

ches, ca. 350 m östlich bis südöstlich der Kapelle von Wanzenau, wurden unter 50 cm graubraunen, kalkfreien, lehmig-siltigen Tonen rostig-graue, kalkfreie Hochwasserlehme erbohrt.

Deluvio-fluviatile Sedimente wurden in kleineren, zeitweise durchflossenen Tälern abgelagert. Östlich von Altenburg liegen diese Sedimente in einer über 100 m breiten Senke, die in einen Graben zum Försterbach entwässert. Ihr oberer Teil wird von graubraunen, siltigen, kalkfreien Tonen mit einer Mächtigkeit von 35 bis 50 cm gebildet. Die Tone liegen über grauen, rostig-fleckigen, kalkfreien Lehmen. In einem Fall wurde in 0,6 m Tiefe dunkelgrauer, organischer Lehm erbohrt (R: 696454, H: 390125). Deluvio-fluviatile Sedimente füllen auch den Talboden des durch Burgerwiesen gegen Mühlfeld fließenden und bei der Raschmühle in die Taffa mündenden Baches. Es handelt sich vor allem um schwach braune bis braungraue, siltige bis sandig-siltige, kalkfreie bis leicht kalkige, stellenweise glimmerige, rostig fleckige Tone. In einem erweiterten Teil der Senke, nahe der Straße nordwestlich vom Käferbigl, gehen die Tone in 30 bis 75 cm Tiefe in schwach graue, siltige, rostig fleckige Lehme über. Am östlichen

Rand von Mühlfeld (R: 699819, H: 389563), südlich von Burgerwiesen (R: 697286, H: 390206) und nördlich vom Käferbigl (R: 698254, H: 390093) wurden in 40 bis 80 cm Tiefe glimmerige, körnige Sande erbohrt. Schließlich fanden sich deluvio-fluviatile Sedimenten auch nordwestlich von Etzmannsdorf. Unter braunen und dunkelbraunen, lehmig-sandigen, kalkfreien Tonen mit einer Mächtigkeit von 30 bis 60 cm wurden hier graue bis dunkelgraue, kalkfreie, sandige Lehme festgestellt.

Anthropogene Sedimente wurden an einigen kleineren Lokalitäten abgelagert. Südlich der Straße Altenburg–Burgerwiesen (R: 696822, H: 390173) wurde auf einem Feld Aushubmaterial aus Bodensediment, verschiedenen metamorphen Gesteinen und Quarzgeröllen sowie Beton und Ziegel angeschüttet. Die Mächtigkeit der Anschüttung übersteigt stellenweise einen Meter. Eine weitere Lokalität befindet sich etwa 700 m nordwestlich der Kapelle Mühlfeld, südlich der Straße nach Burgerwiesen (R: 698922, H: 389917). Die Felder wurden hier an zwei Stellen mit siltigen Tonen und Löss verbessert. Eine kleinere Anschüttung unbekanntes Charakters wurde auch bei einem Betrieb östlich des Friedhofes Altenburg festgestellt.

Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

Bericht 2019 über geologische Aufnahmen im Gebiet Hirschwaldstein, Großer Landsberg und Schoberstein (Oberösterreichische Voralpen) auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

THOMAS HORNUNG
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die geologische Kartierung mit der Arbeitsbezeichnung „Hirschwaldstein, Großer Landsberg und Schoberstein“ auf Kartenblatt 68 Kirchdorf an der Krems erfolgte von Mai bis November 2019. Die nördliche Gebietsgrenze ist identisch mit dem Kalkalpen-Nordrand und verläuft von Burg Altpernstern oberhalb Micheldorf in Oberösterreich am Nordwesthang des Hirschwaldsteins entlang über den Rinnerberger Bach nach Hausmanning und weiter zum Großen Landsberg, weiter über das Steyrtal nördlich des Schobersteins zur Teufelskirche und Herndleck bis zur Blattgrenze zu Blatt 69 Großbraming. Die Südgrenze des kartierten Gebietes zieht an den Südhängen von Schoberstein und Gaisberg knapp nördlich der Krümmen Steyrling in den Mollner Talkessel und folgt dem Verlauf der Steyr und Enns wieder zurück nach Micheldorf.

Zum Zeitpunkt der Aufnahme standen folgende Karten- und Literaturwerke der GBA zur Verfügung:

- Der Kalkalpenrand zwischen Krems- und Steyrtal in Oberösterreich 1:12.500 (BAUER, 1953).
- Geologische Karte der Flysch-Zone und des Kalkalpenrandes beidseits der Enns 1:25.000 (BRAUNSTINGL & EGGER, 1985).

- Geologische Manuskriptkarte (handgezeichnet, Maßstab 1:10.000): Oberleontstein, Wienerweg, Hambaum, Rinnerberger Bach, Steyrdurchbruch, Landsberg (BIRKENMAJER, 1995).
- Geologische Karte von Österreich 1:50.000, Blatt 69 Großbraming (EGGER & VAN HUSEN, 2011).
- Historische Manuskriptkarte von Österreich 1:75.000 (ABEL & GEYER, 1910).
- Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR et al., 2006).
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (RUPP et al., 2011).
- Quartärgeologische Manuskriptkarte am Südrand des Sengsengebirges (Steyr – Teichl – Rettenbach) (VAN HUSEN, 2017).
- Geologische Manuskriptkarten des Gebietes (MOSER, 2014a, b, 2017a, b).

Naturräumlicher und geologischer Überblick

Das etwa 47 km² große Kartiergebiet (inkludiert und überarbeitet sind kleine Teilbereiche von VAN HUSEN (2017) im Mollner Talkessel) umfasst die nördlichsten, stark bewaldeten Mittelgebirgskämme der Oberösterreichischen Kalkalpen zum offenen, deutlich niedrigeren Vorland mit Rhenodanubischem Flysch und Ultrahelvetikum. Die höchste auf dem Gebiet liegende Erhebung ist der Schoberstein (1.285 m). Weitere markantere Erhebungen des Untersuchungsraumes sind der Gaisberg (1.267 m), der Steinkogel (1.097 m), der Hirschwaldstein (1.095 m), der Große Landsberg (898 m), der Rinnerberg (878 m) sowie der Sonnkogel (828 m). Den tiefsten Punkt des Gebietes definiert die nach Norden fließende Steyr mit etwa

361 m ü. A. zwischen Rieserberg im Osten und Rohregg im Westen.

Die Entwässerung des Gebietes erfolgt ausschließlich über die Steyr. Die beiden größten Zuflüsse des Gebietes sind die Krumme Steyrling und der Schmiedleithner Bach. Die Krumme Steyrling fließt im Tal von Breitenau nach Molln und mündet dort in die Steyr – der Schmiedleithner Bach trennt das kleine bewaldete Massiv des Landsberges vom Hirschwaldstein-Zug ab und mündet nördlich von Leonstein in die Steyr.

Das Klima des Areals wird entscheidend durch die Topografie bestimmt und kann als feucht-gemäßigt charakterisiert werden. Bedingt durch den oftmaligen Wolkenstau am Kalkalpen-Nordrand fällt im bewaldeten Mittelgebirge zwischen Totem Gebirge im Süden und dem Sengsengebirge im Nordosten für die Höhenlage relativ viel Niederschlag und Schnee.

Der Untersuchungsraum erlaubt Einblicke in zwei tektonische Bauelemente der Nördlichen Kalkalpen: beinahe das gesamte Untersuchungsgebiet liegt im Bereich der „hochbajuvarischen“ Reichraming-Decke (nach der klassischen Deckengliederung sensu TOLLMANN (1976) ein Pendant zur Lechtal-Decke in den westlichen Nördlichen Kalkalpen). Nur ein kleiner Teil unmittelbar am Kalkalpen-Nordrand kann – tektonisch durch kretazische Einheiten abgetrennt – zur „tiefbajuvarischen“ Ternberg-Decke (Pendant zur Allgäu-Decke in den westlichen Nördlichen Kalkalpen) gerechnet werden. Kriterien zur Deckengliederung werden eingehend im Kapitel „Tektonik“ erläutert.

Schichtenfolge

Reichraming-Decke

Trias

Reifling-Formation

Illyrium (Oberes Anisium) bis Julium (Unteres Karnium)

Die Reifling-Formation als tiefstes stratigrafisches Stockwerk des Kartiergebietes zieht in einer E–W streichenden, schmalen Antiklinale von Schmiedleithen südlich des Kleinen Landsberges über das Steyrtal nach Gradau und lässt sich an der Nordwestflanke des Gaisberges bis unter das Dürre Eck verfolgen („Gaisberg-Antiklinale“). Das stratigrafisch Liegende, die Gutenstein- und Steinalm-Kalke, die in MOSER (2017a) ohne Fundortbeschreibung aus Bohrkerne beschrieben wurden, konnten nicht beobachtet werden.

Während die Schichtenfolge der Reifling-Formation im Steyrtal zur Gänze mit mächtigen verfestigten Niederterrassenschottern überdeckt ist und an Schmiedleithen an den Hügeln nördlich des Ortskerns nur unzureichend erschlossen ist, sind die Sequenzen auf der anderen Talseite unter dem Gaisberg relativ vollständig erhalten geblieben. MOSER (2017a) konnte dabei einen basalen anisischen und einen höheren ladinischen Abschnitt biostratigrafisch unterscheiden (s.u.). Als Gesamt-Mächtigkeit gibt er 60 m an. Detailliertere Beschreibungen zu Lithologie und Altersdatierung finden sich in MOSER (2017a), EGGER (2007) und HORNING (2007).

Partnach-Formation

Langobardium bis Julium (Unteres Karnium)

Über der Reifling-Formation oder mit dieser faziell verzahrend treten mit der Partnach-Formation dunkelbraune bis dunkelgrüne Tonschiefer auf. Ihre Verbreitung im Kartiergebiet beschränkt sich auf den Kernbereich der Gaisberg-Antiklinale unter dem Kamm Dürres Eck bis Gaisberg und dürfte sich unter mächtiger quartärer Überdeckung bis westwärts bis in den Bereich von Gradau erstrecken. Unterhalb des Wanderweges zum Dürren Eck auf etwa 970 m ü. A. können dunkelgraue, ebenflächige Mergelkalke und braungraue, wellige bis ebenflächige mittelbankige Kalke vom Reiflinger Faziestypus eingeschaltet („Partnach-Kalke“) sein. MOSER (2017a) erwähnt ferner dickbankige alpidapische Kalkeinschaltungen („Raminger Kalk“). Die erhaltene Mächtigkeit beträgt nur etwas mehr als 30 m, kann durch intensive interne Faltung jedoch scheinbar höher ausfallen.

Üblicherweise ist die Partnach-Formation im Kartiergebiet als dunkelbraune bis dunkel-olivgrünliche Tonschiefer, die zu einer fettglänzenden, schweren Erde verwittern. Von der lithologisch ganz ähnlichen, und ebenfalls in diesem Bereich anstehenden Lunz-Formation unterscheiden sich die Mergel der Partnach-Formation einerseits durch den Farbwechsel von Braungrau auf Dunkelgrau, andererseits durch den höheren Karbonatgehalt (Test mit verdünnter Salzsäure). Ein primärer, das heißt fazieller Übergang oder eine Verzahnung zwischen Partnach- und Lunz-Formation kommt im Kartiergebiet nicht vor.

Die Fossilführung der Partnach-Formation ist ausgesprochen gering: EGGER & VAN HUSEN (2011) erwähnen von Nachbarblatt 69 Großraming (Hohe Dirn) Conodontenfunde, die auf basales Karnium hinweisen. MOSER (2017a) fand am Nordhang des Dürren Ecks die Muschel *Halobia vixaurita* und den Conodonten *Gondolella foliata*, die gleichfalls auf unterkarnisches Alter (Julium 1, *aonoides*-Zone) hindeuten.

Wetterstein-Formation

Illyrium (Oberes Anisium) bis Julium (Unteres Karnium)

Kalke der Wetterstein-Formation treten im Kartiergebiet ausschließlich innerhalb der Gaisberg-Antiklinale auf und ziehen sich als breites Band von Schauderzinken-Außerort (westlich von Schmiedleithen) über das Steyrtal bis in den Pfaffenboden. Sie tritt dabei durch relative Erosionsbeständigkeit gegenüber umgebenden Lithologien wie z.B. dem Hauptdolomit vor allem im Südschenkel der Sattelstruktur als hauptsächlicher Gipfelbildner des Höhenzuges Dürres Deck und Gaisberg auf. Da die Achse der Gaisberg-Antiklinale flexurell gegen Osten abtaucht, ist das Ende der Vorkommen von Wettersteinkalken am Pfaffenboden primär mit umlaufenden Streichen gekennzeichnet und nicht tektonisch reduziert. Westlich der Steyr tritt Wettersteinkalk am Rabenstein sowie an den weithin sichtbaren Kalknadeln des Schauderzinkens zutage. Seine maximale Mächtigkeit beträgt im Kartiergebiet 250 bis 300 m. Detailliertere Beschreibungen zu Lithologie und Altersdatierung finden sich in HORNING (2018).

Lunz-Formation: Tonmergel, Schluffsteine und Sandsteine, Kalke und Dolomite, untergeordnet Rauwacken

Julium (Unteres Karnium)

Stratigrafisch unmittelbar über der Wetterstein-Formation anstehend, konturieren die lithologisch variablen Gesteine der terrigen-siliziklastisch geprägten Lunz-Formation die Gaisberg-Antiklinale in einem in der Regel sehr schlecht aufgeschlossenen schmalen Streifen. Die derzeit besten Aufschlüsse bietet der in Abbau stehende Steinbruch in der Gradau (Fa. Bernegger). Natürliche Aufschlüsse finden sich an der Südwestseite des Dürren Ecks sowie entlang der Forstwege auf der Nordseite des Mittelgebirgskammes. Im Bereich des Schauderzinkens unter dem Landsberg auf der orografisch linken Seite der Steyr stehen Mergel der Lunz-Formation zwar oberflächlich nicht an, wurden jedoch aufgrund von fett dunkelgrau bis schwärzlich gefärbtem, staunassen Boden und der morphologischen Herausbildung flacher terrassenähnlicher Mulden kartiert.

Die vielerorts tektonisch amputierten, und nur wenig mehr als 10 m mächtigen Lunzer Tone stellen hier die Basis der Lunz-Formation dar und haben unverwittert eine ausgeprägt schwarzgraue bis schwarzgrau, teilweise in bläulich-bis stahlgrau gehende Färbung. Der enthaltene Anteil an (Hell)Glimmern ist makroskopisch stets sichtbar, der Karbonatgehalt mit verdünnter Salzsäure im Gelände leicht feststellbar. Letzteres unterscheidet sie von den Reingrabener Schiefen, die gänzlich karbonatfrei, beispielsweise in der Kaltau südlich der Kremsmauer, auftreten (HORNUNG, 2014). In die metermächtigen Mergelpakete schalten sich gegen das stratigrafisch Hangende immer mächtiger werdende Toneisenstein bzw. Hellglimmer führende Sandsteinbänke ein. Die Toneisensteine zeigen mitunter eine auffallend ockerfarbene bis ockerorangefarbene Tönung, die Sandsteine teilweise orangene Verwitterungsfarben auf den Bruchflächen. Diese Färbungen sind Folge von oxidierendem hohen Eisen- und Pyritgehalt (Limonit).

Im Steinbruch Gradau enthalten die Lunzer Tone und Mergel im oberen Bereich zu den hangenden Kalken der Opponitz-Formation cm-mächtige blendend weiße, lateral rasch auskeilende Gipsfladen. Der Gipsgehalt (stark erhöhter Sulfatanteil) konnte durch großzügig zur Verfügung gestellte Analysedaten des Gesteinslabors der Fa. Bernegger vom Hauptwerk Gradau bestätigt werden.

Obgleich wenig erosiv widerstandsfähig, ist die Lunz-Formation mit Tonen, Mergeln und zwischengeschalteten Feinsandsteinen über dem liegenden Wettersteinkalk im Untersuchungsgebiet stets konkordant zwischen stratigrafisch liegenden und hangenden Einheiten erschlossen.

Aus den Lunzer Schichten ist von Blatt Grünau (EGGER, 2007; EGGER & VAN HUSEN, 2007) eine schlecht erhaltene karnische Sporenflora erhalten – korrelierende multi-stratigrafische Studien mit einem sequenzstratigrafischen Modell (HORNUNG, 2007) grenzen die Zeitspanne mit dem Oberen Julium („Mittleres Karnium“) ein.

Opponitz-Formation

Tuvalium (Oberes Karnium)

Die Opponitz-Formation als stratigrafisch Hangendes zur Lunz-Formation besitzt innerhalb der Gaisberg-Syn-

klinale eine ähnliche Verbreitung wie die zuvor beschriebene Lunz-Formation auf der Südseite vom Dürren Eck und Gaisberg sowie am Schauderzinken nördlich von Schmiedleithen. Am Landsberg ist die Opponitz-Formation ferner an der nördlichen Stirn der Reichraming-Decke zwischen Großem und Kleinen Landsberg erschlossen. Des Weiteren bestehen Oberflächen-Vorkommen ganz im Süden des Kartiergebietes bei Roß (nördlich Breitenau) sowie entlang der Oberleonesteiner Überschiebungsbahn südlich des Riedberges. Auch südöstlich von Hambaum nahe Leonstein sind in einem kleinen Kerbtal im Kern der Riedberg-Antiklinale Gesteine der Opponitz-Formation aufgeschlossen. Oftmals sind die Aufschlüsse stark verwachsen und nur schwer zugänglich – die aktuell beste Aufschluss-Situation bietet derzeit der Steinbruch der Fa. Bernegger in Gradau. Trotz der guten Aufschlussbedingungen in Gradau können keine definiten Angaben über die Gesamtmächtigkeit der Opponitz-Formation gegeben werden – sie dürfte sich zwischen 30 und 50 m bewegen.

Im Bereich der Gaisberg-Antiklinale sind die Sequenzen der Opponitz-Formation als in der Regel dünnbankiger, hell- bis mittelgrauer, lokal auch braungrauer Dolomit führender Kalk mit stets ebenen Bankflächen ausgebildet. Die frisch erschlossenen Opponitzer Schichten im Steinbruch Gradau zeigen zudem eine ausgeprägte Schichtung mit schwarzen bis schwarzgrauen, vermutlich organogenreichen stromatolithischen Lagen, die vermutlich von Algen und/oder Mikrobenmatten stammen. Am Hambaum sowie westlich Oberleonestein ist die Opponitz-Formation wieder deutlich kalkiger ausgebildet.

Hauptdolomit-Formation; Hauptdolomit-Formation in kalkiger Ausbildung

Tuvalium (Oberes Karnium) bis Alaunium (Mittleres Norium)

Neben der Wetterstein-Formation ist der Hauptdolomit im Kartiergebiet die dominierende Lithologie der hochbajuarischen Reichraming-Decke. Seine Verbreitung liegt schwerpunktmäßig im Westteil des Kartiergebietes (westlich der Steyr) in einem Mittelgebirgszug zwischen Ochsenkogel und Plachwitz. Östlich der Steyr ist Hauptdolomit am Nordschenkel der Riedberg-Antiklinale am südexponierten Hang Dürres Eck–Schoberstein im Tal der Krumpen Steyrling sowie an den (teilweise tektonisch reduzierten) Schenkeln der Gaisberg-Antiklinale (Gebiet Dorngraben–Pfafenboden–Hochbuchberg) und der Schreibach-Synklinale flächig erschlossen. Die höhere Verwitterungsanfälligkeit des Hauptdolomits gegenüber der liegenden Wetterstein-Formation bedingt durchschnittlich verringerte Gipfelhöhen und ein flach welliges, kupiertes und zudem stark bewaldetes Oberflächenrelief. Eine Ausnahme bildet der 1.273 m messende Hochbuchberg östlich der Grünburger Hütte, der überwiegend aus Hauptdolomit aufgebaut ist. Sowohl im Liegenden (Mandlmais) als auch in den hangenden Partien der Schichtfolge (Rinnerberg und Plan) können großflächigere Bereiche in kalkiger Ausbildung vorliegen.

Sowohl Monotonie als auch das Fehlen von charakteristischen Leitbänken in den drei untergliederbaren Abschnitten des Hauptdolomits machen Abschätzungen über die erhaltene Maximalmächtigkeit schwierig – auf dem Kartengebiet dürften sich die größten Werte bei etwa 600 bis 700 m bewegen. Detailliertere Beschreibungen zu Lithologie und Altersdatierung finden sich in HORNUNG (2018).

Plattenkalk und Dachsteinkalk

Alaunium bis Sevatium (Oberes Norium)

In der Regel gehen die obersten Partien des Hauptdolomits im Kartiergebiet lithologisch fließend in den Hangenden Plattenkalk über, so an der Koglerstein-Synklinale und an deren westwärtiger, jenseits der Steyr gelegenen Verlängerung am Sonnstein. Kleinere Vorkommen konturieren die Schreibach-Synklinale und sind im oberen Dorngraben leidlich erschlossen. Die hauptsächlichen Vorkommen im westlichen Abschnitt des Kartiergebietes krönen den Bergkamm vom Ochsenkogel zum Steinkogel und liegen westlich der Burg Altpernstern. Dabei ist der Plattenkalk selten als typisch dünnbankiger reiner Mikrit ausgebildet, sondern vielmehr als mittel- bis dickbankiger Kalk, der in Habitus und Fossilführung (zahlreiche Muscheln) stark einem (lagunären) Dachsteinkalk ähnelt. Darin muss der These von MOSER (2017a) widersprochen werden, der einen Plattenkalk postuliert, allerdings auch mittelbankige Partien hier mit einbezieht. Die Typusregion des Plattenkalks – soweit man überhaupt von einer solchen sprechen kann – liegt im Karwendel und ist in durchwegs dünnbankigen Sequenzen in Übergangsfazies zum Dachsteinkalk entwickelt, der sukzessive gegen das Hangende größere Bankdicken aufweist. Aus diesem Grund wird weiterhin der Begriff „Plattenkalk und Dachsteinkalk“ sensu EGGER (2007) zu einer lithologischen Kartiereinheit zusammengefasst, verwendet.

Geschuldet den rasch wechselnden faziellen Übergängen und auch internen, oft parasitären Verfaltungen sind Aussagen über die Maximaldicke der Kalke schwierig – sie dürfte in den o.a. Bereichen bei maximal 100 m liegen. Detailliertere Beschreibungen zu Lithologie und Altersdatierung finden sich in HORNING (2018).

Kössen-Formation

Rhaetium

Kalke, Mergelkalke und Mergel der lithologisch heterogenen Kössen-Formation bilden das stratigrafisch Hangende der Plattenkalke und verzahnen als Beckenfazies mit der flachermarin abgelagerten riffogenen Fazies des Oberrhätalkes. Die Vorkommen typischer Kössen-Formation sind im Kartiergebiet lokal eng begrenzt und werden zu meist von mächtigeren Hangschuttbereichen überdeckt. Ganz im Westen des Untersuchungsgebietes nahe Altpernstern tritt am Südschenkel der Hirschwaldstein-Synklinale ein kleines Vorkommen auf. Weiter östlich zieht die mit schätzungsweise 10 bis 20 m recht geringmächtige Schichtenfolge in drei teilweise tektonisch amputierten Synkinalzügen („Rinnerberger Synklinale“ und „Sonnkogel-Synklinale“). Östlich der Steyr konturiert die Kössen-Formation in enger fazieller Bindung zum Oberrhätalk in nur metermächtigen Bänden die großen Synkinalbereiche zwischen Gaisberg und Schoberstein und ist oberflächennah nur mit Lesesteinen erfasst.

Im Vergleich zum Plattenkalk zeigt die Kössen-Formation einen deutlich erhöhten 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 und b) fossilreichen bioklastischen Kalken ausgebildet sein (nur durch Lesesteine nachgewiesen). Detail-

liertere Beschreibungen zu Lithologie und Altersdatierung finden sich in HORNING (2018).

Oberrhätalk

Rhaetium

Je nach diachroner Faziesverzahnung zur Kössen-Formation entwickelt sich der Oberrhätalk als jüngste erschlossene triassische Einheit im Kartiergebiet fließend aus der Kössen-Formation oder lagert unter Reduktion des Plattenkalks – wie nördlich der Grünburger Hütte sowie am Krennkogel nahe der Stirn der Reichraming-Decke – unmittelbar dem Hauptdolomit auf. Aufgrund der größeren Härte gegenüber dem stratigrafisch Liegenden und Hangenden konturiert er in erosiv herauspräparierten Rippen die Anti- und Synkinalzüge in den Höhenzügen östlich der Steyr. Er tritt aber auch morphologisch westlich der Steyr am Rinnerberg und am Großen Landsberg zutage, kann jedoch dort aufgrund lithologischer Ähnlichkeiten leicht mit dem morphologisch ebenfalls bedeutsamen, allerdings oberjurassischen Mikritoidkalk verwechselt werden. Die Gesamtmächtigkeit des Oberrhätalks wird mit ca. 100 m angenommen. Detailliertere Beschreibungen zu Lithologie und Altersdatierung finden sich in HORNING (2017a–c).

Wie oben kurz angerissen, zeigt der Oberrhätalk morphologisch große Ähnlichkeiten zum ebenfalls weitgehend massig ausgebildeten Mikritoidkalk. Erschwerend kommt hinzu, dass sowohl Oberrhätalk als auch Mikritoidkalk in enger Verzahnung zu Rotkalken stehen – Mikritoidkalke werden oft von karminroten Steinmühlkalken gesäumt. Unterscheidungskriterien können entweder lithologisch gezogen werden: Oberrhätalk ist in der Regel grau gefärbt, Mikritoidkalke meistens fleischfarben. Zudem können im Oberrhätalk enthaltene Korallenreste als sicheres Differenzierungsmerkmal herangezogen werden. Allerdings treten diese weitaus weniger häufig auf, als dies MOSER (2017a) vermuten ließe. Trotz eingehender Suche wurden nur an zwei Stellen im Kartiergebiet Korallenfragmente (*Thecosmilia* sp.) gefunden. EGGER (mündl. Mitteilung) erwähnt ein Vorkommen aus der Rinnerberger Klamm. Am Krennkogel nahe der Stirn der hochbajuvarischen Reichraming-Decke wurden zahlreiche Korallen- und Muschelreste entdeckt.

Jura

Adnet-Formation

Hettangium bis Sinemurium (unterer Jura)

Flächig auskartierbare, nodulare rote Bankkalke der unterjurassischen Adnet-Formation können aufgrund der derzeit schlechten Aufschluss-Situation und der nur kleinräumigen Vorkommen am Top des Oberrhätalkes nur an drei Positionen des Kartiergebietes gesichert auskartiert werden. Ein kleines Vorkommen besteht am Forstweg vom Sonnkogel zum Rabenstein, ein weiteres zieht sich in einem sehr schmalen, E–W streichenden Band nördlich der Grünburger Hütte am Berghang entlang und wird beim Wanderweg absteigend vom Schutzhaus in Richtung Rieserberg angeschnitten. In diesen beiden Fällen liegen sie eingekeilt zwischen Oberrhätalken und der nachfolgenden, ebenfalls unterjurassischen Scheibelberg-Formation. Ein unmittelbarer Kontakt zu roten Spatkalken der Hierlatz-Formation – wie in HORNING (2017b) beschrieben, konnte nicht beobachtet werden. Aufgrund der schlechten

Aufschlussbedingungen können Maximalmächtigkeiten nur grob abgeschätzt werden – sie dürften sich im Bereich von nur wenigen Metern bewegen. Detailliertere Beschreibungen zu Lithologie und Altersdatierung finden sich in HORNING (2017a, b).

Hierlatzkalk, Echinodermatenspatkalk

Sinemurium (unterer Jura)

Der Hierlatzkalk bildet in den unterjurassischen, oft kondensierten Abfolgen das bei weitem mächtigste und auch morphologisch augenscheinlichste Schichtglied. Bis auf wenige Ausnahmen (s.o.) liegt die Abfolge aus Crinoiden-Spatkalken auf obertriassischem Oberrhätalk und bildet im Untersuchungsraum zum Teil mächtige Wandstufen im ansonsten stark bewaldeten Gelände – teilweise zusammen mit dem erosiv ähnlich widerstandsfähigen Oberrhätalk (Wände an den Gaisbergwiesen, Schwalbensteinmauer über dem Pranzlgraben). Der Hierlatzkalk ist mit dem Oberrhätalk dort ein wichtiger landschaftsbildender Horizont. Dabei sind die Mächtigkeiten sehr unterschiedlich, maximal betragen sie etwa 75 m – mächtiger scheinende Vorkommen dürften tektonisch dupliziert und/oder intern verfaltet sein. Die Mächtigkeitsschwankungen können auch in der lateralen Verzahnung mit Adnet-Formation über submarinen Schwellenpositionen und mit Scheibelberg-Formation in Lokalbeckenbereichen, aber auch mit der Sedimentation über einem bewegten, von Spalten durchzogenen Oberrhätalk-Relief, das vermutlich Ende der Trias längere Zeit keine Sedimentation erfahren hatte, bedingt sein.

Das Vorkommen der Hierlatzkalke westlich der Steyr beschränkt sich bis auf ein kleines Vorkommen südwestlich von Alpernstein auf die südexponierte Seite des Gebirgszuges vom Gaisberg bis zum Schoberstein – gegen Norden hin scheinen die Crinoidenspatkalke mit den Hornstein führenden Scheibelbergkalken zu verzahnen und zeigen einen tiefer werdenden Ablagerungsraum an.

Lithologisch betrachtet handelt es sich um einen vorwiegend rötlich bis rötlich-violetten, seltener fleischfarbenen bis hellgrauen, jedoch stets grobspätigen, aufgrund fehlender Schichtung massigen Kalk, dessen Komponenten sich hauptsächlich aus zerfallenen Crinoidenresten (etwa Seelilien) zusammensetzen. Meist ist der Übergang zwischen Oberrhätalk und Hierlatzkalk scharf gezogen. Dies ist jedoch im Gelände oft an der gleichartigen hellgrauen Verwitterungsfarbe schwer nachzuvollziehen, so dass beide Einheiten oft eine Einheit zu bilden scheinen – im Anschlag mit dem Hammer jedoch wird der Unterschied zwischen beiden offensichtlich. Seltener enthalten die Hierlatzkalke auch Brachiopoden-Schill und komplette Brachiopoden-Gehäuse.

Scheibelberg-Formation

Hettangium (unterer Jura)

Gesteine der Scheibelberg-Formation konturieren im Kartiergebiet westlich der Steyr vor allem die Hirschwaldstein-Synklinale zwischen Alpernstein und Hausmanning. Östlich der Steyr bestehen Vorkommen an den teilweise tektonisch verschuppten Rändern der E-W orientierten Koglerstein-Synklinale, der Schreibach-Synklinale sowie der Brettmaisalm-Synklinale. Auch hier sind Maximal-Mächtigkeiten nur abzuschätzen, dürften sich aber

im Bereich zwischen 50 und 100 m bewegen. Östlich der Steyr liegen relativ gute, aber lokal eng begrenzte Aufschlüsse der Abfolge an der Fahrstraße von Mandlmais zur Schobersteinhütte sowie am Fahrweg vom Pfaffenboden von Osten auf den Hochbuchberg. Vielerorts wurden nur Lesesteine gefunden, wie entlang des Wanderweges vom Kogler über die Schwalbensteinmauer nach Mandlmais. Auch westlich der Steyr im Kern der Hirschwaldstein-Synklinale sind entsprechende Schichtfolgen nicht allzu gut erschlossen und wurden im Wesentlichen mittels Lesesteindecken kartiert. Allenfalls am unteren Fahrweg von Tragl in ein nördlich vom Rinnerberger Bach abzweigendes Sekundärtal sind Hornstein führende Kalke der Scheibelberg-Formation leidlich aufgeschlossen. Detailliertere Beschreibungen zu Lithologie, fazieller Stellung sowie Altersdatierung finden sich in HORNING (2017a–c).

Klaus-Formation

?Toarcium bis Callovium (unterer bis mittlerer Jura)

Die Klaus-Formation als relativ geringmächtige spät-unterjurassische bis mittlurassische Fortsetzung der Schwellenfazies der Adnet-Formation ist nur an wenigen Stellen im Kartiergebiet direkt erschlossen und wurde größtenteils mittels Lesesteinen kartiert. Da die Klaus-Formation eine kondensierte Schichtfolge mit vermutlich zahlreichen Sedimentationslücken aufweist, lateral mit den Vilser Kalken und eventuell auch mit der Chiemgau-Formation verzahnt, ist sie oft primär nicht ausgebildet. Die besten Aufschlüsse finden sich innerhalb der Hirschwaldstein-Synklinale etwa 700 m nordöstlich des Hirschwaldstein-Gipfels an der mittleren Forststraße auf der Ostflanke des Berges. Es handelt sich hierbei um dünn- bis mittelbankige rote Knollenkalke, die jedoch etwas mergelreicher als die liegende Adnet-Formation erscheinen.

Die kleinräumigen Vorkommen könnten mit den Klauskalken auf Nachbarblatt 69 Großraming (EGGER & VAN HUSEN 2011) korrelieren. Die dort gefundenen Ammoniten deuten auf eine relativ große stratigrafische Breite von Toarcium (höherer Unterjura) bis Callovium (höherer Mitteljura) hin.

Neben den auffallend rötlich gefärbten Jurakalken fanden sich noch seltene Schollen von Hierlatzkalken sowie helle Spatkalke vom Typ „Vilser Kalk“. Alle bunten Jurakalke (ausgenommen die liegende, bedeutend mächtigere Scheibelberg-Formation) sind subanstehend und äußerst schlecht aufgeschlossen, am ehesten noch mit Lesefunden nachweisbar. Deutlicher sichtbar sind die roten, mergelreichen Kalke (Adnet-Schichten, Klauskalk), die zu einem schmierig-lehmigen, schweren, karminroten Boden verwittern und so leicht gefunden werden können. Die Mächtigkeiten betragen vermutlich nur wenige Meter bis allenfalls Zehnermeter.

Chiemgau-Formation

?mittlerer Jura

Sowohl in den hangenden Partien des Hierlatzkalkes, jedoch auch über den hellen Hornstein führenden Mikriten der Scheibelberg-Formation können überwiegend graue bis bräunlichgraue Hornsteinknollenkalke auftreten – die Vorkommen liegen ausschließlich östlich der Steyr innerhalb der Schoberstein-Synklinale und ziehen in schmalen E-W streichenden Bändern – meist Verebnungsflächen –

südlich der Mollner Hütte über die Gaisbergwiesen sowie in Gipfelnähe am Kamm zwischen Koglerstein zum Schoberstein. Auch hier wurden die Ausbisse zumeist mit Lesesteinen und morphologisch eingegrenzt.

Die Mächtigkeit dürfte nur wenige Zehnermeter betragen – ebenso können keine Aussagen über Bankung gemacht werden. EGGER & VAN HUSEN (2011) inkludieren in die Chiemgau-Formation Einschaltungen von mikritischen Hornsteinknollenkalken und gebankten bis massigen hellen Echinodermatenspatkalken. Die Hornsteinkalke wurden hier als Scheibelbergkalke auskartiert, die hellen Crinoidenspatkalken als Vilser Kalk.

Die kieseligen Kalke der Chiemgau-Formation verwittern zu einem kleinstückigen Grus mit scharfkantigen Komponenten mit bräunlicher bis braungrauer Färbung. Die Böden sind teilweise intensiv braunrot gefärbt und zeigen viele dieser kleinen Kieselplitter.

Vilser Kalk

mittlerer Jura

Helle Crinoidenspatkalke vom Typ „Vilser Kalk“ bilden östlich der Steyr quasi das morphologisch hervortretende „Rückgrat“ der Hirschwaldstein-Synklinale und den Höhenzug um den Hirschwaldstein. Auch östlich der Steyr ziehen landschaftsmorphologisch als schmale Kämmen hervortretende Vorkommen innerhalb der Schoberstein-Synklinale von den Gaisbergwiesen bis zu Koglerstein und Schoberstein. In der Schreibach-Synklinale lassen sich die Vilser Kalke auf beiden Faltenschenkeln vom Hochbuchberg bis zum Schreibach verfolgen, werden allerdings dort durch Störungen gekappt und ziehen nicht bis zur Blattgrenze zu GK 69 Großraming durch. Auch in der Brettmaisalm-Synklinale kontieren die Vilser Kalke den Nordschenkel – der Südschenkel ist tektonisch reduziert.

Die Vilser Kalke sind homogene, relativ harte, massig wirkende Crinoidenspatkalke von auffallend heller, grauer bis ockercremefarbener Tönung, die im Gegensatz zu den stets rötlich bis fleischfarbenen Hierlatzkalken steht. Aus diesem Grund wurden beide Lithologien getrennt voneinander auskartiert.

Die Vilser Kalke scheinen mit Rotkalken der Klaus-Formation und tiefermarin abgelagerten Kieselkalken der Chiemgau-Formation zu verzahnen – diese Beobachtung ist allerdings aufgrund des geologisch komplexen, bereichsweise stark verschuppten Aufbaus der Schoberstein-Synklinale lediglich eine Vermutung und kann an keinem Aufschluss im Gelände direkt nachvollzogen werden. Die Mächtigkeiten dürften nicht mehr als 30 m betragen. Geeignete Fossilien für eine biostratigrafische Altersdatierung wurden nicht gefunden.

Mikritoidkalk

Oxfordium (oberer Jura)

Der bis zu 40 m mächtige Mikritoidkalk sensu MOSER (2017a) ist trotz seiner relativ geringen Dicke im Kartiergebiet eine wesentliche landschaftsmorphologisch bedeutsame Lithologie, da er aufgrund seiner relativ großen Widerstandsfähigkeit hinsichtlich Erosion in der Regel wandbildend auftritt. Faziell vertritt der im Stirnbereich der Reichraming-Decke sowohl die oberen Bereiche der

Klaus-Formation sowie die Ruhpolding-Formation. Die Vorkommen liegen in den Kernbereichen der Synklinale beidseits der Steyr und fungieren als wichtige Gipfelbildner (Hirschwaldstein, Großer Landsberg, Koglerstein sowie Schoberstein).

Beim Mikritoidkalk handelt es sich um einen meistens blass fleischroten, teilweise auch bräunlichen bis hellcremefarbenen, meist massigen bis allenfalls sehr dickbankigen Peloid-Mikrit (< 0,2 mm), aber auch Mikritoidkalk (0,2–0,5 mm). Zur biostratigrafischen Altersdatierung geeignete Fossilien wurden nicht gefunden.

Die Unterscheidung und Abgrenzung vom lithologisch und landschaftsmorphologisch ganz ähnlich ausgebildeten Oberrhätkalk kann gesichert nur durch die im Mikritoidkalk nicht enthaltenen Korallen erfolgen. Da jedoch auch im Oberrhätkalk gut erhaltene und auch als solche erkennbare (!) Korallen selten sind, bleibt oft nur der stratigrafische Zusammenhang. Das Erkennen desselben ist jedoch durch die lithologisch ganz ähnlich ausgebildeten unter- und überlagernden Rotkalke in beiden Fällen (Adnet-Formation beim Oberrhätkalk und Steinmühlkalk beim Mikritoidkalk) zusätzlich erschwert.

Bunte Oberjura-Kalke

Kimmeridgium bis Tithonium (oberer Jura)

Über den Mikritoidkalken folgt in der Regel in den Synklinalkernen beidseits der Steyr eine tektonisierte und stark verfaltete Melange aus diversen Lithologien, deren Vorkommen jedoch zu kleinflächig sind, als dass sie auskartiert werden könnten. Die Oberflächenausbisse ziehen sich in der Hirschwaldstein-Synklinale von Altpernstein nach Nordosten bis unter den Hirschwaldstein und liegen im Norden des Kartiergebietes zwischen Rinnerberg und Furth. Über den Gipfel des Großen Landsberges zieht sich ebenfalls ein schmaler, E–W streichender Ausbiss. Östlich der Steyr treten sie flächig an der Brettmaisalm („Brettmaisalm-Synklinale“) auf und ziehen sich im Kern dieser teilweise tektonisch amputierten Muldenstruktur bis zum Trattenbach.

Die wesentlichen Lithologien dieser Melange sind Steinmühlkalk, Tegernseer Kalk und Ammergau-Formation. In ersteren beiden Fällen handelt es sich um rot, hellrot, rosa bis teilweise grünlich gefärbte dünnbankige, sowohl ebenflächig als auch knollig auftretende Mikrite, seltener Crinoidenspatkalke. MOSER (2017a) fand am Forststraßenprofil zwischen Trattenbach und Buchberghütte Calpionellen, mit denen er das oberste Tithonium und damit einen Bereich nahe der Obergrenze des Jura belegen konnte. Sofern sie nicht wie in den Kernen von Hirschwaldstein- und Schoberstein-Synklinale gesondert auskartiert werden konnten, werden in die Melange auch kleinräumig eingeschuppte Ammergauer Schichten in einer grauen und rötlichen Farbvariante gerechnet.

Ammergau-Formation

Tithonium bis Valanginium (oberer Jura bis untere Kreide)

Die Ammergau-Formation bildet zusammen mit den hangenden kretazischen Einheiten die Kernbereiche der teilweise tektonisch amputierten Synklinale beidseits der Steyr und hat etwa dasselbe Vorkommen wie die Melange der „Bunten Oberjurassischen Kalke“.

Es handelt sich ausschließlich um stark verfaltete, intern verquetschte und zerwürgte Mergelkalke und Kieselkalke. Typisch sind dm-gebankte, zart beige bis grünlichgrau gefärbte, dichte und splittrig brechende Radiolarienmikrite mit vorwiegend glatten Schichtbegrenzungen. Charakteristisch sind weiterhin graue bis bräunliche Kieselknauer, vereinzelt finden sich Aptychenreste, etwas häufiger erscheinen bioturbate Strukturen (Grab- und Wohnbauten von Anneliden o.ä.). Häufig durchziehen bis 1 cm dicke, sparitverheilte Klüfte das Gestein ähnlich einem Spinnennetz.

Das Alter der Formationen-Gruppe geben PILLER et al. (2004) mit dem Zeitbereich von Tithonium bis Valanginium an.

Kreide

Schrambach-Formation

Valanginium bis Aptium (Unterkreide)

Die früher als „Neokom-Aptychenschichten“ bezeichnete Abfolge der Schrambach-Formation bildet auf der Reichraming-Decke die Synklinalkerne beidseits der Steyr und damit die jüngste Lithologie des diesjährigen Kartiergebietes. Relativ gut erschlossen stehen die mergelreichen Schrambacher Schichten an der Fahrstraße zum Hirschwaldstein nahe dem Nordkamm an. Ein weiterer kleinräumiger Aufschluss im Zentrum zur Schoberstein-Synklinale liegt am Beginn der Fahrstraße von Mandlmais zur Schobersteinhütte. Besonders hervorzuheben, da tektonisch beeindruckend, ist der tektonische Kontakt der Schrambach-Formation im Kern der Brettmaisalm-Synklinale gegen den Hauptdolomit der Hochbuchberg-Scholle.

Die Mächtigkeit der Schrambach-Formation kann aufgrund intensiver Verfaltung nicht sicher angegeben werden, dürfte sich jedoch nur bei einigen wenigen Zehnermetern bewegen. Detailliertere Beschreibungen zu Lithologie, fazieller Stellung sowie Altersdatierung finden sich in HORNUNG (2017a, 2017c).

Ternberg-Decke

Trias

Opponitz-Formation

Tuvalium (Oberes Karnium)

Östlich der Steyr bildet die Opponitz-Formation auf der Ternberg-Decke oberflächennah die Nordgrenze des Kalkalpins und den steil stehenden Nordschenkel der Rieserberg-Synklinale. Die Deckengrenze verläuft in diesem Bereich von südlich Steyrleithen zum Rutzelbach, weiter nach Oberbrandl und nachfolgend ziemlich genau in östlicher Richtung gegen den Bäckengraben. Vermutlich dürften im Untergrund im Liegenden zur Opponitz-Formation noch mergelreiche Schichten der Lunz-Formation eingeschuppt sein. Der Südschenkel der Rieserberg-Synklinale ist knapp südlich des Rieserberg-Gipfels tektonisch amputiert und von einer steil nach Süden einfallenden Hauptdolomit-Schuppe überschoben, an deren Basis sich gleichfalls ein schmales, E–W streichendes Vorkommen von Opponitz-Formation erhalten konnte. Dieses reicht vom Rieserberg im Westen über den oberen Rutzelbach bis knapp westlich der Passanhöhe Gscheid.

Vom lithologischen Habitus gleicht die Opponitz-Formation jener der südlich überschobenen Reichraming-Decke.

Hauptdolomit-Formation; Hauptdolomit-Formation in kalkiger Ausbildung

Tuvalium (Oberes Karnium) bis Alaunium (Mittleres Norium)

Der Hauptdolomit ist die dominierende Lithologie der in diesem Bereich recht schmalen und zudem stark verschuppten Ternberg-Decke. Er umfasst sowohl die Rieserberg-Synklinale westlich, als auch die Herndleck-Synklinale im Osten. Zudem bildet er die Stirn der Ternberg-Decke im Bereich des Kleinen Landsberges.

Vom lithologischen Habitus gleicht der Hauptdolomit der tiefbajuvarischen Ternberg-Decke weitgehend den Vorkommen der südlich überschobenen Reichraming-Decke, zeigt jedoch einen auffallend hohen Grad an interner Zerlegung und starker Tektonisierung, wenngleich in den Aufschlüssen das Schichtgefüge weitgehend erhalten geblieben ist.

Plattenkalk und Dachsteinkalk

Alaunium bis Sevatium (Oberes Norium)

Der Platten- und Dachsteinkalk konturiert in schmalen, E–W streichenden Ausbissen die beiden Muldenstrukturen der Ternberg-Decke auf Kartenblatt 68 Kirchdorf an der Krems und zieht zusätzlich dazu als schmales Band von der Steyr am Nordhang des Dorngrabens gegen den P. 903 m und keilt dort offenbar im Hauptdolomit aus. Nördlich des Kleinen Landsberges tritt Plattenkalk in zwei relativ schmalen eingeschuppten, NW–SE streichenden Bändern auf.

Vom lithologischen Habitus gleicht die Einheit den Plattenkalken der südlich überschobenen Reichraming-Decke.

Kössen-Formation

Rhaetium

Die Kössen-Formation in mergelig-toniger und kalkiger Ausbildung steht in den beiden Kernen der Rieserberg- und Herndleck-Synklinale an. Während diese im Süden nahe der Überschiebungsfrent der Reichraming-Decke noch weitgehend durch Oberrhätkalk vertreten sind bzw. mit diesem verzahnen, vertreten sie im Norden gegen die Überschiebung auf den Rhenodanubischen Flysch zur Gänze das Rhaetium und damit die Obertrias.

Nördlich des Kleinen Landsberges treten die Kössener Schichten lediglich in einem sehr schlecht erschlossenen und nur durch wenige Lesesteine belegten, schmalen NW–SE streichenden Band auf.

Vom lithologischen Habitus gleicht die Kössen-Formation jener der südlich überschobenen Reichraming-Decke.

Jura

Allgäu-Formation

Unterjura

Mergelreiche und Hornstein führende Allgäu-Formation steht in den beiden Kernen der Rieserberg- und Herndleck-Synklinale an, allerdings sehr schlecht aufgeschlossen und nur mit wenigen Handstücken belegt. Die All-

gäu-Formation scheint innerhalb der Ternberg-Decke die Scheibelberg-Formation auf der Reichraming-Decke zu vertreten.

Bunte Jurakalke i.A. (tw. als tektonische Melange)

Unterer und Mittlerer Jura

Die lithologische „Sammeleinheit“ Bunte Jurakalke i.A. wurde innerhalb der Ternberg-Decke kartiert, weil in den stark tektonisierten bzw. verschuppten Arealen eine lithologische Auflösung nach einzelnen Lithologie-Gruppen nicht möglich bzw. für das Kartenbild sinnvoll erschien. In den Kernbereichen der verscherten Synklinale am Kleinen Landsberg, im Dorngraben sowie in den beiden Muldenstrukturen am Rieserberg und zwischen Saugraben und Herndleck am östlichen Blatttrand (Rieserberg- und Herndleck-Synklinale) fallen rote Knollenkalke vom Typ „Adnet-Formation“ auf und es treten lokal immer wieder rote Mergelkalke und Mergel vom Typ „Klauskalk“ auf.

Neben den auffallend rötlich gefärbten Jurakalken fand sich bei Rohregg noch eine geringmächtige Bank mit hellen Crinoidenspatkalken vom Typ „Vilser Kalk“ unmittelbar unter darüber anstehenden Mikritoidkalken. Weiterhin zu den Bunten Jurakalken wird ein schmaler Span von grau gefärbten Ammergauer Schichten auf der Südseite des Kleinen Landsberges gerechnet. Diese wird beim steilen, teilweise ausgesetzten Anstieg auf den 834 m hohen Gipfel berührt.

Die Mächtigkeiten der einzelnen Schichtglieder sind aufgrund der starken tektonischen Überprägung allenfalls grob anzuschätzen und betragen vermutlich nur wenige Meter bis allenfalls Zehnermeter.

Mikritoidkalk

Oxfordium (oberer Jura)

Auch auf der Ternberg-Decke ist innerhalb der „Bunten Jurakalke“ die landschaftsmorphologisch bedeutsame Lithologie „Mikritoidkalk“ gut auszukartieren. Sie bildet westlich der Steyr in schmalen, NW–SE streichenden Ausbissen schmale Rippen und Kämmen, darunter auch den Gipfelkamm des Kleinen Landsberges. Östlich der Steyr bauen sie den Gipfelkamm des Rieserberges auf.

Vom lithologischen Habitus gleichen die Mikritoidkalken jenen der südlich überschobenen Reichraming-Decke.

Kreide

Losenstein-Formation

Oxfordium (oberer Jura)

Die Losenstein-Formation wurde nach KOLLMANN (1968) in Losenstein (ca. 10 km östlich der Blatttrandgrenze zu Kartenblatt 69 Großraming) definiert und von WAGREICH (2003) charakterisiert. Obwohl oberflächlich nur unzureichend und in einem verrutschten Ausbiss erschlossen, zieht das Vorkommen als schmales, von West nach Ost streichendes Band vom Bereich zwischen Großem und Kleinem Landsberg westlich der Steyr über den Dorngraben bis zur Westflanke des Krennkogels. Dort wird es durch eine sinistrale Seitenverschiebung nach Norden verschoben und zieht von der Passanhöhe Gscheid zwischen Teufelskirche und Krennkogel den Trattenbach entlang bis zur östlichen Blattgrenze. Die beiden halbwegs guten Aufschlüsse befinden sich am Fuß des Dorngrabens sowie südlich der Grünburger Hütte.

Es handelt sich um braun verwitternde, im frischen Zustand dunkelgraue bis grünlichgraue, relativ feinkörnige harte Sandsteine mit karbonatischer Matrix. Nördlich der Grünburger Hütte sind der Abfolge grünlichgraue Tonmergel-Lagen zwischengeschaltet. Selten kann eine flyschoiden Ausbildung mit charakteristischen Wühlspuren gefunden werden. Gegen Osten scheint die erhaltene Abfolge etwas mächtiger zu werden – dennoch konnten die in EGGER & VAN HUSEN (2011) gemachten weiteren lithologischen Beobachtungen nicht bestätigt werden, was aber an der ungenügenden Aufschluss-Situation liegen mag.

Quartär

Pleistozän & Holozän

Einige der im Untersuchungsgebiet kartierten quartären Ablagerungen lassen sich gesichert dem Pleistozän zuordnen: Vermutlich mindelzeitliches Alter haben isolierte Moränenreste im Bereich des Hirschwaldsteins, risszeitliches Alter besitzen isolierte Vorkommen von einem Moränenfleckchen sowie das kleinräumige Vorkommen von Eisrandsedimenten knapp nördlich des großen Steinbruches Gradau der Fa. Bernegger. Die vor allem im Mollner Becken weit verbreiteten Niederterrassen-Sedimente datieren in das Hochwürm während des letzten glazialen Vereisungsmaximums. In diese haben sich die heutigen Vorfluter Steyr und Krumme Steyring canyonartig eingeschnitten. Für weitere Informationen siehe HORNING (2017a–c, 2018) sowie MOSER (2014a, b, 2017a, b).

Tektonik

Die bereits in vormaligen Kartierberichten (HORNING, 2014, 2016, 2017a–c, 2018) beschriebene, durch die nach Norden gerichtete Kompression mit nordgerichteten und nach Süden einfallenden Überschiebungsbahnen von Tirolikum und bajuvarischem Deckensystem mit einem damit einhergehenden kompressiven strikt E–W streichenden Synklinal-Antiklinal-Muster lässt sich vom Landsberg-Massiv bis zur östlichen Blattgrenze von Blatt 69 Großraming konsistent weiterverfolgen. Eine Ausnahme bildet der Hirschwaldstein-Rinnerberg-Zug, dessen Muldenstruktur einen SW–NE streichenden Verlauf hat und damit Parallelen zu den weiter im Osten liegenden Weyerer Bögen (Blatt 69 Großraming) aufweist. Zu ausführlichen Beschreibungen der lokalen Tektonik sei weiters auf die Aufnahmeberichte von MOSER (2014a, b, 2017a, b) sowie MOSER et al. (2016) verwiesen.

Die Abgrenzung der Ternberg-Decke gegen die Reichraming-Decke

Das diesjährige Kartiergebiet umfasst einen kleinen Ausschnitt des Nordrandes der Nördlichen Kalkalpen (NKA) mit der Überschiebungszone auf den Rhenodanubischen Flysch. Wie im westlichen Bereich dieser großtektonischen Einheiten lassen sich im Sinne des Deckenkonzeptes von TOLLMANN (1976) innerhalb des Bajuvarikums mit der liegenden Allgäu-Decke („Tiefbajuvarikum“) und einer tektonisch hangenden Lechtal-Decke („Hochbajuvarikum“) auch im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen östlich des Salzachtals zwei Decken-Stockwerke voneinander abgrenzen: die tiefbajuvarische Ternberg-Decke und die hochbajuvarische Reichraming-Decke. Jenseits der Weyerer Bögen im östlichen Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen spricht man von der tiefbajuvarischen Frankenfels-Decke

und der hochbajuvarischen Lunz-Decke. In diesem klassischen Deckenschema (siehe auch in OBERHAUSER, 1980) werden im zentralen Abschnitt der NKA beide Deckenkomplexe durch die mittelkretazische Losenstein-Synklinale voneinander getrennt.

Gemäß dem neuen Deckenkonzept von MANDL et al. (2017) wird zwar die räumliche Verteilung der Deckenkomplexe nicht infrage gestellt, sehr wohl aber ihre tektonogenetische Zugehörigkeit. Demnach wird die Reichraming-Decke zu tirolischen Einheiten gerechnet und als unterstes tektonisches Stockwerk gezählt, das von der Staufen-Höllengebirge-Decke – hier in der Region definiert mit dem Sengengebirge-Südfall – überschoben wurde. Die Ternberg-Decke verbleibt als einzige bajuvarische Decke – an der Unterscheidung zur Reichraming-Decke mittels der Losenstein-Formation hat sich nach derzeitigem Wissensstand nichts geändert.

Die Grenze zwischen Ternberg- und Reichraming-Decke und – nach dem Modell von MANDL et al. (2017) – gleichbedeutend mit der Deckengrenze zwischen Bajuvarikum und Tirolikum, verläuft demnach im Kartiergebiet von der Mulde zwischen Kleinem und Großem Landsberg über die Steyr in den Dorngraben, verlässt diesen im Mittellauf gegen Osten und erreicht nördlich der Grünburger Hütte den Krennkogel. Durch eine dextrale Seitenverschiebung nach Norden versetzt, verläuft sie knapp südlich der Passhöhe Gscheid unter der Teufelskirche und den Rehböden zum Trattenbach an der Grenze zu Blatt 69 Großraming.

Die Hirschwaldstein-Synklinale und ihre deckentektonische Stellung

Die Hirschwaldstein-Synklinale und angrenzende kalkalpine Gebiete wurden im Jahr 2014 durch MOSER (2014b) geologisch aufgenommen und als Revision der Kartierungen von BIRKENMAYER (1995) bearbeitet. Trotz der damals durchgeführten Detailkartierungen gibt es jedoch Diskussionspunkte, die hier im Folgenden kurz besprochen werden sollen.

Der stark bewaldete Mittelgebirgszug des Hirschwaldsteins bildet eine SW–NE streichende nordwestvergente Synklinale mit jurassischen Schichten im Zentrum und konturierenden obertriassischen Sequenzen. Sowohl Nord- als auch Südschenkel werden durch nach Südost einfallende Überschiebungsbahnen zumindest teilweise amputiert. Mit seiner SW–NE streichenden Anlage folgt die Hirschwaldstein-Synklinale nicht dem allgemeinen Trend von E–W streichenden tektonischen Mulden und Sätteln, die aus der alpinen N–S-Einengung hervorgegangen sind. Sie erinnert in ihrer Grundstruktur eher an das tektonische Großelement der Weyerer Bögen im Osten des Kartenblattes (GK 69 Großraming bzw. GK 70 Waidhofen an der Ybbs). Auch sie zeigen am Kalkalpen-Nordrand eine SW–NE streichende triassisch-jurassische, (tief)bajuvarische Schichtenfolge der Frankenfels-Decke, die bei Großraming auf ein N–S-Streichen nach Süden umbiegt und auf die westlich davon liegenden Einheiten der Reichraming-Decke überschoben wurde. Warum dieses wichtige nordalpine Bauelement der allgemeinen Kompressionsrichtung nicht folgt, ist bis heute nicht endgültig geklärt (u.a. JANDA, 2000) – da im eingedrehten Weyerer Bogen paläozäne Gosau-Sedimente überfahren wurden, ist das Bildungsalter zumindest mit Eozän bis Miozän einzugrenzen.

Weil in den Weyerer Bögen als tiefstes tektonisches Element weiters auch die bajuvarische Frankenfels-Decke in die Deformation miteinbezogen wurde, stellt sich die Frage, ob dies auch für die Hirschwaldstein-Synklinale zutrifft und ob sich in der Hirschwaldstein-Synklinale – eingekeilt zwischen Rhenodanubischem Flysch und Reichraming-Decke – ein Fragment der Ternberg-Decke hat erhalten können. Die Arbeiten von BAUER (1953) lassen vermuten, dass der Südostschenkel der Hirschwaldstein-Synklinale mit Unterjura-Hornsteinkalken (Scheibelberg-Formation) über Kössener Schichten konkordant in den Hauptdolomit übergeht und damit zur Reichraming-Decke zu rechnen ist. MOSER (2014b) hingegen spricht durch seine Kartierung des Gebietes der Hirschwaldstein-Muldenstruktur eine tektonische Eigenständigkeit und damit eine Zugehörigkeit zur Ternberg-Decke zu. Sein Hauptargument zu diesem Postulat ist die offenbar fehlende Kössen-Formation und damit eine Diskordanz innerhalb der obersten Trias. Auch bei der diesjährigen Kartierung konnten zwischen dem Schwarzbach (Seitenbach des Rinnerberger Baches) und dem Steinkogel keine rhätischen Kössener Schichten gefunden werden. Allerdings erschließt die Straße von Altpernstein zu einem südöstlich davon gelegenen Anwesen Kalke mit Kössener Habitus. Gegen Osten gehen diese in mittel- bis dickbankigen Kalk (Plattenkalk) und stark tektonisierten Dolomit (Hauptdolomit), nachfolgend abermals Plattenkalk und letztendlich in einer morphologisch herauspräparierten Felsrippe in helle Kalke (Oberrhätkalk) und rötliche bis fleischfarbene Crinoidenspatkalke (Hierlatzkalk) über, so dass hier weitgehend eine vollständige und zudem verfaltete Abfolge von der Obertrias bis in den basalen Lias vorliegt. Der tektonische Kontakt von Hauptdolomit-Sequenzen zu den Unterjura-Hornsteinkalken ist zweifelsfrei gegeben, jedoch kann er mit einer einfachen, im Süden E–W verlaufenden, gegen Norden langsam in nordöstliche Richtung umbiegenden, steil nach Südosten einfallenden, lokalen Überschiebungsbahn erklärt werden, der den Südostschenkel der Hirschwaldstein-Synklinale amputiert bzw. deren weiter im Süden flexurell nach WSW aufwärts gebogene Faltenachse mit hier nur tiefjurassischem Muldenkern in nordöstliche Richtung geschoben hat. Aus heutiger Sicht ist somit die Hirschwaldstein-Synklinale zur Reichraming-Decke zu rechnen, wenngleich die Ausbildung von oberjurassischem Mikritoidkalk (= „Reitbauernmauer-Formation“ in MOSER, 2017a) anstelle der Ruhpolding-Formation eher untypisch für die Reichraming-Decke erscheint. Nach MOSER (2017a) können Mikritoidkalke jedoch im „Hochbajuvarikum“ durchaus vorkommen. Der Hirschwaldstein erschließt eine extrem stark komprimierte triassisch-jurassische Schichtenfolge in einer Art zerscherten Doppel-Synklinale, die dennoch in ihrem stratigrafischen Zusammenhang weitgehend erhalten geblieben ist.

Nach Norden gegen den Rinnerberger Bach tritt unter dem Nordschenkel der Hirschwaldstein-Synklinale wieder Hauptdolomit zutage. Dass die Überschiebungsbahn zumindest in diesem Bereich relativ flach nach Südosten einfallen muss, zeigen insgesamt vier isolierte Klippen aus Mikritoidkalk, die wurzellos auf Hauptdolomit-Abfolgen „schwimmen“, Zwei dieser Klippen liegen östlich des Schwarzbaches, zwei westlich von diesem. Im Rinnerberger Bach wird eine größere dextrale Seitenverschiebung vermutet – der nach Norden anschließende Rinnerberg stellt einen tektonischen, diesmal wieder nordvergenten

Sattel dar („Rinnerberger Antiklinale“), dessen Südschenkel durch diese Lateralstörung amputiert wurde. Dieser ist seinerseits auf eine nordvergente Doppelsynkinal-Struktur überschoben, deren Kernbereich von oberjurassischen Sequenzen gebildet wird und dessen Nord- und Südschenkel gleichfalls tektonisch stark zerschert bzw. zur Gänze amputiert sind. Damit ergeben sich auffallende Parallelen zur Hirschwaldstein-Synklinale und lassen an eine Fortsetzung dieser nach Norden denken – allerdings mit einem in das klassische E–W-Streichen rotierten Verlauf.

Ob hier die Stellung der Doppelsynkinal-Struktur zu einer tiefergelegenen bajuvarischen Ternberg-Decke gerechtfertigt erscheint, ist aufgrund der Parallelen zur weiter südlichen Hirschwaldstein-Synklinale fragwürdig, obgleich die Muldenfüllung aus jurassischen Schichten „wurzelloser“ erscheint als weiter südlich. Zur tektonischen Stellung diskutieren MOSER et al. (2016) für diesen Bereich eine Zugehörigkeit zunächst zur Ternberg-Decke, die jedoch in MOSER (2017a) wieder revidiert wird und die Synkinal-Struktur nördlich des Rinnerberges zur Reichraming-Decke gestellt wird.

Die Altpernstein-Scholle

Während der Kartierung wurden Anfang August 2019 bei Leitungsarbeiten knapp südöstlich der Burg Altpernstein graue bis graublaue mergelige Schichten mit zum Teil dezimetermächtigen Kohleflözen erschlossen. Zunächst wurde gemutmaßt, ob es sich hier um ein neogenes Glanz-Braunkohle-Vorkommen handeln könnte, das sich – eingequetscht zwischen mesozoischen Schichtenfolgen – durchaus hätte erhalten können. Die Inaugenscheinnahme vor Ort jedoch ergab, dass die graublauen Mergel mit orangefarbenen Bestegen Ähnlichkeit mit der obertriassischen mergelig-tonig ausgebildeten Lunz-Formation haben, wenngleich diese normalerweise etwas dunkler gefärbt in der Region auftritt. Jedoch sind Kohlevorkommen innerhalb der Lunz-Formation durchaus möglich (Typlokalität in Lunz), jedoch aus der Region noch nicht beschrieben. Zur Sicherheit wurden sowohl aus den Kohleflözen, als auch aus den grauen Mergeln Proben genommen und zur biostratigrafischen Einstufung an die GBA übersandt.

Sollte sich die Vermutung bestätigen, dass die Mergel und die Kohle kein neogenes, sondern ein obertriassisches Alter haben, ist auch die stratigrafische Stellung der Kalkklippe zu überdenken, auf der die Burg Altpernstein steht. Die in MOSER (2014b) postulierte Stellung zum Mikritoidkalk erscheint aufgrund des lithologischen Habitus – schlecht gebankt, feinklüftig und von hellgrauer bis weißlichgrauer Färbung – als nicht zwingend erforderlich. Die in dieser Gegend überlieferten Mikritoidkalken zeigen fast durchwegs eine fleischfarbene Färbung. Sollte es sich bei den Mergeln und dem Kohleflöz tatsächlich um Teile der Lunz-Formation handeln, könnte die Kalkklippe von Altpernstein den hangenden Teil der Wetterstein-Formation repräsentieren. Der hohe Tektonisierungsgrad dürfte der Position unmittelbar an der Deckenstirn südöstlich des überschobenen Rhenodanubischen Flyschs geschuldet sein. Interessant ist in diesem Zusammenhang die kurze Notiz in MOSER (2014a), der einen Lesestein mit Dasygladaceen, Crinoiden und Gastropoden unweit nördlich der Burg Altpernstein richtig als zum Oberen Abschnitt der Wetterstein-Formation (Alter Julium 1) zugehörig beschreibt. Hier werden die

Datierungsergebnisse der GBA abzuwarten sein, um endgültige Aussagen hinsichtlich Stratigrafie und tektonischer Stellung der kleinräumigen Scholle zur Diskussion stellen zu können. Aus heutiger Sicht erscheint eine Zugehörigkeit der Altpernstein-Scholle mit Wetterstein- und Lunz-Formation zumindest tektonisch möglich, da die gegen Norden aufgebogenen Hauptdolomit-Sequenzen im Nordwesten der Hirschwaldstein-Synklinale an deren Basis noch Opponitz- und Lunz-Formation vermuten lassen.

Das Landsberg-Massiv

Das Mittelgebirge-Massiv Großer und Kleiner Landsberg wird durch die Losensteiner Mulde zwischen den beiden Gipfel zweigeteilt. Der Anteil der Ternberg-Decke stellt eine NNE-vergente, teilweise intern verschuppte, intensiv verfaltete Abfolge obertriassischer bis oberjurassische Lithologien dar. Am augenscheinlichsten ist die E–W streichende Rippe aus Mikritoidkalken, die den Gipfelkamm des Kleinen Landsberges aufbauen.

Wie bereits in MOSER et al. (2016) beschrieben, ist die Westflanke des Großen Landsberges eine NNW-vergente Antiklinale, wenn auch hier von einer Hauptscherbahn (dextrale Seitenverschiebung südlich des Gipfelkammes) zerlegt und tektonisch amputiert. Am Nordschenkel reicht die Abfolge nur bis zur Opponitz-Formation, während hingegen der Südschenkel teilweise unter vermutlich tektonisch reduziertem Hauptdolomit über erhaltenem Oberrhätalk bis zur Reifling-Formation im Kern reicht und damit die Gaisberg-Antiklinale übergeht. Während sich dieses wichtige Strukturelement über die Steyr nach Osten fortsetzen lässt, wird die Landsberg-Schuppe ostwärts durch eine lokale Scherbahn und der Grenze zur Ternberg-Decke überfahren und tritt nicht mehr zutage. Interessant ist am Großen Landsberg der schon in MOSER et al. (2016) beschriebene Gipfelkamm aus Mikritoidkalken, der wurzellos von Hauptdolomit umgeben ist. Knapp östlich des Großen Landsberg-Hauptgipfels sind noch geringmächtige dünnbankige und Hornstein führende Kalke der Ammergau-Formation sowie Steinmühlkalke erschlossen, die dieser isolierten Oberjura-Scholle die Struktur einer kleinen Synklinale geben. Der Frage der Herkunft der Mikritoidkalken auf Hauptdolomit wird in MOSER et al. (2016) leider nicht nachgegangen. Erwähnenswert in diesem Zusammenhang wäre ein schmaler, ebenfalls W–E streichender Kamm aus Mikritoidkalk, der die Stirn der Reichraming-Decke vor der Losenstein-Formation der Ternberg-Decke bildet und der als mögliche „Wurzelzone“ der isolierten Scholle auf dem Landsberg-Gipfel in Frage kommt. Diese wäre dann im Zuge der Deckenüberschiebung als „out-of-sequence-thrust“ auf Hauptdolomit-Folgen abgeschert und sich relikthaft am Großen Landsberg erhalten.

Der Schuppenbau innerhalb des Gaisberg-Schoberstein-Höhenzuges

Das Mittelgebirge nördlich des Tals der Krumpfen Steyrling lässt sich übersichtsmäßig als eine nordvergent verfaltete Obertrias- bis Oberjura/Unterkreide-Abfolge beschreiben. Die wichtigen Faltenzüge sind die Gaisberg-Antiklinale und die Schreibach-Synklinale. Erstere lässt sich von Schmiedleithen südlich des Großen Landsberges über die Steyr nach Osten verfolgen und endet aufgrund eines gegen Osten wirksamen flexurellen Abtauchens der

Faltenachse östlich des Pfaffenbodens. An diese Flexur gebunden ist der Ausbiss der etwas nördlich gelegenen Schreibach-Synklinale, deren Nordschenkel im Westen und Südschenkel im Osten partiell zerschert sind. Weiter nach Norden werden diese beiden Strukturelemente auf oberjurassische-unterkretazische Jungschichten der Brettmais-Scholle überschoben. Diese stellt ihrerseits eine im Nordschenkel weitgehend erhaltene Synklinale an der Stirn der Reichraming-Decke in diesem Bereich dar.

Interessant ist der interne Bau dieses Höhenzuges. Die Gaisberg-Antiklinale erscheint mit ihrem Kern aus Wettersteinkalken als ein extrudierter Block, der beidseits von Synklinalen mit Jungschichten umgeben ist.

Dieselbe Beobachtung machte bereits SPENGLER (1959), der von einer „*steil aus der Tiefe aufsteigenden Schuppe*“ sprach, allerdings nicht wirklich von einer Faltenstruktur sprach (siehe auch MOSER, 2014b). Während die Brettmaisalm-Synklinale nördlich der Gaisberg-Antiklinale eine verfaltete, aber weitgehend konkordante Schichtenfolge von der Obertrias bis in den Oberjura zeigt, erscheint die südlich lagernde, hier als Koglerstein-Synklinale bezeichnete Struktur stark zerschert bzw. verschuppt. Wie bereits in MOSER (2014b) angedeutet, lässt sich der Geländebefund im konstruierten Profil durchaus mit einer im Bereich der Scheibelberg-Formation flach abgesicherten Teilschuppe erklären, deren Abfolge – jedoch nur gering disloziert – bis in die Ammergau-Formation reicht. Für weitere, detailliertere Ausführungen zur Tektonik sei auf MOSER (2014b) verwiesen.

Literatur

- BIRKENMAJER, K. (1995): Geological Map 1:10.000 Kartenblatt Kirchdorf an der Krems (Oberleonein, Wienerweg, Hambaum, Rinnerberger Bach, Steyrdurchbruch, Landsberg). – 1 Blatt, Polish Academy of Sciences/Institute of Geological Sciences, Krakau.
- BAUER, F. (1953): Der Kalkalpennordrand zwischen Krems- und Steyrtal in Oberösterreich 1:12.500. – 1 Blatt, Wien.
- BRAUNSTINGL, R. & EGGER, J. (1985): Geologische Karte der Flysch-Zone und des Kalkalpenrandes beiderseits der Enns (zwischen Steyrtal und Pechgraben, Oberösterreich). – Unveröffentlichte geologische Karte 1:25.000, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- EGGER, H. (2007): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal. – 66 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2007): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2011): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 69 Großraming. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HORNUNG, T. (2007): The ‚Carnian Crisis‘ in the Tethys realm – multistratigraphic studies and palaeoclimate constraints. – Dissertation, Universität Innsbruck, 233 S., Innsbruck.
- HORNUNG, T. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Gebiet Steyrling-Kremsmauer auf Blatt 4201 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 343–353, Wien.
- HORNUNG, T. (2016): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Gebiet Kienberg und Klaus (Oberösterreichische Voralpen / Sengsengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 318–326, Wien.
- HORNUNG, T. (2017a): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Schillereck (Oberösterreichische Voralpen / Sengsengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 387–400, Wien.
- HORNUNG, T. (2017b): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Gebiet Breitenau (Oberösterreichische Voralpen / Sengsengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 401–412, Wien.
- HORNUNG, T. (2017c): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Gebiet Hoher Nock (Oberösterreichische Voralpen / Sengsengebirge) auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 340–353, Wien.
- HORNUNG, T. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Gebiet Weißenbach (Oberösterreichische Voralpen / Totes Gebirge) auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 120–129, Wien.
- JANDA, C. (2000): Geologisch-fazielle Untersuchungen in der Lunzer Decke südwestlich von Weyer (Oberösterreich). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Wien, 104 S., Wien.
- KOLLMANN, H.A. (1968): Zur Gliederung der Kreideablagerungen der Weyerer Bögen (OÖ.). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1968**, 126–137, Wien.
- KRENMAYR, H.-G., SCHNABEL, W. & REITNER, J. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MANDL, G., BRANDNER, R. & GRUBER, A. (2017): Zur Abgrenzung und Definition der Kalkalpinen Deckensysteme. – Teilprojekt zu TEKDAT200. – Arbeitstagung 2017 – Angewandte Geowissenschaften an der GBA, 19.–22. Juni 2017, Bad Ischl, Hallstatt, Gmunden, 254–255, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MOSER, M. (2014a): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Gebiet Leonstein–Oberleonein–Hambaum–Riedberg–Plansteinkogel–Ochsenkogel auf Blatt 4201 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 353–354, Wien.
- MOSER, M. (2014b): 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.
- MOSER, M. (2017a): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Gebiet Gradau, Dorngraben, Dürres Eck, Gaisberg, Gaisbergwiesen, Pfaffenboden, Mandlmais, Koglerstein, Schoberstein, Sonnseite, Roßberg auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 412–423, Wien.
- MOSER, M. (2017b): Reitbauern-Formation: Biostratigraphische und lithostratigraphische Neudefinition des „Mikritoidkalkes“ im Bajuvarischen Deckensystem (Nieder- und Oberösterreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 173–193, Wien.
- MOSER, M., ELSTER, D., LUKENEDER, A., REHAKOVA, D. & ČORIĆ, S. (2016): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Kleiner und Großer Landsberg, Schauderzinken, Rabenstein, Sonnkogel, Krautige Eben, Rinnerkogel und Plachwitz auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 326–335, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1980): Der geologische Aufbau Österreichs. – 695 S., Wien (Springer).

PILLER, W., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSZYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Österreichische Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.

RUPP, C., LINNER, M. & MANDL, G.W. (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – 255 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

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

TOLLMANN, A. (1976): Monographie der Nördlichen Kalkalpen. Teil III: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen: Orogene Stellung und regionale Tektonik. – IX + 449 S., Wien (Deuticke).

VAN HUSEN, D. (2017): Quartärgeologische Karte von Kirchdorf a.d. Krems. – Unveröffentlichte Geologische Manuskriptkarte 1:25.000, Geologische Bundesanstalt, Wien.

WAGREICH, M. (2003): A slope-apron succession filling a piggy-back basin: the Tannheim and Losenstein Formations (Aptian – Cenomanian) of the Eastern part of the Northern Calcareous Alps (Austria). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **93**, 31–54, Wien.

Blatt 90 Kufstein

Bericht 2019 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf den Blättern 90 Kufstein und 121 Neukirchen am Großvenediger

HELMUT HEINISCH & CLAUDIA PANWITZ

(Auswärtiger Mitarbeiter und Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Zuge der Fertigstellung von Blatt 121 Neukirchen war es notwendig, Lücken in der Aufnahme im Grenzbereich zu Blatt 90 Kufstein zu schließen. Aus Gründen der Zugänglichkeit bot es sich an, auch die noch nicht kartierten Bereiche von Blatt Kufstein mit zu bearbeiten. Die Aufnahme dieses Bereiches oblag dem verstorbenen GERHARD PESTAL. Der Bearbeitungsstand war uns in Farbkopien zur Verfügung gestellt worden. Für den Anteil von Neukirchen liegt bereits eine digitalisierte Version vor. Die Analyse der Daten zeigte Unstimmigkeiten und geologisch nicht sinnvolle Grenzverläufe im digitalen Datensatz. Dies machte umfangreichere Geländekontrollen notwendig. Ziel war eine in sich kohärente, blattschnittübergreifende Kartendarstellung im Maßstab 1:25.000.

Das zu kontrollierende und in Teilen neu aufzunehmende Gebiet umfasst 50 km². Es ist etwa hälftig zwischen den beiden Autoren aufgeteilt. Die Nomenklatur der Gesteine und die Farbwahl folgen der Generallegende, wie sie für die Manuskriptkarten von Blatt 123, 122, 121 und 120 benutzt wurde (HEINISCH et al., 2015). Petrografische Beschreibungen und die Kriterien zur Definition der tektonischen Großeinheiten wurden analog beibehalten (HEINISCH, 1986).

Umgrenzung des Bereichs

Beim Untersuchungsgebiet handelt es sich über weite Strecken um einen eher flachen Gebirgszug, der das Tal von Söll-Ellmau vom Brixental trennt, zuzüglich des Hohe Salve-Stocks. Im Norden folgt die Grenze dem Beginn der quartären Bedeckung, von Stampfanger über Blaiken bis

Ellmau-Going. Im Süden liegt die Grenze zunächst am Rand der Talsohle des Hohe-Salve-Gebietes, um dann nach Norden über den Zinsberg zum Hartkaser zu verschwenken.

Das Gebiet wird intensiv forstlich und skitouristisch genutzt. In flachen Bereichen herrschen schlechte Abschlussverhältnisse. In den Waldgebieten sind die Bedingungen ebenfalls suboptimal, die Bäche sind zum Teil überraschend schwer begehbar (s.u.).

In Zonen mit kleinteiliger Geologie ist das Gebiet daher als anspruchsvoll zu bezeichnen.

Neu gezeichnet wurden auf Blatt Neukirchen, wie vereinbart, nur die Bereiche, in denen Änderungen vorzunehmen sind. Auf Blatt Kufstein wurde der gesamte Festgesteinsanteil neu gezeichnet. Die Quartärpolygone liegen bereits digital vor und wurden entsprechend übernommen.

Probleme bei der Bearbeitung

Es zeigte sich bei der Geländearbeit, dass die Fehlstellen in der Aufnahme vor allem sehr ungünstigen Relief-Verhältnissen geschuldet waren. Diese waren aus dem Kartenbild zunächst nicht unbedingt erkennbar. Die Steilgräben im Bereich Nieringerwald/Hirschenalm und Breuergraben werden in den entscheidenden Bereichen nicht durch Forstwege oder Jagdsteige gequert. Sie mussten daher direkt im Bachlauf angegangen werden, was wiederum durch Wasserfallstufen erschwert wurde.

Bei der Kontrolle der digitalisierten Polygone (Blatt Neukirchen) stellte sich heraus, dass bei der Übertragung aus den Manuskriptkarten offensichtlich Farbverwechslungen aufgetreten sind. Dies bezieht sich zum einen auf Rot/Braun-Töne. Dadurch wurden siliziklastische Gesteine der Löhnersbach-Formation mit Blasseneck-Porphyröid verwechselt. Andererseits gab es Verwirrung innerhalb der zahlreichen Grüntöne der Metabasit-Folgen.

Dies zog sonderbare Grenzziehungen nach sich, wie z.B. geradlinig quer zum Streichen durchtrennende Grenzen, die geologisch eine Störung bedeuten würden, aber Ar-