gegeneinander versetzt. Als wichtigste Lithologien wären rote Bankkalke und Mergelkalke sowie graue, rötliche bis rötlich-grüne Crinoidenspatkalk („Hierlatzkalk“) zu nennen. Diese lassen oft starke Mächtigkeitsschwankungen von wenigen Dezimetern in „Oberrhätalk“-Spalten bis hin zu etwa 30 m am Grat nördlich des Gröbnersattels erkennen. Insbesondere die mergelreichen Rotkalken als relativ inkompetente Lithologie fungierten bei der mit der Überschiebung der Staufen-Höllengebirge-Decke als Schwächezone in den Großfalten: so sind sowohl der Nordschenkel westlich und der Südschenkel der Klauser Synklinale östlich der Jagdhütte Klaus durchgeschert.

Die roten Bankkalke mit zwischengeschalteten Mergeln (= Adnet-Formation i.w.S.) zeigen ein nodulares, durch unterschiedlich orientierte Drucklösungssäume gebildetes Gefüge mit zahlreichen Pseudoklasten und sind am Beginn des Fahrweges zum Gröbner Sattel gut erschlossen. Sie gehen in weiterer Folge rasch in deutlich härtere, rote bis violettrote Crinoidenspatkalken mit einem hohen Rekristallisationsgrad über (anstehend etwa knapp westlich von Schloss Klaus).

Das Alter der Bunten Jurakalke kann mit dem unteren und mittleren Jura aufgrund fehlender biostratigrafischer Marker und der Lage zwischen „Oberrhätalk“ und Ammergau-Formation nur gemutmaßt werden. Die stratigrafisch eigentlich dem unteren Jura zugehörige Beckenfazies der Allgäu-Formation scheint in den oberösterreichischen Voralpen aus faziellen Gründen zur Gänze zu fehlen. Das Gebiet um Micheldorf und Steyrling sollte sich demnach auf einer Schwellenregion befunden haben, wofür auch die Anlage von unmittelbar zuvor abgelagerten, riffogenen „Oberrhätalken“ spricht.

Ammergau-Formation

Oberer Jura bis ?Unterkreide

Die Ammergau-Formation bildet den Kern der Klauser Synklinale und die jüngsten im Kartiergebiet erschlossenen kalkalpinen Schichtfolgen. In den meistens stark verfalteten, intern verquetschten und zerwürgten Mergelkalken konnte in den Grenzen des Kartiergebietes keine lithologische Abfolge festgestellt werden – etwaig vorhandene Anteile der tiefkretazischen Schrambach-Formation sind nicht komplett auszuschließen, lassen sich aber aufgrund ihrer kleinräumigen Vorkommen im Kartenmaßstab nicht darstellen und wurden deswegen der Ammergau-Formation zugerechnet.

Großflächigere Vorkommen befinden sich unmittelbar westlich der Jagdhütte Klaus, erschlossen durch kurvenreiche Fahr- und Forstwege. Die Ammergau-Formation setzt sich dort vorwiegend aus dünn- bis maximal mittelbankigen, stark verfalteten grauen Kalken und Mergelkalken zusammen. Häufig durchziehen das Gestein bis 1 cm dicke, spärlichverheilte Klüfte ähnlich einem Spinnennetz. Teilweise lassen sich wenigstens zwei Generationen von isopachen Zementen beobachten, die die Klüfte ausfüllen. Gegen das Hangende – sofern sichtbar – ist eine Zunahme von Mergeln zu beobachten – teilweise können kleine Bioturbationsflecken beobachtet werden.

Quartär

Pleistozän

Nur wenige der im Untersuchungsgebiet kartierten quartären Ablagerungen lassen sich gesichert dem Pleistozän zuordnen: würmeiszeitlichen Alters sind Lokalmoränenreste knapp östlich der Schedlbaueralm, die zu den im Nordkar des Kremsmauer-Massivs gelegenen kleinen Lokalgletschern gehören.

Ältere glazigene Ablagerungen, beispielsweise solche der Reißvereisung, konnten im Anstehenden nicht direkt gefunden werden. Die terrassenähnliche Hochfläche südöstlich von Steyrling am orografisch rechten Hang der Steyrling wurde als reißzeitlicher Hochterrassenrest interpretiert. Weitere reißzeitliche Hochterrassenreste bestehen im nördlichen Bereich des Untersuchungsgebietes rund um den Kienberg (Oberer Wienerweg, Schön) sowie südwestlich des Kreuzbichlgutes auf der anderen Talseite.

Hochterrasse

Riß

Undeutliche Reste der reißzeitlichen Hochterrasse bestehen vor allem rund um den Westhang des Kienberges vom Oberen Wienerweg bis nach Schön und weiter ostwärts bis zur Steyr. Die einstmals wohl wesentlich deutlicher ausgeprägten Terrassenkörper sind größtenteils verwittert und lassen sich lediglich morphologisch mit Hilfe des digitalen Geländemodells abgrenzen. Direkte Aufschlüsse wurden nicht gefunden.

Eine terrassenartige Ebene nahe einem aufgelassenen Gehöft südöstlich von Steyrling ca. 40 m über Vorfluter-Niveau wurde als Hochterrassenrest interpretiert – allerdings auch hier ohne das Vorhandensein des unmittelbar Anstehenden.

Lokalmoräne

Würm

Kleinräumige Moränenreste konnten lediglich unmittelbar östlich der Schedlbaueralm kartiert werden (s.o.). Aufgrund morphologischer Hinweise auf Seitenmoränen an der Schedlbaueralm knapp westlich des Kartiergebietes (Gebiet Kremsmauer), kann davon ausgegangen werden, dass ein kleiner Kargletscher aus dem Bereich zwischen Kremsmauer und Jausenkogel nach Nordosten abfloss und seine nördliche Begrenzung wohl in der heutigen Position der Schedlbaueralm lag.

Die nur schlecht erschlossenen Moränenreste sind als heterogene Kiese in schluffig-sandiger Matrix anzusprechen. Aufgrund ihrer wasserstauenden Wirkung begünstigen sie

die Anlage lokaler Vernässungszonen. Im unmittelbaren Umfeld der Vorkommen können gehäuft gerundete Komponenten als Streu im Wald gefunden werden, die eindeutig keinen Hangschutt darstellen und vermutlich von erodierten, ehemals großflächigeren Moränenvorkommen stammen dürften. Die Mächtigkeit der Ablagerungen ist gering und liegt östlich der Schedlbaueralm zwischen 1 und 3 m.

Niederterrasse

Würm

Im Gegensatz zur fraglichen rißeiszeitlichen Hochterrasse südöstlich Steyrling und der rudimentär erhaltenen Hochterrasse am westlichen Kienberg ist der in den Tälern von Steyrling und Steyr bis ca. 10 m über aktuellem Vorfluter-Niveau reichende Terrassenkörper mit scharf erodierter Kante weitgehend zusammenhängend und gut erhalten. Die Niederterrassen-Sedimente sind durch natürliche Aufschlüsse entlang der Steyrling zwischen Steyrling und Bahnhof Steyrling sowie entlang des durch den Klausener Stausee gefluteten einstigen Cañon südlich von Klaus vielerorts direkt erschlossen und auch in einigen noch in Abbau stehenden Schottergruben südlich und nördlich von Klaus erkundbar. Es handelt sich durchwegs um verfestigte, schlecht sortierte Schotter und Kiese mit weitgehend angerundeten bis gerundeten, kalkalpinen Geröllen. Die oft von weitem erkennbare, bei näherer Betrachtung jedoch undeutliche Schichtung wird durch Korngrößenunterschiede einzelner gradierter Lagen sowie aus Linsen von Sand- bis Steinfraktion gebildet. Insbesondere letztere können oft mehrere Zehner- bis im Extremfall wenige hundert Meter verfolgt werden, keilen jedoch stets aus. Die Gesamtmächtigkeit beträgt im Bereich der Steyrling ca. 10 m (nahe des alten Kraftwerkes Steyrling kann noch der Kontakt zum unterlagernden Wettersteindolomit beobachtet werden), im Bereich des Klausener Stausees und nördlich von Klaus betragen die Maximalmächtigkeiten etwa 40 m.

Faziell handelt es sich bei den Niederterrassenschottern um glazigene Ablagerungen mehrerer im Vorfeld des würmzeitlichen Gletscherströme abgelagerten, die ganze Talbreite ausfüllenden „Braided-River“-Systeme mit rasch wechselnden Ablagerungsbedingungen und temporären Flussläufen. Die Niederterrasse in Steyrling wurde vom gleichnamigen Gletscher gespeist, jene des Klausener Tales vom Warscheneck- und Prielgletscher.

Holozän

Schuttkegel

Holozän

Holozäne Schuttkegel sind ein immer wieder auftretendes Morphologie-Merkmal des Kartiergebietes. Beidseits des Kammes Jausenkogel–Brennet bestehen größere, aus den darüber aufragenden Wettersteinkalken gespeiste Schuttkegel, von denen die größten 500 m und mehr Länge erreichen können. Aufgrund dieser Dimension dürfte sich ihre maximale Mächtigkeit im Bereich von maximal 15 bis 20 m bewegen. Sie setzen sich ausschließlich aus unsortiertem und nicht bis allenfalls leicht kantengerundetem Lokalmaterial zusammen (Südwestseite Brennet: Wettersteinkalk; Nordostseite Brennet: Wettersteinkalk und untergeordnet Hauptdolomit).

Die Südseite des Kienberges trägt in Talnähe mehrere mittelgroße Schuttkegel, die am Ende seicht eingeschnittener Querrinnen liegen. Ähnliche Situationen bestehen an der Nordseite des Dorfer Berges im westlichen Sengsengebirge.

Hangschutt, Hangschutt blockreich

Holozän

Die Akkumulation von Schuttmassen ist an den Nord- und Südflanken des Kremsmauer-Massivs (Kamm Jausenkogel bis Brennet) vor allem in Gebieten mit dem Hauptdolomit als Lieferant stark ausgeprägt. Teilweise ist eine deutliche Gradierung von feineren zu gröberen Bereichen mit Blockschutt (mit ca. 50 % Komponentendurchmessern von mehr als 1 m) vom Wandfuß bis zur Karbasis zu beobachten – teilweise sehr mächtig und als neuzeitliche Talusbrekzie teilweise verfestigt.

Die Lithologie der beispielweise im Steinbruch Steyrling bis maximal 25 m mächtigen Schuttfelder wird durch das Anstehende unmittelbar beeinflusst, das Korngrößenspektrum und der Habitus der Schuttbestandteile wiederum von den rheologischen Eigenschaften der betreffenden Lithologie. So neigen beispielsweise Wettersteinkalk, Platten- und Dachsteinkalk und bedingt auch „Oberhätalk“ zu tafeligem bis grobblockigem Schutt, die dünnbankigeren Kalke der Kössen- und Ammergau-Formation sowie tektonisch unbeeinflusster Hauptdolomit eher zu kleinstückigem Detritus.

Felssturz

Holozän

Lediglich östlich der Schedlbaueralm wird eine Felssturzmasse angeschnitten. Wie der Hangschutt und Schuttkegel wird die anzutreffende Lithologie im Wesentlichen durch das unmittelbare Einzugsgebiet bestimmt – die Komponenten sind nur ungleich größer – maximale Abmessungen einiger Blöcke gehen bis ca. 7 m Kantenlänge. Die geschätzten Mächtigkeiten liegen bei maximal 10 m.

Rutschungen

Holozän

Im Untersuchungsraum konnte nahe Seiteben an der Südflanke des Steyrlinger Kalkwerkes eine Rutschung auskartiert werden, deren Basis vermutlich mehrere Zehnermeter tief in den Untergrund reicht. Auslöser in diesem Fall ist die nahezu hangparallel einfallende Schichtung (205/45), die durch eine orthogonal zur s_0 -Fläche stehenden dominanten Klüftung in regelmäßigen Abständen geschwächt wird. Im Gelände wird das Hangzergleiten durch ein abgetrepptes, unruhiges Relief deutlich – die Ausmaße der Rutschung lassen sich jedoch lediglich im DGM gut flächig fassen.

Eine weitere größere Rutschung ist – vermutlich als Mehrfacheignis – aus dem großen Graben südlich oberhalb Kefer (Ortsteil von Steyrling) abgegangen. Im dichten und bereichsweise unzugänglichen Wald lassen sich keine Aufschlüsse des Anstehenden finden, sodass man davon ausgehen darf, dass es sich um eine tiefreichende Schürfmasse handelt. Einzelne Stauchwälle bzw. wenigstens drei voneinander unterscheidbare Rutschloben lassen sich auf dem digitalen Geländemodell gut voneinander abgrenzen.

Schuttstrom, Murschutt

Holozän

Von den Wetterstein- und „Oberhätalken“ als den härtesten Lithologien des Kartiergebietes gehen diverse Muren und/oder Schuttströme jüngerer Alters aus, die meistens aber nur mehrere hundert Meter weit talwärts vorgreifen. Diese finden sich zu beiden Seiten des Massivs Jausenkogel-Brennet. Einige der Muren sind aktuellen Datums und zeigen frische, noch nicht flechtenbewachsene Gesteinsmassen.

Die Mächtigkeit der Schuttströme liegt wahrscheinlich im Bereich von 10 m. Sie bestehen entsprechend ihres Liefergebietes aus ungerundeten Komponenten unterschiedlichster Größe (Sand- bis Block-Fraktion).

Talfüllung, Bachschotter, Schwemmfächer

Holozän

Vor allem der Talboden knapp östlich der Ortschaft Steyr-ling zeigt ausgeprägte neuzeitliche, polygenetische Talfüllungen in Form von Bachschottern, überwachsenen braided river-Ablagerungen und Abschwemm-Massen von den umliegenden Berghängen. Das Potenzial allgemein für Bildung von weitläufigen Auenböden ist gering, die Gebirgsbäche transportieren vor allem während der Schneeschmelze und nach stärkeren Niederschlagsereignissen zu schnell Material in das Alpenvorland. Kleinere Talfüllungen bestehen westlich von Schön sowie westlich Hiendreith und Kohlnhub. Die Mächtigkeit der Talfüllung ist nur abzuschätzen, dürfte aber im Steyringer Talkessel und nahe Klaus bis zu 10 m betragen.

Typische Schwemmfächer durch perennierende Gewässer finden sich nur sporadisch, etwa unmittelbar südlich des Schlosses Klaus an der Flankenbasis des Brennet gegen den Klausner See. Seine Front grenzt auf würmzeitliche Niederterrassenschotter.

Die Zusammensetzung der Ablagerungen ist einerseits von den lithologischen Gegebenheiten des Einzugsgebietes, andererseits von der Oberflächenmorphologie und der Transportkraft des Wassers abhängig. Demzufolge differieren die Ablagerungen von Kiesen zu allenfalls lokalen Feinsanden – vor allem aus Liefergebieten mit dem Hauptdolomit als wesentliche Lithologie.

Abschwemmmassen, Solifluktionsschutt

Holozän

An der Westflanke des Dorfer Berges existieren deutliche Verebnungszonen mit ca. 1 bis 2 m mächtigen orangebraunen bis dunkelockerfarbenen lehmigen Böden, die auf dem Anstehenden liegen und insbesondere durch Weganschnitte einsehbar werden. Vielfach erinnert die Anlage und Struktur – vor allem im digitalen Geländemodell – an typische Moränenvorkommen, jedoch mit dem Unterschied, dass die für Moränensedimente typischen gerundeten und angerundeten Gerölle (auch teilweise ortsfremder Lithologien) fehlen und gemäß den bisherigen Kenntnissen kleine Lokalglatscher in diesen Bereichen nicht vorkamen. Aus diesem Grund wurden die Vorkommen mit o.g. Begriff gewählt, da es sich vermutlich um ausgeschwemmte Residualsedimente etwas mergelreicheren Hauptdolomits sowie der Kössen-Formation handeln dürfte, die im flacheren

Gelände durch Bäche oder Muren nicht in das Tal transportiert wurden, sondern sich im Laufe der Zeit in Senken oberhalb angesammelt haben.

Erosionskanten

Holozän

Erosionskanten zeichnen die bis heute währende Landschaftsgestaltung nach und sind natürlich vorwiegend in Lockergesteinen zu finden, aber auch in verwitterungsanfälligen Lithologien wie mürb-brüchigem und teilweise tektonisch brekziierten Hauptdolomit. Sehr deutliche Erosionskanten verlaufen nahe der Grenzen von würmzeitlicher Niederterrasse zur rezenten polygenetischen Talfüllung (etwa im Steyringer Tal) sowie am gefluteten Klausner Cañon.

Anschüttungen, anthropogen verändertes Material

Industriezeitalter

Anthropogen verändertes Gebiet findet sich lediglich im Bereich kleinerer Ortschaften sowie schwerpunktmäßig entlang der Hauptverkehrsachse durch das Tal der Steyr (Bahn- und Straßendämme entlang der Bahnlinie und Bundesstraße). Größerflächige Anschüttungen bestehen auch in den Schottergruben sowie in den beiden großen Steinbrüchen des Untersuchungsraumes.

Tektonik

Staufen-Höllengebirge-Decke

Die durch die Überschiebung der Staufen-Höllengebirge-Decke auf die Reichraming-Decke entstandene compressive Struktur in Form einer lokalen Muldenstruktur („Kaltau-Synklinale“) lässt sich im westlichsten Teil des Untersuchungsraumes bis knapp westlich des Brennet verfolgen und wird – verborgen unter mächtigen Hangschuttfeldern – vermutlich von einer Großstörung mit (lediglich vermuteter) dextralen Versatzkomponente abgeschnitten. Der weiter südöstlich zutage tretende Dolomit wurde – entgegen älteren Kartenwerken – nicht als Hauptdolomit, sondern als Wettersteindolomit kartiert. Gründe hierfür sind die deutlich hellere Gesteinsfärbung, der gegenüber dem Hauptdolomit stets erhöhte Kalkgehalt (mäßige Reaktion mit verdünnter Salzsäure) und der Gesteinshabitus, der dem Wettersteinkalk ähnlicher scheint. Gegen Südosten nimmt die Ausbissbreite des Wettersteindolomits deutlich zu – seine Nordostgrenze verläuft und bedingt das südliche Ende des Kalksteinbruches Steyr-ling (und macht eine südwärtige Expansion nach Meinung der Werksleitung aufgrund hoher Magnesiumgehalte unrentabel).

Reichraming-Decke

Die Überschiebung der Reichraming-Decke durch die Staufen-Höllengebirge-Decke resultierte in der Anlage eines komplexen, unter der Nordwand des Gebirgsmassivs Falkenmauer-Kremsmauer-Jausenkogel-Brennet ostwärts verfolgbarer Mulde-Sattel-Systems – die „Kremsmauer-Synklinale“ im Süden, die „Kaibling-Antiklinale“ im Norden. Während letztere durch eine südwestgerichtete Überschiebung im Bereich des Wassergrabens unter der Kremsmauer tektonisch amputiert wird, lässt

sich die Kremsmauer-Synklinale zwanglos südostwärts in der „Klauser Synklinale“ wiederfinden. Diese wird zwar im Bereich der Schedlbaueralm größtenteils von Hangschutt und Lokalmoränen-Lockergesteinen überdeckt, die Muldenstruktur erscheint jedoch von der Nordflanke des Jausenkogels ostwärts wieder deutlicher. Dort sind sowohl Süd- als auch Nordschenkel durch kompressive Überschiebungen teilweise durchschert: Zunächst wurde im mäßig steil südwärts einfallenden Nordschenkel oberjurassische Ammergau-Formation durch Kössen-Formation überschoben – nur in einem kleinen Bereich lässt sich die als „Schmiermittel“ fungierende tiefjurassische, mergelreiche Melange („Bunte Jurakalke“) noch relikthhaft kartieren. In diesem Bereich hat wohl eine flexurelle Absenkung der Muldenachse die oberjurassische Ammergau-Formation erhalten. Während am Nordschenkel in weiterer Folge ostwärts die sedimentäre Abfolge von Hauptdolomit über Plattenkalk zu Kössen-Formation und bunten Jurakalken wieder vollständig erscheint, ist nun der teilweise beinahe saiger stehende, bereichsweise auch überkippte Südschenkel tektonisch amputiert: hier wurde in einer offenbar nordwärts überschobenen Doppelmulde die mergelreiche Ammergau-Formation von „Oberrhätalk“ überschoben. Abermals geschieht die Durchscherung an den relativ inkompetenten, da lithologisch sehr vielfältigen und mergelreichen Bunten Jurakalken. Die südgerichtete Überschiebung des Südschenkels lässt sich bis zum Klauser See verfolgen. Dort wird sie vermutlich von einer größeren Störungszone mit dextraler Schrägaufschiebungskomponente begrenzt, die für die Anlage des Klauser Tales verantwortlich sein dürfte. Folglich wird im westlichen Sengsengebirge unter dem Dorfer Berg der Muldenkern etwas nach Süden versetzt und herausgehoben, so dass dort lediglich ein schmales Band subanstehender Bunter Jurakalke – offenbar ausschließlich tiefstjurassische Rotkalke und etwas ostwärts zumindest relikthhaft rote Spatkalke („Hierlatzkalke“) – zutage tritt. Dieses und der in beiden Synklinalschenkeln erosiv herausgearbeitete „Oberrhätalk“ werden von einer Reihe von SW–NE verlaufenden Staffelfröhen gegeneinander verschoben.

Die Fortsetzung der oben kurz angesprochenen Kaibling-Antiklinale ostwärts erscheint undeutlich, da sie ausschließlich in monotonem Hauptdolomit verläuft („Schönberg-Antiklinale“). Aus zahlreichen Gefügemessungen im Hauptdolomit zwischen Hungerbichl mit einem generellen nordgerichteten Einfallen und dem Schönberg mit hauptsächlichem Südeinfallen kann eine Antiklinalstruktur erahnt werden, deren Achse in einer Linie zwischen Schönberg und Schedlbauer verfolgt werden kann und damit zumindest grob in Verlängerung der Kaibling-Antiklinale liegt.

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 Krems

MICHAEL MOSER, DANIEL ELSTER,
ALEXANDER LUKENEDER (Auswärtiger Mitarbeiter),
DANIELA REHAKOVA (Auswärtige Mitarbeiterin) &
STJEPAN ĆORIĆ

Anlass für die Neukartierung von Teilen der Nördlichen Kalkalpen auf dem Kartenblatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems war die Übertragung der durchaus detailreichen und übersichtlichen Karte von BAUER (1953) auf die moderne Topografie sowie die kartierungsmäßige Überarbeitung der Kartierung von BIRKENMAJER (1995).

Zur Stratigrafie des Gebietes

Die spärlich erhaltene **Mitteltrias** im Gebiet Schauderzinken–Hausberg–Schmiedleithen–Innerort–Rabenstein kann anhand der Mikrofazies und Lithologie reichlich in drei Formationen aufgegliedert werden. Der **Reiflinger Kalk** („Muschelkalk in Reiflinger Fazies“, BAUER, 1953: 108) kann schon rein lithologisch in einen unteren (anisischen) und oberen (ladinischen) Abschnitt untergliedert werden. Der vom Reiflinger Becken zur Wetterstein-Karbonatplattform vermittelnde allopäpische Schuttkalk des **Raminger Kalkes** konnte ebenso in einzelnen, isolierten Schollen angetroffen werden und sollte sich unter der jungen Bedeckung in den Sattel zwischen Reiterhof und Hausberg bei Leontstein fortsetzen. Der über dem Reiflinger Kalk einsetzende **Wettersteinkalk**, für den cordevoles Alter vermutet werden kann (es wurden keinerlei Diploporenkalke angetroffen), lässt sich in eine wahrscheinlich ältere Rifffazies im Süden (Rabenstein und Hausberg) und eine wahrscheinlich jüngere, lagunäre Fazies im Norden (Schauderzinken) untergliedern. Diese beiden Faziestypen des Wettersteinkalkes sowie die anisoladinischen Reiflinger Kalke der Schmiedleithen lassen sich in erstaunlich ähnlicher Ausbildung und Anordnung auch östlich des Steyrtales im Bereich nördlich des „Dürren Eck“ (Kote 1.222 m) wiederfinden (BRAUNSTINGL, 1983). Dort ist ein vollständiges Profil vom unteranisischen Gutensteiner Kalk bis zum oberladinischen Reiflinger Kalk (mit relativ mächtigen Partnach Schichten) aufgeschlossen, das sich gut mit den Reiflinger Kalken der Schmiedleithen vergleichen ließe. Daher kann vermutet werden (was allerdings erst mit Conodonten belegt werden müsste), dass der über den Reiflinger Kalken einsetzende Wetterstein-Riffkalk inklusive der leider tektonisch isolierten Raminger Kalke relativ junges Alter (oberes Langobardium–Cordevolium) haben dürfte.

Die von BAUER (1953) als „Dachsteinkalk“ angesprochenen Gesteine können aufgrund ihrer durchschnittlich geringeren Bankmächtigkeiten im dm-Bereich eindeutig dem für das Bajuvarische Deckensystem typischen **Plattenkalk** zugeordnet werden. Das Vorkommen rhätischer Gesteine (**Kössen-Formation** und „**Oberrhätalk**“) bei BAUER (1953) kann zwar bestätigt werden, ist aber auf sehr kleine und schmale Linsen und Gesteinszüge (mit Rollstücken

von Lumachelle-Kalken und Korallen führenden Gesteinen) reduziert. Stets treten sie im Zusammenhang mit oder in der Nähe der Unterjura-Hornsteinkalke auf, die aufgrund ihrer dunkelgrauen Farbe und mergeligen Einschaltungen teilweise von BAUER (1953) für Kössener Schichten gehalten wurden. Zum Teil wurden die massigen Mikritoidkalken von BAUER (1953) als „Oberrhätalkalke“ angesprochen (z.B. bei den südlich des Rinnerberger Baches in den Hauptdolomit eingeschalteten Jura-Spänen), doch kann die Ansprache als Mikritoidkalk aufgrund der angrenzenden Rotkalke, Aptychenkalke und Unterjura-Hornsteinkalke als gesichert gelten. Lediglich bei dem langen Kalkzug, der am südlichen Bergfuß des Rinnerberges gegen den Sonnkogel zieht, dürfte es sich tatsächlich um Kössener Kalke (dunkelgraue Mergelkalke, gelblichgraue Lumachellenkalke mit Bivalvenschill und Crinoiden sowie graue Korallenkalke) und „Oberrhätalkalke“ (hellgraue Kalke in lagunärer Rückrifffazies) handeln.

Die Einordnung der mittel- bis dunkelgrauen, kieseligen und oft fleckigen **Hornsteinkalke** in den **Unterjura** kann als gesichert gelten, da sie in den Profilen stets an der Basis der Jura-Schichtfolge unmittelbar über der Obertrias einsetzen. Mikrofaziell entsprechen sie der Allgäu-Formation (Fleckenkalke), Liasspongienkalken (Schwammnadeln) oder Scheibelbergkalken (Hornsteinkalke).

Die Abtrennung von **Klauskalk** innerhalb der Rotkalke im Liegenden des Mikritoidkalkes wurde in erster Linie aufgrund seiner lithostratigrafischen Position her vorgenommen. In Dünnschliffen konnte zum Teil die für den mittleren Jura charakteristische Filamentfazies („*Bositra*-Lumachelle“ bzw. „*Posidonia*-Kalke“, FLÜGEL, 1967: 49) nachgewiesen werden (Westflanke Großer Landsberg, 680 m SH). Nicht auszuschließen ist, dass die Rotkalke des Mitteljura eventuell noch einen höheren Anteil des Unterjura (Tarcium) umfassen. Auffällig ist jedenfalls, dass am Kleinen und Großen Landsberg, am Rinnerberg und Sonnkogel die Vilser Kalke fast gänzlich fehlen, sodass die Rotkalke im Liegenden des Mikritoidkalkes in diesen Gebieten einen größeren stratigrafischen Umfang haben müssen als am Hirschwaldstein (MOSER, 2014).

Die von BAUER (1953) als „Doggerkalk“ und von BIRKENMAJER (1995) als „white massive limestone“ des Tithonium kartierten Gesteinszüge werden vorerst dem oberjurassischen **Mikritoidkalk** zugeordnet. Da der tiefere Jura unter dem Mikritoidkalk oft primär oder tektonisch bedingt fehlt, ist die Zuordnung der fleischrosa-rot und auch weiß gefärbten Massenkalken von BAUER (1953: 112–113) in den mittleren Jura verständlich, vor allem auch deswegen, weil der Vilser Kalk, der am Hirschwaldstein das normal Liegende des Mikritoidkalkes bildet, auf den Landsbergen, aber auch am Sonnkogel und Rinnerberg, zu fehlen scheint. Die Einstufung dieser Massenkalken in das Tithonium durch BIRKENMAJER ist insofern irreführend, da die von BIRKENMAJER (1995) im Liegenden des Mikritoidkalkes angenommenen Saccocomen führenden Steinmühlkalke des Kimmeridgium („red nodular limestone“) in Wirklichkeit dessen Hangendes bilden (MOSER, 2014). Erst die stratigrafische Einstufung der Rotkalke im Liegenden und Hangenden des Mikritoidkalkes wird Licht in dessen richtige stratigrafische Position bringen. Da jedoch zumindest am Hirschwaldstein und am Großen Landsberg der Mikritoidkalk von zwei Formationen des mittleren Jura (Klauskalk und Vilser Kalk) unterlagert und von Saccocomen-

kalken des Kimmeridgiums (Steinmühlkalk) überlagert wird und zudem nirgendwo der für das Oxfordium charakteristische Ruhpoldinger Radiolarit auftritt, ist eine Einstufung des Mikritoidkalkes in den basalen Oberjura (Oxfordium) naheliegend.

Die im Hangenden des Mikritoidkalkes auftretenden mikritischen Rotkalke des höheren Oberjura wurden zusammenfassend als **Steinmühlkalk** bezeichnet. Im Dünnschliff können zwei stratigrafische Einheiten unterschieden werden: *Saccocoma*-Kalke des Kimmeridgium (Tegernseer Kalk, vgl. FLÜGEL, 1967: 23, 49) und *Calpionella*-Kalke des höheren Tithonium-Berriasium (Haselbergkalk, vgl. FLÜGEL, 1967: 23, 49). Aufgrund der Calpionellenfauna, die freundlicherweise von ALEXANDER LUKENEDER (NHM Wien) bestimmt wurde, kann die stratigrafische Reichweite der roten Steinmühlkalke bis in das oberste Mittel-Berriasium ausgeweitet werden (*Elliptica*-Subzone der Standard *Calpionella*-Zone). Auch nach TOLLMANN (1976: 381) soll der Haselbergkalk bis in das Mittel-Berriasium reichen.

Das Vorkommen von **Aptychenschichten** („Aptychenkalke“, Ammergau-Formation) wird sowohl von BAUER (1953: 114), als auch von BIRKENMAJER (1995) nur kurz erwähnt, kann aber aufgrund unserer Neukartierung auch auf schmale Streifen, die oftmals im Zusammenhang mit dem Mikritoidkalk erhalten geblieben sind, ausgedehnt werden. Stets sind die Aptychenschichten als dünnbankige, mittel- bis hellgraue, mikritische Kalke mit etwas Hornstein ausgebildet. Aufgrund des Emporreichens der Oberjura-Rotkalke (Steinmühlkalke, Haselbergkalk) bis in das obere Mittel-Berriasium im Liegenden kann das Einsetzen der Aptychenschichten, ebenso mit Calpionellen vom Hirschwaldstein belegt, mit dem oberen Berriasium angenommen werden (det. A. LUKENEDER, *Oblonga*-Subzone der Standard *Calpionellopsis*-Zone). Dass die Aptychenschichten mindestens noch das tiefere Valanginium umfassen, konnte mit einer Nannoprobe aus der Westflanke des Rinnerberges (Details siehe unten) belegt werden. Nach LUKENEDER (2004a) dürfte dann die Schrambach-Formation erst im oberen Valanginium einsetzen.

Das Vorkommen von „Neokom-Sandsteinen“ (BAUER, 1953: 115; BIRKENMAJER, 1995) im Graben zwischen Kleinem und Großem Landsberg wird angezweifelt, da sich lithologisch keinerlei Parallelen zu den Kalkmergeln und Sandsteinen der Schrambach- und Rossfeld-Formation ergeben. Vielmehr werden die feinkörnigen, meist karbonatfreien Sandsteine, Tonmergel und Feinkonglomerate der mittelkretazischen **Losenstein-Formation** zugeordnet. Bestätigt wird diese stratigrafisch und tektonisch bedeutende Umdatierung einerseits dadurch, dass sich dieser Zug von Oberkreide-Sandsteinen östlich des Steyrtales im Dorngraben (BRAUNSTINGL, 1983) fortsetzt bzw. andererseits dadurch, dass eine Nannoflora, die einem braungrauen Mergel aus der Losenstein-Formation entnommen werden konnte, ein höheres Albium bis Cenomanium-Alter ergab.

Quartär

Hang- und Blockschutt bilden die jüngsten quartären Sedimente. Natürlicherweise liefern die steileren Kalkrippen (Mikritoidkalk, Rotkalk, Plattenkalk, Wettersteinkalk) reichlich Hangschutt, der sich in größerer Mächtigkeit anzusammeln vermag und leichter verwitterbare Schichtglie-

der (Hauptdolomit, Kreidesandstein, Aptychenschichten u.ä.) überdeckt. Da die bis zu 50 m hohen Felswände des Mikritoidkalkes noch immer instabil sind (lockere Klüftkörper im Meterbereich), ist leicht verständlich, dass diese zur Ausbildung mehrerer Felsstürze mit bis zu hausgroßen Blöcken geführt haben. Aus der Nord- und Ostflanke des Kleinen Landsberges, als auch aus der Südflanke des Großen Landsberges und der Westschulter des Rabensteines haben sich größere Blockwerksmassen (Felsstürze) gelöst. Das massige bis grobklüftige Erscheinungsbild des Mikritoidkalkes mag die Ausbildung von größeren Felssturzblöcken begünstigt haben. Die an der Südseite des Großen Landsberges etwa hangparallel einfallenden Kalkplatten aus massivem Mikritoidkalk zeigen deutlich **Bergzerreißungsstrukturen** wie offenstehende Klüfte und gelockerte Blockbildung, die in manchen Regionen einen tiefgreifend aufgelockerten Gesteinsverband vermuten lassen. Motor für diese tiefgreifende Auflockerung dürfte die Auflagerung der starren und grobklüftigen Jurakalke auf dem eher wasserabweisenden und stärker verwitterbaren Hauptdolomit darstellen. Abzusehen ist, dass sich aus diesen aufgelockerten Bergflanken in weiterer Zukunft wieder kleine Felsstürze lösen werden. Eine besondere Erwähnung verdient eine größere **Massenbewegung** am nördlichen Hangfuß des Kleinen Landsberges, die sich interessanterweise aus dem Hangschutt der darüber anstehenden Plattenkalke, Hauptdolomite und Jurakalke nährt. Die Abrisskanten dieser Massenbewegung sind in kleinen Felsnischen, die im Bereich einer N-S streichenden Störungszone sowohl im Plattenkalk, als auch in dünnbankigen Aptychenschichten in etwa 600–620 m SH angelegt worden sind, zu suchen. Im Gelände zeichnet sich diese Massenbewegung durch deutliche Ausbildung von Buckelhängen und durch das Auftreten von schiefstehenden oder krumm wachsenden Bäumen aus. Im Laserscan ist gut zu erkennen, wie die ganze, aus kalkalpinem Hangschutt aufgebaute Rutschmasse weit über den Hangfuß in etwa 500 m SH hinaus gewandert ist. Da im kalkalpinen Bereich an dieser Stelle keine größeren Wasser stauenden Schichten im Untergrund zu vermuten sind, dürfte der Motor für diese Massenbewegung einerseits in der starken tektonischen Zerrüttung der kalkalpinen Gesteine an der Deckenstirn der Nördlichen Kalkalpen zu suchen sein und andererseits natürlich in der Unterlagerung der hier nur geringmächtigen kalkalpinen Gesteine durch Wasser stauende Sandsteine und Mergel des Rhenodanubischen Deckensystems. Eine ähnliche Situation kann von den buckeligen Hängen südlich Gf. Grabmais beschrieben werden, wo eine mächtigere Hangschuttdecke aus kalkalpinem Hangschutt bereits den Wasser stauenden Sandsteinen und Mergeln des Rhenodanubischen Deckensystems auflagert (Quelle!). Auch die Wasser stauenden Kalkmergel der Schrambach-Formation und Aptychenschichten neigen, trotz geringer Hangneigung, zur Ausbildung flachgründiger Massenbewegungen. In Gebieten mit steilerer Topografie, in denen die kieseligen Unterjura-Hornsteinkalke zutage treten, konnten, vor allem im Bereich älterer Forststraßen, kleinere Murabgänge festgestellt werden. Wie der Name schon vermuten lässt, sind fast alle Gebiete, in denen die Flyschsandsteine und Flyschmergel des Rhenodanubischen Deckensystems auftreten, durch aktive Rutschhänge (Buckelhänge, Säbelwuchs) und eine stark oberflächennahe Entwässerung (Gräben zum Beispiel westlich des Güterweges „Grall“) charakterisiert.

Das Auffinden von Rollstücken aus gut verkitteter, kantiger **Gehängebrekzie** kann als Hinweis auf früher sehr mächtig ausgebildete pleistozäne Hangschuttmassen gewertet werden. Lediglich an der Schauderzinken-Forststraße konnten anstehende Gehängebrekzien, die sich aus kantigem Lokalschutt zusammensetzen, angetroffen werden. Größere Areale mit anstehender Gehängebrekzie konnten jedoch nirgendwo mehr angetroffen werden, da sie gänzlich der holozänen Erosion anheimgefallen sind.

Hinweise auf **pleistozäne Ablagerungen** sind im kartierten Gebiet nur sehr spärlich vorhanden. Die breiten Verebnungen im Gebiet der Schmiedleithen zeigen kaum Aufschlüsse und sind aufgrund der flachen Topografie kaum als Schutthänge zu bezeichnen. Sowohl ZEITLINGER (1954: 232) als auch VAN HUSEN (1975) nehmen eine riß- oder mindeleiszeitliche Vergletscherung der Schmiedleithen mit Ablagerung von Moränenmaterial an, wobei der Hausberg wie ein „Nunatak“ aus den bald im Steyrtal endenden Eismassen herausgeragt haben soll. ZEITLINGER (1954: 228) beschreibt dabei, dass „*der Reiflinger Kalk bei Mayr im Baumgarten zu Rundbuckeln abgehobelt*“ worden sei. Daher wurde vom Autor auch eine geringmächtige Moränenbedeckung vermutet. Aussagen von Ortsansässigen zufolge soll der Untergrund eher felsig sein, sodass nicht ganz ausgeschlossen werden kann, dass die flachen Wiesen auch von Reiflinger Kalk unterlagert werden. Relativ sichere Hinweise auf eiszeitliche Sedimente existieren jedoch im Graben zwischen Hirschwaldstein (Kote 1.095 m) und Steinkogel (Kote 1.097 m). An der orografisch linken Talflanke dieses Grabens sind etwa zwischen 650 und 730 m SH matrixreiche Feinbrekzien mit völlig verwitterten oder herausgewitterten kantigen Komponenten sowie völlig veraschten Dolomitkomponenten anzutreffen. Diese wurden als verfestigte Moränenreste mittelpleistozänen Alters interpretiert. Etwas grabenaufwärts (710 m SH) konnten am Bachbett auch noch anerodierte Bänderschluße und gut gerundete Feinkiesgerölle angetroffen werden, die vielleicht Eisrandsedimente dargestellt haben könnten (Kames-Terrassen). Die flachen Wiesenareale um Furth dürften ebenso pleistozäner Entstehung sein. Ortsfremde, etwas zugerundete Gerölle in dem nur schlecht aufgeschlossenen Gebiet geben einen schwachen Hinweis darauf. Die im Haupttal der Steyr und dessen Nebentälern vorhandenen Niederterrassen wurden aus der Kartierung BIRKENMAJER (1995) übernommen. Zusammen mit den Talalluvionen wurden die fluviatilen Formenelemente mit Hilfe von Laserscans lagegenau eingetragen.

Kreide

In der Einsattelung zwischen Kleinem und Großem Landsberg treten vor allem feinkörnige Sandsteine der **Losenstein-Formation (basale Oberkreide, Albium-Cenomanium)** zutage. Es handelt sich um zum Teil mergelige, zum Teil karbonatfreie-siliziklastische, braune Feinsandsteine und, untergeordnet, braungraue Mergel. Aus diesen wurde eine Probe auf Nannofossilien (kleiner Forststraßenanriss 350 m SE' Kleiner Landsberg, 666 m SH) genommen. Diese enthielt folgende Nannoflora (det. S. ĆORIĆ, GBA Wien):

Biscutum ellipticum (GÓRKA, 1957) GRÜN

Braarudosphaera hockwoldensis BLACK, 1973

Braarudosphaera regularis BLACK, 1973

Braarudosphaera sp.

Grantarhabdus meddii BLACK, 1971

Loxolithus armilla (BLACK in BLACK & BARNES, 1959) NOËL, 1965

Micrantholithus obtusus STRADNER (1963)

Retecapsa surirella (DEFLANDRE & FERT, 1954) GRÜN

Tranolithus minimus (BUKRY 1969) PERCH-NIELSEN, 1984

Watznaueria barnesiae (BLACK in BLACK & BARNES, 1959) PERCH-NIELSEN, 1968

Watznaueria biporta BUKRY (1969)

Watznaueria fossacincta (BLACK, 1971) BOWN

Watznaueria manivittiae BUKRY, 1973

Zygodiscus sp.

Zeughrabdotos diplogrammus (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) BURNETT

Zeughrabdotos embergeri (NOËL, 1959) PERCH-NIELSEN, 1984

Vor allem das Auftreten von

Braarudosphaera hockwoldensis BLACK, 1973 (unteres Aptium–oberstes Cenomanium),

Braarudosphaera regularis BLACK, 1973 (unteres Aptium–oberes Albium),

Tranolithus minimus (BUKRY 1969) PERCH-NIELSEN, 1984 (oberstes Albium–Maastrichtium) sowie

Watznaueria biporta BUKRY (1969) (oberstes Aptium–oberes Maastrichtium)

ergibt eine Gesamtreichweite der Probe vom unteren Aptium bis oberes Cenomanium an, wobei das Einsetzen von *Tranolithus minimus* (BUKRY 1969) PERCH-NIELSEN, 1984 und das Aussetzen von *Braarudosphaera regularis* BLACK, 1973 das Alter der Probe auf **oberstes Albium** einschränkt, was gut mit dem Alter der Losenstein-Formation übereinstimmt.

BRAUNSTINGL (1986b: 140, 141) führt ebenso das Vorhandensein von Losenstein-Formation im Dorngraben (östlich der Landsberge) an und kann ebenso mit Hilfe einer Nanoflora das Oberkreide-Alter beweisen. Das Vorhandensein von Rossfeld-Formation bei GAITANAKIS (1974: 48f.) und BAUER (1953: 115) wird auch von BRAUNSTINGL (1986b: 141) angezweifelt: „... alle untersuchten Proben erwiesen sich als jünger“. Anzumerken bleibt lediglich, dass BRAUNSTINGL (1986b: 141) nicht nur kalkige Sandsteine, sondern auch geröllführende Mergel und exotikaführende Konglomerate aus der Losenstein-Formation östlich der Steyr anführt.

Die mittelgrauen bis grünlichgrauen, dünnbankigen Kalkmergel der **Schrambach-Formation (höhere Unterkreide)** unterscheiden sich deutlich durch ihren höheren Tongehalt (Kalkmergel) von den kalkigeren Aptychenschichten (Mergelkalke). Stets nehmen die Schichten der Schrambach-Formation nur sehr flaches, stark wasserstauendes und rutschungsanfälliges, nur schlecht aufgeschlossenes Gelände mit starkem Bewuchs, z.B. durch Schachtelhalmgewächse, ein. Nach LUKENEDER (2004a: 175, 2004b: 229) setzt die Schrambach-Formation der Ternberg-Decke (Losensteiner Mulde) im oberen Valanginium ein. Aus der Schrambach-Formation nordöstlich Rinnerberg (Forstweg) führt LUKENEDER (schriftliche Mitteilung) Ammoniten des Hauteriviums an.

Als ältestes Schichtglied der Kreide treten die **Aptychenschichten (tiefere Unterkreide)** auf. Es sind dies meist dünnbankige, ebenflächige, manchmal flaserige, mittelgrau, gelbgrau, grüngrau bis hellgrau gefärbte, meist mikritische, manchmal auch fleckige Kalke, die gelegentlich etwas Hornstein und auch Mergellagen führen können. An Fossilien können unbestimmbare Ammoniten und Aptychen angeführt werden. Der stratigrafische Umfang der Aptychenschichten dürfte das höhere Berriasium und tiefere Valanginium umfassen. Aus einer Nannoprobe, die dem Grenzbereich zwischen Aptychenschichten und Schrambach-Formation an der Westflanke des Rinnerberges (550 m Wⁱ Kote 878 m in 710 m SH) an einem Forstweg entnommen worden ist, konnte für die Unterkreide typisches Nannoplankton (det. S. ĆORIĆ, GBA) mit einem Mindestalter von tieferem Valanginium bestimmt werden:

Biscutum dubium (NOËL, 1965) GRÜN

Percivalia fenestrata (WORSLEY, 1971) WISE, 1983

Damit reichen die Aptychenschichten noch in das tiefere Valanginium hinauf und werden im oberen Valanginium von der Schrambach-Formation abgelöst.

Jura

Im Liegenden der Aptychenschichten treten stets mikritische und knollige, rote **Steinmühlkalke des Kimmeridgiums-Tithoniums/Berriasiums** auf (Tegernseer Kalk, Mühlbergkalk und Haselbergkalk). Charakteristischerweise treten in diesen die für die Rotkalke typischen, mit Eisenmangankrusten überzogenen Hartgrundklasten auf. Mikrofaziell konnten in Dünnschliffen Saccocomenkalke des Kimmeridgiums und Calpionellenkalke des oberen Tithoniums/unteren Berriasiums nachgewiesen werden. An Biogenen können, neben unbestimmbaren Ammonitenresten, Bivalven und häufig Crinoiden angeführt werden. Rote Crinoidenspatkalke können dem Mühlbergkalk zugewiesen werden.

Mit Hilfe von Calpionellen (det. A. LUKENEDER) können innerhalb der Haselbergkalke zwei Zonen unterschieden werden:

Zone A: Standard *Crassicollaria* Zone, *Intermedia-Colomi* Subzone des obersten Tithoniums mit:

Crassicollaria parvula (REMANE),

Crassicollaria massutiniana (COLOM),

Crassicollaria brevis (REMANE),

Calpionella alpina (LORENZ),

Tintinnopsella carpathica (MURGEANU & FILIPESCU).

Dinoflagellaten: *Colomisphaera lapidosa* (COLOM).

Zone B: Standard *Calpionella* Zone, *Elliptica* Subzone des obersten Mittel-Berriasiums mit:

Calpionella elliptica (CADISCH),

Calpionella alpina (LORENZ),

Tintinnopsella carpathica (MURGEANU & FILIPESCU),

Remaniella ferasini (CATALANO),

Remaniella colomi (POP),

Remaniella duranddelgai (POP).

Dinoflagellaten: *Colomisphaera minutissima* (COLOM).

Dem basalen Oberjura wird der **Mikritoidkalk (Oxfordium)** zugeordnet. Dieser ist ein meist massiger, fleischrosa bis rötlich gefärbter, seltener lichtgrau-weißer oder gelb-

grauer, meist mikritischer Kalk, der in enger Wechsella- gerung zu den angrenzenden Rotkalken steht. An der Ba- sis und im Hangenden geht der Massenkalk in deutlich gebankte Partien über. Stets bildet der massige Kalk zu- sammen mit den Rotkalken steile Felsrippen und durchge- hende Wandzüge. Der Fossilinhalt des Mikritoidkalkes ist leider sehr gering, meist kann man nur etwas feine Crinoi- denspreu beobachten. Im Dünnschliff kann der Mikritoid- kalk als Oobiomikrit bis Oobiosparit bezeichnet werden, wobei die Ooide unterschiedlich stark mikritisiert worden sind.

Eine interessante Frage ist, in welchem Faziesbereich die Mikritoidkalken abgelagert worden sind. Generell gelten Ooide als Merkmal sehr flachmariner Ablagerungsbedin- gungen im Bewegtwasserbereich. Die zum Teil recht feinkörnige Matrix und das Auftreten typisch pelagischer Fos- silien wie planktonische Protoglobigerinen, pelagische Bivalven und Ammoniten im Mikritoidkalk lassen jedoch nur tiefermarine, pelagische Ablagerungsbedingungen zu. Damit im Zusammenhang kann man diskutieren, ob die mikritisierten Ooide aus einem flachmarinen Ablagerungs- bereich in tiefermarine Bereiche umgelagert worden sind, oder ob, einer These von JENKYN (1972: 30) folgend, die mikritischen Ooide noch im Bereich der photischen Zone durch Algentätigkeit („algalcontrolled sediment trapping“) ähnlich Onkoiden gebildet worden sind. In diesem Fall nimmt JENKYN (1972: 30) eine mögliche Ablagerungstiefe der Ooide zwischen 125 und 200 m Wassertiefe an.

An der Südseite des aus Mikritoidkalk aufgebauten Wandzuges des Kleinen Landsberges treten auffällig bunt (rotgrau, grüngrau, gelbgrau) gefärbte **Hornsteinknollen- kalke** auf, die feinspätig sind und oft Crinoidengrus füh- ren. Diese können auch in rot gefärbte, Hornstein führen- de Crinoidenschuttkalke übergehen. Im Dünnschliff zeigen diese Crinoidenspatkalken eine durchgehende Verkieselung und lassen sich entweder mit der Chiemgau- oder Ruhpol- ding-Formation parallelisieren.

Wahrscheinlich den Mitteljura (**Klauskalk**) vertreten die Rotkalke im Liegenden des Mikritoidkalkes bzw. im Han- genden der Obertrias (Hauptdolomit, Rhätiumkalke) oder der Unterjura-Hornsteinkalke. Der Klauskalk ist rein ma- kroskopisch vom Steinmühlkalk des Oberjura kaum zu un- terscheiden. Allerdings kann an einigen wenigen Stellen im Dünnschliff die Filamentfazies (*Bositra*-Kalke) des Klaus- kalkes nachgewiesen werden. In geringem Ausmaß kön- nen auch meist **rote Crinoidenspatkalken** mit Crinoiden und Brachiopoden beobachtet werden (SE-Flanke des Kleinen Landsberges in 730 m SH bzw. Nordflanke des Großen Landsberges in 680 m SH). Beim Crinoidenspat- kalk-Vorkommen am Großen Landsberg ist deutlich zu beobachten, wie der rote Crinoidenspatkalk im Liegen- den des Mikritoidkalkes in rote, mikritische Knollenkalke (Typ Klauskalk) übergeht. Eine Zuordnung zu **Vilser Kalk** oder **Hierlatzkalk** bleibt vorerst noch offen, da im Liegen- den der Crinoidenspatkalken bereits tektonisch reduzierte Obertrias anschließt. Auffällig ist das Auftreten von kleinen (Haupt)Dolomitkomponenten im Crinoidenspatkalk, was auf eine sedimentäre Aufarbeitung des obertriadischen Untergrundes im tieferen Jura einerseits, sowie auf das primäre Fehlen der Unterjura-Hornsteinkalke in diesem Ab- schnitt andererseits hinweist.

An der Nord- und Westseite des Großen Landsberges so- wie an der West- und Nordflanke des Sonnkogels und Rin- nerberges treten in schmalen Streifen **Unterjura-Horn- steinknollenkalke** und **Unterjura-Kieselkalke** auf. Es sind dies dunkel- bis mittelgrau gefärbte, stets gut ge- bankte, meist ebenflächige, kieselige Fleckenkalke, die unterschiedlich stark Hornsteinknollen und manchmal ma- kroskopisch erkennbar Schwammnadeln (Spongien) füh- ren können. Gelegentlich sind die kieseligen Kalke feinspä- tig und führen reichlich Crinoidendetritus. Am Sonnkogel zeigen die kieseligen Unterjura-Kalke oft auch graue und dicke Mergellagen.

Trias

An einigen wenigen Stellen können teilweise als Rollstü- cke, teilweise als schmale Kalkrippen Gesteine des Rhä- tiums vermutet werden. Bivalven- und crinoidenreiche Lumachellenkalke können der **Kössen-Formation** zuge- ordnet werden, sind aber meistens nicht wirklich ansteh- end angetroffen worden. Lediglich im Sattel zwischen Rabenstein und Sonnkogel sowie am Rinnerberger Bach zwischen Rinnerberg und Sonnkogel konnte auch ansteh- ende Kössen-Formation (dunkelgraue Mergelkalke und gelblichgraue bis mittelgraue Lumachellenkalke und Korallenkalke mit *Rhaetophyllia*) beobachtet werden. Einzelne Korallenfunde weisen auf das Vorhandensein von hellgrauem, massigem „**Oberrhätalkalk**“ hin. Dieser bildet schmale Züge in der unmittelbaren Nachbarschaft der Unterjura-Horn- steinkalke und der Kössener Kalke. Teilweise scheinen die „Oberrhätkalke“ in lagunärer Ausbildung vorzuliegen (süd- licher Hangfuß des Rinnerberges in 620 m SH). Fossilien, die aus solchen rhätischen Lagunenkalken beschrieben werden können, sind *Triasina hantkeni* MAJZON (det. M. MO- SER), *Heteroporella* sp. und *Griphoporella curvata* (GÜMBEL) OTT (det. O. PIROS).

Sowohl am Kleinen, als auch am Großen Landsberg sowie am Sonnkogel ist im Hangenden des Hauptdolomits **Plat- tenkalk** ausgebildet. Dieser ist meistens gut im dm-Bereich gebankt (eben „plattig“, nur selten dickbankiger ent- wickelt, stets eher ebenflächig, mittel-, hell-, und braungrau gefärbt) und zeigt die für den flachlagunären Faziesraum charakteristischen Algenlaminiten. Selten ist der Plattenkalk rein kalkig entwickelt. Häufig sind den z.T. dolomitischen Kalken auch dolomitische Partien oder Dolomitbänke zwischengeschaltet. Bei Vormacht der Kalkbänke wurde Plattenkalk ausgeschieden. Am östlichen Bergfuß des Sonn- kogels ist der Plattenkalk besonders fossilreich. Typisch ist ein mittelgrauer wackestone mit Bivalven und Crinoi- den. Allerdings können am östlichen Sonnkogel auch dun- kelgraue oder gelbgraue Kalkbänke und Mergelkalke, reich an Crinoiden und Bivalven, beobachtet werden, die einen schleifenden Übergang in die darüber folgenden Kössener Kalke erkennen lassen.

Der **Hauptdolomit** ist das mächtigste Schichtglied im kar- tierten Gebiet. Er fällt durch eine gegenüber den Trias- und Jurakalken nur eher mittelsteile Topografie auf und zeigt den für alle Dolomitgesteine typischen kleinstückig-körni- gen Zerfall. Der Hauptdolomit ist stets gut gebankt (dünn- bankig, dm-gebant oder dickbankig), ist lichtgrau oder mittelgrau gefärbt, zeigt ähnlich wie der Plattenkalk Algen- laminiten und ist lokal auch recht kompakt ausgebildet. In der Vegetation sind die Dolomithänge durch dichten Gras-

bewuchs und im Wald durch das Auftreten von Zykamen charakterisiert.

Über dem Wettersteinkalk des Schauderzinken tritt fast durchgehend ein teilweise mächtiges Band von **Opponitzer Rauwacke** auf. Es handelt sich dabei um eine hellgraue, kalkig-dolomitisch zusammengesetzte Rauwacke, die nur schwächlich von Lunzer Sandsteinen unterlagert wird.

An einer Bergkante etwa 200 m östlich Furth in 480–540 m SH konnte ein schmaler Zug von **Opponitzer Kalk** angetroffen werden. Es handelt sich dabei um einen mittelgrauen, massigen, luckig verwitternden Kalkzug.

Ein weiteres Vorkommen von Opponitzer Kalk befindet sich an der Südseite des Hausberges bei Leonstein als schmale, hellgraue Kalkrippe zwischen Lunzer Schichten im Liegenden und Hauptdolomit im Hangenden.

Im Hangenden des Wettersteinkalkes des Schauderzinken sowie des Hausberges können an einigen wenigen Stellen zwischen dem Wettersteinkalk unterhalb und der höheren Obertrias oberhalb Lesesteine von feinkörnigen braunen Sandsteinen der **Lunzer Schichten** angetroffen werden. Da diese nur geringmächtig entwickelt sind und entweder rasch von Hangschutt oberhalb überdeckt werden oder tektonisch bedingt auskeilen, können sie nur als schmales Band in der Karte eingetragen werden.

Der **lagunäre Wettersteinkalk** des Schauderzinken ist hellgrau gefärbt und zeigt typisch lagunäre Fazieselemente. Meistens handelt es sich dabei um feinschichtige, crinoidenreiche Onkoidkalke, die nur gelegentlich auch Grünalgen führen können.

Der **Wetterstein-Riffkalk** des Rabensteines und Hausberges bei Leonstein ist vor allem reich an Schwammbruchstücken (Inozoen und Sphinctozoen), Solenoporaceen und Hydrozoen, führt aber auch Crinoiden, Einzelkorallen und riffbewohnende Gastropoden wie auch einzelne Bivalven. Typisch für den Riffkalk sind mit grobem Kalkspat erfüllte Hohlräume („Großoolithe“). Untergeordnet kommen sowohl am Rabenstein, als auch am Hausberg lagunäre Fazieselemente vor (Feinschichtung, Mollusken, Onkoidkalke). Diese dürften wahrscheinlich lediglich die hangendsten Partien unter den Lunzer Schichten einnehmen. Die Gesteinsfarbe des Wetterstein-Riffkalkes ist auffällig hellgrau bis weiß.

An zwei Stellen (200 m SW' Gft. Außerort und am Hügel 150 m E' Gft. Innerort) stehen typische **Ramingerkalke** des oberen Ladiniums an. Diese sind als lichtgraue bis hellgraue, z.T. Hornstein führende, gebankte Kalke und alodapische Schuttkalke mit zum Teil gradierter Schichtung ausgebildet.

Im Gebiet zwischen dem Hausberg und dem Gft. Außerort sind an Geländekanten, Waldstreifen und kleinen Hügeln **Reiflinger Kalke** aufgeschlossen. Es können zwei Member im Reiflinger Kalk unterschieden werden:

a) **Reiflinger Kalke des Anisiums:** stehen entlang einer bewaldeten Geländekante unterhalb Gft. Außerort und Gft. Baumgartner (Reiterhof) in 420 bis 440 m SH an. Es handelt sich um stets bituminöse, dunkelbraungraue, dünnbankige, meist wellig-schichtige, feinkörnig-mikritische Kalke mit kleinen Hornsteinen, Filamenten und Radiolarien. Diese umfassen wahrscheinlich das Pelsonium und Illyrium.

b) **Reiflinger Kalke des Ladiniums:** Stehen an einem zum Teil bewaldeten Hügelzug zwischen der Schmiedleithen und dem Gft. Außerort in 440 bis 460 m SH an. Hier handelt es sich um stets mittelgraue, dünnbankige, mikritische Knollenkalke ohne Hornstein und Filamente. Diese umfassen zumindest das untere Ladinium (Fassanium) und stellen das normal Liegende zum Wetterstein-Riffkalk des Hausberges (bei Leonstein) dar.

An Störungen in den Hauptdolomit des Plachwitz eingeschuppt, finden sich dunkelgrüne Tonschiefer und grüne Tone der **Werfener Schichten**. Sie treten auch im Zusammenhang mit tektonischen Rauwacken auf.

Zur Tektonik des Gebietes

Von großer Bedeutung für das kartierte Gebiet, das zur Gänze im Bajuvarischen Deckensystem gelegen ist, ist dessen tektonische Gliederung in die tektonisch tiefere Ternberg-Decke (Tiefbajuvarikum) und tektonisch höhere Reichraming-Decke (Hochbajuvarikum), wie sie von TRAUTH (1936) für die östlichen Ostalpen vorgeschlagen worden ist. Aufgrund des komplizierten Falten- und Schuppenbaues, der noch zusätzlich von Querstörungen verkompliziert worden ist, hat BAUER (1953: 129) von einer deckentektonischen Gliederung des kalkalpinen Gebietes zwischen Krems- und Steyrtal zunächst Abstand genommen, da „keine, beide Einheiten trennende, größere Überschiebung existiert“. Zusätzlich muss festgestellt werden, dass auch keine größeren faziellen Unterschiede zwischen beiden Decken sowie auch keine größeren Unterschiede in der Schichtfolge der beiden Deckeneinheiten festgestellt werden können. Lediglich das verstärkte Auftreten triadischer Schichtglieder in der Reichraming-Decke (Reiflinger Kalk, Wettersteinkalk, Lunzer Schichten, Hauptdolomit) kann nach BAUER (1953: 127) angeführt werden. Weiters möchte die Autorenschaft die Arbeitshypothese aufstellen, dass in der Ternberg-Decke östlich des Hirschwaldsteines kein Klauskalk oder anderer Rotkalk des Unter- oder Mitteljura entwickelt ist. Dies müsste jedoch noch mit Fossilmaterial belegt werden.

Von der Autorenschaft wird nun vorläufig folgende deckentektonische Gliederung innerhalb des kartierten Gebietes angenommen: vom Westen ausgehend (Hirschwaldstein), kann die Deckengrenze der Reichraming-Decke, welche die mächtige Obertriasabfolge des Steinkogelzuges bildet, in den Graben zwischen Hirschwaldstein und Steinkogel gelegt werden. Tektonisch äußerst stark zerriebene Hauptdolomite (Kataklasite) und begleitende Rauwackenzüge in diesem Graben untermauern den Verlauf dieser Deckengrenze. Somit wollen wir den Hirschwaldstein mit seiner NE–SW streichenden Kreidemulde der Ternberg-Decke zuordnen, den Zug Steinkogel–Ochsenkogel der Reichraming-Decke. Etwa im unteren Bereich des Schwarzgrabens (650 m SH) beendet eine markante, NW–SE streichende Bruchlinie den verschuppten Muldenbau des Hirschwaldsteinzuges und lässt den mächtigen Hauptdolomit des Steinkogelzuges um etwa 500 Meter nach Nordwesten vorspringen. Die Deckengrenze der Reichraming-Decke muss nun entlang jenes tektonischen Lineamentes weiter verlaufen, an dem der lange Zug von Kössen-Formation und Rhätiumkalken am südlichen Bergfuß des Rinnerkogels tektonisch an den Hauptdolomit

nördlich davon grenzt. Das Auftreten von Plattenkalk im Bachbett des Rinnerberger Baches (610 m SH) und das der darüber folgenden Kössen-Formation lassen eine klare tektonische Abtrennung des Hauptdolomits des Steinkogelzuges (Reichraming-Decke) von jenem des Rinnerberges (Ternberg-Decke) erkennen. An diese Trennlinie kann, nach Meinung der Autorenschaft, eine Deckengrenze gelegt werden. Dieser Zug Kössen-Formation, der diese Deckengrenze also deutlich markiert, kann nun nach Osten bis in die Westflanke des Sonnkogels (Kote 882 m) weiterverfolgt werden. Hier muss nun die Deckengrenze für ein kurzes Stück innerhalb des Hauptdolomits weiterlaufen, da die Kössen-Formation innerhalb des Hauptdolomits des Sonnkogels auskeilt. Dass zwischen dem Hauptdolomit des Rinnerberges und dem des Plachwitz eine größere Störung verlaufen muss, wird auch dadurch ersichtlich, dass die Streichrichtung des Hauptdolomits am Rinnerberg (W-E bis ENE-WSW) nahezu senkrecht zu jener des Hauptdolomits am Plachwitz (NW-SE) verläuft. Die nächste bedeutende Struktur ist ein markanter, in der Ostflanke des Sonnkogels verlaufender, N-S streichender Bruch („Sonnkogelstörung“), der die gesamte enggepresste Juramulde des Sonnkogels (= Ternberg-Decke) abschneidet und gegen einen mächtigen Obertriasblock versetzt (= Reichraming-Decke mit der „Schobersteinschuppe“ bei BRAUNSTINGL, 1986a). Der N-S streichende Bruch der „Sonnkogelstörung“ wird jedoch wiederum von der W-E streichenden Störung südlich des Rabensteines (= Reichraming-Decke) abgeschnitten. Von großer Bedeutung ist nun eine große, NNE-SSW streichende Querstörung mit sinistralen Bewegungssinn, die „Landsbergstörung“ (BAUER, 1953: 125), an der die Stirn der Nördlichen Kalkalpen um etwa 1,5 Kilometer nach Norden vorspringt. Diese markante Störung schneidet auch den Mitteltrias-Aufbruch Schmiedleithen-Rabenstein-Schauerzinken (der gemeinsam mit dem Gaisbergzug im Osten) zur Reichraming-Decke gestellt wird, im Westen ab und versetzt die Reichraming-Decke (= Großer Landsberg) um den selben Bewegungsbetrag nach Norden. Hier sehen wir nun erst wieder in dem schmalen Zug von Oberkreide-Sandsteinen (Losenstein-Formation), der in der Einsattelung zwischen Kleinem Landsberg (= Ternberg-Decke) und Großen Landsberg (= Reichraming-Decke) auftritt, eine Deckengrenze. Diese setzt sich in gleicher Weise über das Steyrtal hinweg nach Osten in den Dorngraben (BRAUNSTINGL, 1986a: 117) fort und lässt sich auch auf Blatt 69 Großraming (EGGER & FAUPL, 1999) in völlig identischer Position wiederfinden. Hier stellt auch BRAUNSTINGL (1986b: 81) fest, dass „die eigentliche Ternberger Entwicklung auf die Gebiete nördlich des Losensteiner Kreidevorkommens“ beschränkt sind.

Zusammenfassend kann man also in etwa folgende tektonische Zuordnung treffen:

a) **Ternberg-Decke**

Hirschwaldstein-Rinnerberg-Sonnkogel-Krautige Eben-Jungwirtsberg-Kleiner Landsberg.

b) **Reichraming-Decke**

Ochsenkogel-Steinkogel-Plachwitz-Rabenstein-Hausberg-Schauerzinken-Schmiedleithen-Großer Landsberg.

Betrachtet man den **Deformationsplan** des kartierten Gebietes, so können zumindest zwei tektonische Beanspruchungspläne unterschieden werden: zunächst eine ältere,

NW- bis NNW vergente Faltungs- und Überschiebungsphase mit **ENE-WSW** und **NE-SW** streichenden Faltenachsen, Schuppengrenzen und Deckengrenzen, die man allgemein der **vorgosauischen Phase des Cenomani-ums-Turoniums** zuordnen kann. Dazu zählen die NE-SW streichenden Falten- und Schuppenstrukturen des Hirschwaldsteinzuges, die Jura- und Kreidemulden an der Nordflanke des Rinnerberges und des Gebietes Klamm-Rabenstein und die Überschiebungsbahn des Großen Landsberges. Und eine jüngere, NNE-vergente Faltungs- und Überschiebungsphase mit **WNW-ESE** und **NW-SE** streichenden Faltenachsen, Schuppengrenzen und Deckengrenzen, die man wiederum einer **nachgosauischen Deformationsphase des Miozäns** zuordnen kann. Dazu zählen die enggepresste Juramulde zwischen Rabenstein und Sonnkogel, die genetisch mit der sinistralen „Landsbergstörung“ verbunden ist, die nordvergente Überschiebung des Jungwirtsberges, die WNW-ESE streichenden Falten- und Schuppenstrukturen am südlichen Großen Landsberg sowie am Kleinen Landsberg.

Regionale Geologie

Der Kleine Landsberg (850 m)

Markantestes Element ist der schmale, lange, etwa NW-SE streichende Zug von felsbildendem Mikritoidkalk, der den auffälligen Wandzug und Gipfelkamm dieses Berges aufbaut. Begleitet wird der oberjurassische Mikritoidkalk von mikritischen roten Knollenkalken (Steinmühlkalken). Die Grenze zu diesen ist nicht scharf ausgebildet, sodass in dem als Mikritoidkalk ausgeschiedenen Felskamm immer wieder auch stärker rötlich gefärbte, mikritische Partien auftreten können. Im Allgemeinen ist jedoch der Mikritoidkalk etwas heller, rosagrau oder fleischfarben und massiger ausgebildet. Am Südfuß des markanten Felskammes des Kleinen Landsberges tritt ein fast durchgehendes Band bunter (rötlichgrauer, grünlich-, gelblichgrauer), welliger Hornsteinkalke an, die lagenweise reich an Crinoidengrus sein können (Crinoidenschuttalke des Mittel- oder Oberjura). Nördlich und südlich des Felskammes treten weitere, parallel dazu streichende, schmale Schuppen aus Mikritoidkalk auf, an die teilweise mikritische Rotkalke mit *Saccocomen* (Steinmühlkalke des Kimmeridgiums oder Tegernseer Kalk) oder dünnbankige Aptychenkalke grenzen können. An der östlichen Flanke des Kleinen Landsberges tritt ein markanter, N-S streichender Bruch auf, an dem mächtiger, nach Westen einfallender Plattenkalk und Hauptdolomit an die Jura-Schuppen grenzt. Da das Auftreten von Plattenkalk auch in der Ternberg-Decke möglich ist (vgl. auch BRAUNSTINGL, 1986b: 134), wird auch dieser Block zu dieser Decke gerechnet.

Der Große Landsberg (899 m)

Die Nordflanke des Großen Landsberges kann man als NNW-vergente Hauptdolomit-Antiklinale auffassen (Fortsetzung der Antiklinalform der „Klausrieglerschuppe“ bei BRAUNSTINGL, 1986b: 120). Das belegen die tektonisch zwar stark reduzierten, doch primär dem Hauptdolomit auflagernden Trias- und Jura-Sedimente am Nordfuß des Berges (Kössen-Formation, Unterjura-Hornsteinkalk, Klauskalk) und am Gipfelkamm des Berges (Klauskalk, Mikritoidkalk). Am Gipfelkamm des Großen Landsberges lagert eine mittelsteil nach Süden einfallende, etwa 20–30 m

mächtige Platte aus Mikritoidkalk, mit oder ohne zwischengelagertem Mitteljura (Klauskalk), mehr oder weniger direkt dem gleichsinnig einfallenden Hauptdolomit auf. In der Westflanke des Berges wird der hier geringmächtige Jura in eine W–E streichende, enggepresste Falte mit Aptychenschichten im Kern gelegt. Südlich dieser Falte treten wieder mehrere WNW–ESE streichende Schuppen aus Obertrias (Plattenkalk und Hauptdolomit, eng verfaltet) und Jura (Mikritoidkalk, Klauskalk, Unterjura-Hornsteinkalk) auf. Am westlichsten Bergfuß sind gerade noch die Auswirkungen der großen, NNE–SSW streichenden, sinistralen „Landsbergstörung“ zu erkennen (NNE–SSW streichende Schuppen aus Opponitzer Kalk, Hauptdolomit und Aptychenschichten). Die zwischen den Gehöften Außerort und Innerort auftretenden Juraschichten (Mikritoidkalk, Steinmühlkalk, Aptychenkalk) können als das normal Hangende des Hauptdolomits am Großen Landsberg betrachtet werden.

Der zwischen Kleinem und Großem Landsberg auftretende, durchgehend zu verfolgende Streifen aus feinkörnigen Kreidesandsteinen (Losensteiner Schichten) kann als Deckenscheider gelten (siehe auch BRAUNSTINGL, 1986b: 81).

Der Schauderzinken (620 m)

Der Schauderzinken bildet eine felsige Kalkklippe am südlichen Bergfuß des Großen Landsberges und besteht aus lagunärem Wettersteinkalk. Die lagunäre Fazies wird durch das Auftreten von feinschichtigen Onkoidkalken mit reichlich Crinoiden und, leider nur sehr spärlich und vereinzelt, kleinen Dasycladaceen angedeutet. Bemerkenswerterweise dürfte ein sedimentärer Verband des Wettersteinkalkes mit der Hauptdolomit-/Plattenkalk-Schuppe nördlich davon bestehen. Dieser ist bei BAUER (1953) bereits auch schon angedeutet. Die über dem lagunären Wettersteinkalk folgenden Lunzer Sandsteine konnten sowohl in einzelnen, leider von Hangschutt stark überdeckten Lesesteinen an der nordöstlichen Grenze des Wettersteinkalkzuges, als auch im kleinen Sattel unmittelbar nördlich des Gipfels des Schauderzinken (mit dem Klettersteig) angetroffen werden. Die darüber folgende, sehr mächtige, helle, kalkig-dolomitische Rauwacke konnte als durchgehendes Band zwischen Wettersteinkalk im Süden und Hauptdolomit im Norden durchverfolgt werden. Aufgrund des Zusammenauftretens der Rauwacke mit Lunzer Sandstein kann die Rauwacke den Opponitzer Schichten zugeordnet werden. Der darüber folgende Hauptdolomit ist tektonisch bedingt sehr geringmächtig und wird bald von Plattenkalk abgelöst.

Schmiedleithen–Außerort–Innerort

Die Schmiedleithen liegt inmitten des Mitteltrias-Aufbruchs der Reichraming-Decke. Es kann eine zusammengehörende, halbwegs aufrechte, generell in südliche Richtung einfallende Schichtfolge von anisichem Reiflinger Kalk (dunkelgrau, Hornstein, Filamente), ladinischem Reiflinger Kalk (mittelgrau, knollig, ohne Hornstein und Filamente, wahrscheinlich schon höheres Ladinium), Raminger Kalk (hellgrau, Hornstein, allodapischer Schuttkalk, oberes Ladinium) und Wetterstein-Riffkalk wiedererkannt werden. Wenn man so will, kann man den Mitteltrias-Aufbruch der Schmiedleithen als Kern einer nordvergente Antiklinale sehen („Gaisbergantiklinale“ oder „Wettersteinantiklinale“ bei BRAUNSTINGL, 1986b: 84, 94), wobei der lagunäre

Wettersteinkalk des Schauderzinken mit der geringmächtig auflagernden Obertrias den steilstehenden Nordschenkel oder „Liegendschenkel“, und der Wetterstein-Riffkalk des Rabensteines mit der mächtigen Mitteltriasschichtfolge den flach liegenden Südschenkel dieser Faltenstruktur repräsentieren würden (vgl. auch BRAUNSTINGL, 1986b: 95).

Rabenstein (780 m) und Hausberg (490 m)

Beide Berge bestehen zum überwiegenden Anteil aus Wetterstein-Riffkalk, der als Fortsetzung der Riffkalke des Dürren Eck (Kote 1.222 m) und Gaisberg (Kote 1.267 m) gelten kann („Gaisbergschuppe“ bei BRAUNSTINGL, 1986b: 84f.). Damit darf man annehmen, dass im N–S verlaufenden Steyrtal keine größere Bruchlinie vorhanden sein dürfte, da die geologischen Strukturen von Westen nach Osten ohne Unterbrechung durchstreichen (vgl. auch BRAUNSTINGL, 1986: 95, 96). Der Rabenstein bildet eine steile Felswand, aus der einzelne Felskörper langsam talwärts hinausrotieren. Nachdem der eher schmale Wettersteinkalkspan an einer steilen Bruchlinie im Süden an eher nachgiebigen Hauptdolomit grenzt, sind kleinere Massenbewegungen nicht ganz auszuschließen und ein Abbrechen von Steinschlag oder Felssturz in der Zukunft nicht ganz auszuschließen. Am Wandfuß wurde jedoch noch kein Blockwerk angetroffen, was auf halbwegs stabile Lagerungsverhältnisse zurückzuführen sein dürfte. Geologisch etwas anders stellen sich die Verhältnisse am Hausberg dar. Hier wird der wahrscheinlich steil nach Süden einfallende Wettersteinkalk im Süden von Lunzer Schichten (vorwiegend Sandstein), Opponitzer Kalk (hellgrauer Kalkspan) und Hauptdolomit überlagert. Damit ergibt sich, ausgehend von der Schmiedleithen, eine vom Pelsonium bis in das Norium reichende, zusammengehörige Schichtfolge der Reichraming-Decke. Dies geht weder aus der Karte von BAUER (1953), noch aus BIRKENMAJER (1995) hervor. Weiters soll angemerkt werden, dass die von BAUER (1953) übernommenen und von BIRKENMAJER (1995) an einer Erosionskante der Niederterrasse SW' vom Hausberg eingetragenen Reiflinger Kalke nicht aufgefunden werden konnten (normale Terrassenschotter).

Jungwirtsberg (585 m)

Der Jungwirtsberg besteht hauptsächlich aus steilgestelltem Hauptdolomit, der an einer steilstehenden, etwa W–E streichenden Überschiebungsbahn (Deckengrenze) den unterlagernden Flyschgesteinen aufgeschoben worden ist. Es handelt sich um die primäre Deckenstirn der Nördlichen Kalkalpen (Ternberg-Decke), unter welche die Flyschzone steil abtaucht. Daraus ergibt sich hier – wie auch in anderen Gebieten – die Situation, dass die Nördlichen Kalkalpen eher die Flyschzone vor sich hergeschoben haben, als sie überschoben zu haben. In der gleich südlich davon angelegten tiefen Eintalung treten keine Flyschgesteine mehr auf. Das Südost-Eck des Jungwirtsberges wird überraschenderweise von dunkelgrauen-fleckigen Unterjura-Hornsteinkalken, mergeliger Schrambach-Formation und dunkelgrauen Sandsteinen der Rossfeld-Formation aufgebaut. Es handelt sich wohl um eine Einschuppung von Jungschichten, die an einem breiten Band tektonischer Rauwacken an den Hauptdolomit grenzen. Der weitere Verlauf der Deckengrenze wird in Furth von Moränensedimenten überdeckt und dann an der „Landsbergstörung“ abgeschnitten und um 1,5 km nach Norden versetzt.

Krautige Eben (670 m)

Die „Krautige Eben“, oberhalb der Klamm und des Wasserfallweges gelegen, stellt eine flache Juramulde dar. Auf Hauptdolomit folgen Unterjura-Hornsteinkalk und 40 Meter mächtiger Mikritoidkalk (Oxfordium). Letzterer ist durchwegs in Steilstufen ausgebildet. Im Hangenden bilden 40 Meter mächtiger Steinmühlkalk des Kimmeridgiums sowie Mühlbergkalk einen flacheren Bereich aus. Von dort stammt ein Ammonitenfund von Daniel Elster (GBA; leider ein Ammonit in nur schlechter Erhaltung der Gattung *Lytoceras* sp.). Auflagernde Aptychenschichten konnten nur in sehr geringflächigen Anteilen in der Nordosthälfte der „Krautigen Eben“ aufgefunden werden.

Das Gebiet nordöstlich der „Krautigen Eben“ setzt sich aus intensiv verfalteten, NE–SW streichenden Oberjura-Schichten (Mikritoidkalk, Steinmühlkalk, Aptychenschichten) zusammen. Diese bilden auch komplizierter verformte Züge mit wechselnder Streichrichtung, die sich mit der Kreidemulde SW' Rabenstein verbinden. Mit diesen Strukturen ist auch ein N–S verlaufender, stark tektonisierter Bereich südlich des unbenannten Baches nahe der Heindlmühlstraße zu assoziieren.

Rinnerberg (878 m) und Rinnerberger Bach

Die Südseite des Rinnerberges wird aus mächtigem Hauptdolomit aufgebaut, während an der Nordseite des Berges eine nach Nordosten abtauchende Juramulde entwickelt ist. Deren Schichtfolge gleicht gänzlich jener der „Krautigen Eben“, nur dass in ihrem Kern noch deutlich die dünnbankigen, feinkörnigen, tonigen Aptychenkalke des Tithoniums vertreten sind. An der Nordwestseite dieser Juramulde befinden sich ausgeprägte Steilstufen von Mikritoidkalk, die in dieser Form nicht an der Südseite der Mulde anzutreffen sind. Dort tritt der Mikritoidkalk geringmächtiger auf. Stattdessen bildet Steinmühlkalk 10er Meter hohe Felsstufen („Mittagspitz“) und isolierte Gesteinssäulen aus und erscheint bedeutend mächtiger als im Nordteil der Mulde.

In der N–S verlaufenden, klammartigen Strecke des Rinnerberger Baches zwischen Rinnerberg und Sonnkogel verläuft eine NNW–SSE streichende Rechtsseitenverschiebung, welche die Juramulde des Rinnerberges um etwa 100 m nach Süden versetzt („Klammstörung“). An der Deckengrenze zur Reichraming-Decke im Süden wird diese Störung jedoch abgeschnitten. Auch die flache Mulde der „Krautigen Eben“ grenzt an W–E streichenden Brüchen an die versetzten Juramulden südlich von ihr. Im Gegensatz zur „Krautigen Eben“ setzen sich Aptychenschichten bis zum Bereich der Klamm fort, lokal sind sie jedoch meist von Blockwerk überlagert.

Am westlichen Bergfuß des Rinnerberges sind, bevor die Kalkalpen an ihre Deckenstirn gelangen, kalkig-mergelige Aptychenschichten und mergelige Schrambach-Formation in größerer Mächtigkeit entwickelt, die sich leicht von den Sandsteinen der Rhenodanubischen Flyschzone unterscheiden lassen. Dieser Bereich grenzt direkt an einer N–S verlaufenden Störung an den Hauptdolomit des Rinnerberges.

Sowohl die Wasser stauenden Mergel der Schrambach-Formation, als auch die Wasser stauenden Flyschsandsteine neigen sehr zur Bildung von Rutschhängen und zu intensivem Bewuchs mit Schachtelhalm-

gewächsen. Die Unterscheidung der Aptychenschichten von der Schrambach-Formation ist im Gelände nicht immer ganz einfach. Da jedoch die Aptychenschichten etwas kalkiger sind, bilden sie eher Lesesteine im Waldboden und etwas geneigtere Hänge. Im Gegensatz dazu bilden die Mergel der Schrambach-Formation nur kaum Lesesteine, sehr flache, aber rutschungsanfällige Hänge mit starkem Bewuchs.

Am südlichen Hangfuß des Rinnerberges bildet ein langer Zug rhätischer Gesteine die Deckengrenze zur Reichraming-Decke. Besonders erwähnenswert erscheint dem Autor die besonders starke, völlig kataklastische Zerlegung des Hauptdolomits entlang des oberen Rinnerberger Baches zu einem weißen Gesteinsmehl bzw. zu einem matrixreichen, „tektonischen Konglomerat“, in dem einzelne, härtere Gesteinspartien prächtig tektonisch zugerundet in einer zerrütteten, sandig-schluffigen Dolomitmatrix schwimmen. Diese tektonisch sehr deutlich beanspruchten Hauptdolomite dürften einerseits mit der nicht weit entfernten Deckenbasis der Nördlichen Kalkalpen (Überschiebungstektonik, Ostalpine Überschiebung) und andererseits mit einem deutlich ausgeprägten, jungen, W–E streichenden Störungssystem, das etwa parallel zum Rinnerberger Bach verläuft und in das zahlreiche Juraschollen in den Hauptdolomit eingespießt worden sind, zusammenhängen.

Sonnkogel (882 m)

Der Sonnkogel unterscheidet sich vom Rinnerberg, dessen östliche Fortsetzung er bildet, durch das zusätzliche Auftreten von Plattenkalk im oberen Norium. Dieser setzt erst östlich der Störung in der Klamm („Klammstörung“) mit nach Osten zunehmender Mächtigkeit ein. Zwischen Sonnkogel und „Krautige Eben“ ist eine sehr schöne, NE–SW streichende, also vorgosauisch angelegte Kreidemulde entwickelt, deren Schichtfolge von der Obertrias (Hauptdolomit, Plattenkalk, in Resten „Oberhätalk“) bis in die Unterkreide (Schrambach-Formation) reicht. Im Sattel zwischen Sonnkogel und Rabenstein ist eine weitere Juramulde, mit Aptychenschichten im Kern, ausgebildet. Diese ist sehr eng gefaltet, zeigt Spezialfalten und streicht WNW–ESE, was einer jüngeren, miozänen, NNE-gerichteten Faltungsphase entspricht. Bemerkenswerterweise endet an ihr auch die ebenso junge, im Miozän angelegte, sinistrale „Landsbergstörung“. Auffällig, wenn auch nicht gänzlich nachgewiesen, ist das Fehlen von Klauskalk in den Schichtfolgen von Rinnerberg und Sonnkogel. Darauf wurde im Kapitel zur Tektonik bereits hingewiesen. Eine kleine Ausnahme davon bilden allerdings wenige Meter Rotkalk zwischen Unterjura-Hornsteinkalk und Mikritoidkalk auf dem Bergrücken 250 m östlich der „Klamm“ in 670 m SH.

Markant setzt an der Ostflanke des Sonnkogels in etwa 700 m SH ein deutlich N–S streichender Bruch ein, der mächtig entwickelte Obertrias (Hauptdolomit, Plattenkalk und Kössen-Formation) gegen die Juramulde des Sonnkogels versetzt. Auffällig ist in diesem tektonisch abgesenkten Block nicht nur der „mächtige“ Plattenkalk (teilweise söhlige Lagerung), sondern auch die Ausbildung dunkelgrauer, feinkörniger Kalkbänke im Plattenkalk sowie fossilreicher, mittelgrauer Bänke mit reichlich Bivalven und Crinoiden (wackestones, Biomikrite, Tempestite). Eher schleifend ist gegen Hangend ein Übergang in dunkelgraue Mergelkalke und gelbgraue Lumachellenkalke

der Kössen-Formation („Kössener Kalke“) erkennbar. Von BAUER (1953) wurde diese Störung völlig übersehen und verband die Kössen-Formation im kleinen Sattel S' Rabenstein ganz einfach mit den Kössen-Formation am östlichen Hangfuß in 550 bis 600 m SH, wo sie nur zufällig in einer geografisch ähnlichen Position auftreten. Eigenwillig dennoch ist, dass das Einfallen des Plattenkalkes gegen das Einfallen des Hauptdolomits gerichtet ist, was kleinere tektonische Komplikationen erwarten lässt. Trotzdem würde die Autorenschaft den Plattenkalk und die Kössen-Formation für das normal Hangende (natürlich in verkehrter Lagerung) des Hauptdolomits halten.

Die hier (an der Ostflanke vom Sonnkogel) verkehrt liegende, mächtige Obertrias-Schichtfolge stellt zugleich das westlichste Ende der „Schobersteinschuppe“ (BRAUNSTINGL, 1986b: 97–99) dar, die sich ungestört über das Steyrtal hinweg fortsetzt. Östlich der Steyr, im Bereich der „Sonnseite“, behält diese ihre überkippte Lagerung bei, beginnt aber rasch ihre darüberfolgende Jungschichtfolge (Jura, Kreide) gegen Norden zu vervollständigen. Südlich vom Schoberstein (Kote 1.285 m) schließlich rotiert die Schichtfolge der „Schobersteinschuppe“ in ihre aufrechte Lagerung zurück.

Plachwitz (910 m)

Der Plachwitz zeigt einen einfachen Bau aus im Mittel nach Nordosten einfallendem Hauptdolomit. Dazu im Widerspruch stehen die Messungen des Schichteinfallens von BIRKENMAJER (1995), die zum Teil in genau die entgegengesetzte Richtung weisen. Dem will der Autor nicht unbedingt widersprechen, jedoch darf angemerkt werden, dass zumindest am Plachwitz kaum Kleinfalten beobachtet werden konnten. Vorsichtigerweise will der Autor darauf hinweisen, dass nur eine sorgfältige Beobachtung der sedimentären Schichtung (z.B. Algenlaminite) im Hauptdolomit zu einem gültigen Messergebnis führen kann, da man sonst sehr leicht Gefahr läuft, lediglich ein engständiges Kluffnetz für eine Bankung zu erhalten und so zu einem falschen Messergebnis gelangen kann.

Dennoch kann festgestellt werden, dass der Hauptdolomit des Plachwitz vor allem in den Gräben von geradlinigen und tiefgreifenden Störungen durchsetzt wird, an denen nicht nur tektonisch gebildete Rauwacken, sondern auch grüne Tone sowie dunkelgrüne Tonschiefer der Deckenbasis eingeschuppt worden sind. In der Westflanke des Plachwitz treten zwei solche NW–SE streichende Störungen und in der Ostflanke des Plachwitz eine ENE–WSW streichende Störung auf.

Literatur

BAUER, F. (1953): Der Kalkalpenbau im Bereiche des Krems- und Steyrtales in Oberösterreich. – Skizzen zum Antlitz der Erde: Geologische Arbeiten, herausgegeben aus Anlaß des 70. Geburtstages von Prof. Dr. L. Kober, Universität Wien, 107–130, Wien.

BIRKENMAJER, K. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138**, 570–572, Wien.

BRAUNSTINGL, R. (1983): Bericht über die Kartierung der Reichraminger Decke zwischen Steyr und Enns (Gebiet Molln – Hohe Dirn). – OMV-Bericht, 9 S., OMV-Exploration/Archiv, Wien.

BRAUNSTINGL, R. (1986a): Geologie der Flyschzone und der Kalkalpen zwischen Enns- und Steyrtal (Oberösterreich). – Anzeiger der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, **122**, 111–118, Wien.

BRAUNSTINGL, R. (1986b): Geologie der Flyschzone und der Kalkalpen zwischen Enns- und Steyrtal (Oberösterreich). – Dissertation, Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Salzburg, 162 S., 1 Geologische Karte 1:25.000, Salzburg.

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

FLÜGEL, H.W. (1967): Die Lithogenese der Steinmühl-Kalke des Arracher Steinbruches (Jura, Österreich). – Sedimentology, **9**, 23–53, Amsterdam.

GAITANAKIS, P. (1974): Zur Geologie der Kalkalpen zwischen Steyr und Enns im Raum der Gaisberg-Gruppe bei Molln in Oberösterreich. – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Wien, 159 S., Wien.

HUSEN VAN, D. (1975): Die quartäre Entwicklung des Steyrtales und seiner Nebentäler. – Jahrbuch des Oberösterreichischen Musealvereines, **120**, 271–289, Linz.

JENKYN, H.C. (1972): Pelagic „Oolites“ from the tethyan jurassic. – The Journal of Geology, **80**/1, 21–33, Chicago.

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

LUKENEDER, A. (2004b): Lower cretaceous section of the Ternberg nappe (Northern Calcareous Alps, Upper Austria): facies-changes, biostratigraphy and paleoecology. – Geologica Carpathica, **55**/3, 227–237, Bratislava.

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

TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen Nordalpinen Mesozoikums: Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 579 S., Wien.

TRAUTH, F. (1936): Ueber die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. – F.E. Sueß-Festschrift der Geologischen Gesellschaft in Wien. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **1936**, 473–564, Wien.

ZEITLINGER, J. (1954): Versuch einer Gliederung der Eiszeitablagerungen im mittleren Steyrtal. – Jahrbuch des Oberösterreichischen Musealvereines, Gesellschaft für Landeskunde, **99**, 189–243, Linz.

**Bericht 2015
über Untersuchungen
unterjurassischer Brachiopoden
auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an
der Krems**

MILOŠ SIBLÍK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Data on Mesozoic brachiopods from sheet NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems are very scarce. Only one hopeful Jurassic brachiopod locality was recently discovered during the mapping works by Thomas Hornung (GWU Salzburg). My field works were made between 14. and 21. September 2015 and were focused on the fossiliferous site (around the point 47.824768–14.192856, near the end of the forest road), which is situated SE of the town Klaus an der Pyhrnbahn, about WSW of the spot hight 1158 Windberg. The well-exposed succession on the slope is about 4 m high and reaches the length of nearly 60 m. It shows bedded, very hard dark grey and reddish micritic crinoidal limestones (massive “Crinoidenspalkalke”) of the Hierlatzkalk type, which contain rare thin marly intercalations. Fossil content is very rich, represented practically only by brachiopods accumulated to densely packed lumachelles. Additionally, two fragments of smooth indeterminable lamellibranches were ascertained only. Preservation of the material is relatively poor. The shells are often fragmented and their interior details destroyed by the recrystallization, so that the study of their interiors was almost impossible. Due to the absence of preserved internal details, general shape and some other external characters were used for the evaluation of generic relationships. The separation of the specimens from their carbonate matrix is very difficult due to the very hard character of the compact rock and most of specimens are crushed and incomplete or split to pieces.

The sampled 211 brachiopod specimens (incl. also fragmentary shells) consist of 13 genera and 20 species. The order Terebratulida is dominant representing 39.3 % of the fauna, it includes 5 genera and 8 species (incl. aff. species). The most common genus is *Zeilleria* with 4 species. Specimens of the order Rhynchonellida are less numerous (28.9 % of all specimens) than those of Terebratulida but their specific composition is much more variable. They belong to 7 genera with 10 species. Order Spiriferida (31.8 % of all specimens) is represented by 1 genus only

with 2 species, preserved nearly 100 % as pedicle valves only.

The following species were determined: *Jakubirhynchia latifrons* (STUR in GEYER, 1889), *Prionorhynchia* aff. *flabellum* (GEMMELLARO, 1874), *Prionorhynchia polyptycha* (OPPEL, 1861), *Prionorhynchia greppini* (OPPEL, 1861), *Prionorhynchia* cf. *greppini* (OPPEL, 1861), *Prionorhynchia* aff. *belemnitica* (QUENSTEDT, 1858), *Cirpa fronto* (QUENSTEDT, 1871), *Cirpa* cf. *fronto* (QUENSTEDT, 1871), *Pisirhynchia inversa* (OPPEL, 1861), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPPEL, 1861), *Salgirella* aff. *albertii* (OPPEL, 1861), „*Rhynchonella*“ sp. (? = *Calcirhynchia plicatissima* (QUENSTEDT) in DULAI, 2003, Pl. 3, Figs. 16–18), *Lobothyris andleri* (OPPEL, 1861), ?*Lobothyris* sp., *Linguithyris aspasia* (ZITTEL, 1869), *Bakonythyris ewaldi* (OPPEL, 1861), *Bakonythyris* aff. *thurwieseri* (BÖSE, 1897), *Securina partschi* (OPPEL, 1861), *Zeilleria batilla* (GEYER, 1889), *Zeilleria alpina* (GEYER, 1889), *Zeilleria mutabilis* (OPPEL, 1861), *Zeilleria* aff. *mutabilis* (OPPEL, 1861), *Zeilleria* cf. *mutabilis* (OPPEL, 1861), *Zeilleria* cf. *stapia* (OPPEL, 1861), *Zeilleria* sp., *Liospiriferina alpina* (OPPEL, 1861), *Liospiriferina* cf. *alpina* (OPPEL, 1861), *Liospiriferina* aff. *obtusata* (OPPEL, 1861), *Liospiriferina* sp., *Liospiriferina* sp. (? young specimens), moreover fragmentary or indeterminate rhynchonellids, terebratulids and spiriferinids. The studied brachiopod fauna is not so diverse if compared with that of seemingly same age, well studied in the Totes Gebirge on the near map sheet 97 Bad Mitterndorf. There occurs a large number of well preserved and variable brachiopods (cf. MANDL et al., 2010). The comparison with that fauna clearly shows that the age of here studied brachiopods from the vicinity of Kirchdorf could be well stated as Middle–Upper Sinemurian. The unique occurrence of Lower Jurassic brachiopods in the whole area, accumulation of their often fragmentary shells, and spiriferinids with prevailing specimens with only pedicle valves clearly document the transport of the fauna before the deposition.

I am grateful for the guidance by Thomas Hornung who showed me the place and accompanied me in the field. The financial support of the study by the Geological Survey of Austria in Vienna is heartily acknowledged.

Reference

MANDL, G.W., DULAI, A., SCHLÖGL, J., SIBLÍK, M., SZABÓ, J., SZENTE, I. & VÖRÖS, A. (2010): Erste Ergebnisse zu Stratigraphie und Faunen-Inhalt der Jura-Gesteine zwischen Bad Mitterndorf und Toplitzsee (Salzkammergut, Österreich). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **65**, 77–134, Wien.

Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

**Bericht 2015
über geologische Aufnahmen
im Bereich Kleingschnaidt nördlich Gaflenz
auf Blatt NL 33-02-03
Waidhofen an der Ybbs**

GERHARD BRYDA

Im Berichtsjahr wurden auf dem Kartenblatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs (nationale Blattnummer: 4203) bestehende Kartierungen im Bereich des Kleingschnaidt-

baches nördlich Gaflenz überarbeitet und Teile des Sonnberges neu aufgenommen. Dabei konnte die Deckengrenze zwischen der liegenden Frankenfels- und hangenden Lunz-Decke anhand der nun flächig auskartierten Lunzer Schichten genau festgelegt werden. Zusätzlich wurden stratigrafische Fehleinstufungen korrigiert und die Grenzen zwischen einigen lithostratigrafischen Einheiten neu kartiert. Die quartäre Bedeckung konnte anhand des digitalen Höhenmodells des Landes Oberösterreich genauer abgegrenzt und zahlreiche Massenbewegungen in die Karte neu eingetragen werden.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 2016

Band/Volume: [156](#)

Autor(en)/Author(s): Hornung Thomas

Artikel/Article: [Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Gebiet Kienberg und Klaus \(Oberösterreichische Voralpen / Sengsenengebirge\) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems 318-336](#)