

angrenzenden Sedimentgesteine des Rhenodanubikums (Greifenstein-Decke) gehören zur Altlenzbach-Formation (Maastrichtium).

Die oben erwähnte Sedimentabfolge enthält eine reiche Vergesellschaftung von kalkigen Nannofossilien mit *Cyclargolithus floridanus* sowie mit *Cyclargolithus abisectus*, *Dictyococcites bisectus*, *Dictyococcites heslandii*, *Pontosphaera desueta* etc., wodurch die Einstufung in die Zonen NP24/25 belegt ist. Eine reiche, von C. RUPP bestimmte Mikrofauna mit planktonischen und benthonischen Foraminiferen ermöglichte die Einstufung in das obere Kiscellium bis untere Egerium (Untere Puchkirchen-Formation). Benthonische Foraminiferen sind durch folgende, stratigrafisch wichtige Formen vertreten: *Bolivina floridanaformis* MEHRNUSCH, *Uvigerina rudlingensis* PAPP, *Uvigerina steyri* PAPP, *Eoeponidella ampliportata* REISER. Das Plankton ist vertreten durch: *Globigerina praebulloides* BLOW, *Globigerina officinalis* SUBBOTINA, *Globigerina wagneri* RÖGL und *Bolliella navazuelensis* (MOLINA).

Eine Probe aus einer für den Ausbau der Kremstalbahn abgeteuften Bohrung (KB 17; RW: 508704, HW: 317745; Bohrmeter: 22,3–22,4) enthält eine kalkige Nannoplanktonvergesellschaftung mit *Cyclargolithus abisectus*, *Pontosphaera enormis* etc. und konnte in die Zone NP25 eingestuft werden (KRHOVSKY in HOFMANN & HOMAYOUN, 1994). Eine arme Foraminiferenfauna mit *Nodosaria ortenburgensis* REISER, *Bulimina arndti* HAGN, *Rectuvigerina elegans* (HANTKEN), *Uvigerina cichai* REISER, *Almaena osnabrugensis* (ROEMER) sowie die planktonische Art *Globigerina wagneri* RÖGL ermöglichen die Einstufung in das obere Kiscellium bis untere Egerium (RUPP in HOFMANN & HOMAYOUN, 1994).

Im Sulzbachtal, nördlich Adlwang auf ÖK-Blatt 50 Bad Hall (RW: 515609, HW: 318655), konnten auch die Sedimente des Egeriums auskartiert werden. Die grauen Silte und siltigen Mergel enthalten eine reiche Nannoplanktonvergesellschaftung mit *Braarudosphaera bigelowii*, *Coccolithus miopelagicus*, *C. pelagicus*, *Pontosphaera desueta*, *Triquetrorhabdulus carinatus* etc. und konnten der Puchkirchen-Serie zugeordnet werden (NP25 – untere NN2). Diese Sedimente wurden hier von der Greifenstein-Decke des Rhenodanubischen Deckensystems überschoben.

Westlich der Krems, zwischen Brandhub und Penzendorf, können miozäne Ablagerungen der **Hall-Formation** (Eggenburgium) der autochthonen Vorlandmolasse zugeordnet werden. Westlich von Wartberg an der Krems (Penzendorf) konnten in mehreren Grabeneinschnitten Aufschlüsse mit flachliegenden grauen, gut geschichteten Silten und siltigen Mergeln auskartiert werden. Diese Sedimente enthalten eine reiche und gut erhaltene kalkige Nannoplanktonvergesellschaftung mit *Helicosphaera ampliapertura*, *Helicosphaera carteri* und *Reticulofenestra pseudumbilicus*, die eine Einstufung in den oberen Teil der Zone NN2 oder in die Zone NN3 erlauben. Mikrofaunen mit *Uvigerina posthantkeni* PAPP, *Lobatula lobatula* (WALKER & JACOB), *Heterolepa dutemplei* (D'ORBIGNY), *Globigerina steiningeri* RÖGL und *Cassigerinella globulosa* (EGGER) sind dem Eggenburgium zuzuordnen (Bestimmungen von C. RUPP).

Eine nördlich der Blattgrenze auf ÖK-Blatt 50 Bad Hall für den Bahnausbau abgeteuft Bohrung (KB 6; RW: 508625, HW: 318379; Bohrmeter: 9,5) enthält ebenfalls *Helicosphaera ampliapertura* (KRHOVSKY in HOFMANN & HOMAYOUN, 1994) und kann auch in den oberen Teil der Zone NN2 oder in die Zone NN3 eingestuft werden.

Ein Bauaufschluss (RW: 507779, HW: 317370, Höhe: 419 m) konnte südlich von Pöllhub aufgenommen werden. Im unteren Teil der Baugrube stehen dunkelgraue, tonige, sehr glimmerreiche Schluffe an, die auf Grund der Anwesenheit von *Helicosphaera ampliapertura* in die obere Zone NN2 oder in die Zone NN3 eingestuft wurden. Diese Sedimente enthalten eine reiche kalkige Nannoflora mit *Coccolithus pelagicus*, *Cyclargolithus floridanus*, *Helicosphaera carteri*, *Pontosphaera multipora*, *Helicosphaera vedderi*, *Reticulofenestra excavata*, *Reticulofenestra pseudumbilicus* und *Sphenolithus conicus*. Es konnten auch Umlagerungen aus dem Eozän/Oligozän (*Coccolithus formosus*, *Criboecentrum reticulatum*, *Dictyococcites heslandii*, *Reticulofenestra umbilicus*, *Zygrhablithus bijugatus* etc.) und der Oberkreide (*Broinsonia parca* subsp. *constricta*, *Micula staurophora*, *Watznaueria barnesiae* etc.) nachgewiesen werden.

Darüber traten mit einer Mächtigkeit von maximal 2,5 m Fein- bis Grobkiese, Steine und Blöcke auf, die in einer braunen sandigen Matrix eingelagert sind. Die großen Blöcke, die überwiegend aus angerundeten Sandsteinen der Greifenstein-Decke und kalkalpinen Komponenten bestehen, verkörpern die Moränenablagerungen. Den Abschluss bis zur Geländeoberkante bilden braune, tonige Schluffe mit vereinzelt gerundeten Kieskomponenten. Diese vorwiegend pelitischen Ablagerungen können als die Deckenlehme bezeichnet werden.

Literatur

HOFMANN, T. & HOMAYOUN, M. (1994): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probenahme zum Projekt Neue Bahn mit Schwerpunkten auf umweltrelevante und rohstoffwissenschaftliche Auswertungen und die Aufschlussarbeiten in der oberösterreichischen Molassezone. – Jahresbericht 1993, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-009, 32 S., Wien [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 10255-R]

MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. – Proceedings of the 2nd Planktonic Conference, Roma, 1970, 739–785, Roma.

Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Gebiet Weißenbach (Oberösterreichische Voralpen/ Totes Gebirge) auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

THOMAS HORNING
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die geologische Kartierung mit der Arbeitsbezeichnung „Weißenbach“ auf dem BMN-Kartenblatt 68 Kirchdorf an der Krems erfolgte von Mai bis September 2018. Die nördliche Gebietsgrenze verläuft knapp südlich des Steyrlinger Tals von der Preisegg bis Höbach, die Westgrenze von Mangstretth bis zum Wasserfall in der Hinteren Hungerau in den Nordflanken des Gürtlerspitz (Teil der Ostgrenze von Blatt 67 Grünau im Almtal). Die Südgrenze verläuft an den Nordhängen des Toten Gebirges vom Hühnerboden zum Haring, über das tief eingeschnittene Steyrtal hinweg zum Tamberg bis zum Lainberg im Teichltal. Die Ostgrenze

ze verfolgt die Teichl vom Stummergut bis zum Bahnhof Steyrling südlich von Preisegg. Zum Zeitpunkt der Aufnahme standen folgende Karten- und Literaturwerke der Geologischen Bundesanstalt (GBA) zur Verfügung:

- Geologische Karte von Österreich 1:50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal (EGGER & VAN HUSEN, 2007),
- Historische Manuskriptkarte von Österreich 1:75.000 (GEYER & ABEL, 1913),
- Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR et al., 2006),
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (RUPP et al., 2011) sowie
- Quartärgeologische Manuskriptkarte am Südrand des Sengengebirges (Steyr-Teichl-Rettenbach) (VAN HUSEN, 2017).

Naturräumlicher und geologischer Überblick

Das etwa 41 km² große Kartiergebiet mit der eingearbeiteten und an das digitale Geländemodell angepassten Geländeaufnahme von VAN HUSEN (2017) umfasst den Nordostabfall des Toten Gebirges knapp südlich des ersten Hauptgipfelkammes und wird durch die Täler von Steyrling und Teichl im Norden bzw. Nordosten begrenzt. Die höchste Erhebung des Kartiergebietes ist der 1.366 m hohe Lärchstock. Weitere markante Erhebungen des Untersuchungsraumes sind der Hühnerboden (1.229 m), der Habichtkogel (1.142 m), die Hochflora (1.151 m), der Fuchskogel (1.107 m), der Haring (1.107 m) und – unmittelbar über dem Teichtal – der Keferspitz (1.061 m), sowie der Weißenberg (1.084 m). Den tiefsten Punkt des Gebietes definiert die nach Norden fließende Steyr mit 493 m ü. A. auf Höhe „Bahnhof Steyrling“.

Die Entwässerung des Gebietes erfolgt ausschließlich über die Steyr. Die beiden größten Zuflüsse des Gebietes sind der Weißenbach und der Ötzbach. Beide Zuflüsse entspringen am Nordabfall des Toten Gebirge, vereinigen sich im unteren Hühnerzipf und fließen nördlich von Laaberg in die Steyr.

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 im bewaldeten Mittelgebirge zwischen Totem Gebirge im Süden und dem Sengengebirge im Nordosten für die Höhenlage relativ viel Niederschlag und Schnee. Allenfalls die nördlich vorgelagerte Kremsmauer der oberösterreichischen Kalkvoralpen nördlich des Steyrlinger Tales hält einige Niederschlagsfronten ab.

Der Untersuchungsraum erlaubt Einblicke in zwei tektonische Bauelemente der Nördlichen Kalkalpen: beinahe das gesamte Untersuchungsgebiet liegt im Bereich der tirolischen Totes Gebirge-Decke, lediglich ein kleiner Abschnitt nordöstlich des Keferspitz gehört zum Südteil der überschobenen, gleichfalls tirolischen Staufen-Höllengebirge-Decke.

Schichtenfolge

Totes Gebirge-Decke (Tirolikum)

Trias

Gutenstein- und Steinalm-Formation

Pelsonium (unteres Anisium)

Die älteste im Kartiergebiet erschlossene Schichtfolge ist im Stirnbereich der Totes Gebirge-Decke nur an zwei Örtlichkeiten erschlossen. Das kleinere Vorkommen liegt an der westlichen Blattgrenze unweit westlich des Forsthauses im Brunntal, der bedeutend größere flächige Ausbiss unmittelbar nordöstlich des Keferspitz. Aufgrund der stets starken Verfaltung, lokalen Duplex oder gar Triplex und tektonischen Begrenzung der Gutensteiner Kalke im Brunntal sowie nordöstlich des Keferspitz an der Stirn der Totes Gebirge-Decke ist eine Abschätzung der Maximalmächtigkeit schwierig bis unmöglich, dürfte allerdings ursprünglich zwischen 100 und 150 m gelegen haben (siehe auch EGGER, 2007).

Das Alter der Gutenstein-Formation ist aufgrund von Conodontenfunden (*Paragondolella bifurcata*) vom Kasberg (Blatt 67 Grünau im Almtal) mit dem oberen Pelsonium anzugeben.

Während die Kalke der Gutenstein-Formation im Brunntal weitgehend schuttüberdeckt sind und dort nur indirekt über Lesesteine nachgewiesen werden können, erschließt der Fahrweg von Habach an der Steyr zur Jagdhütte auf dem Keferspitz vor allem an den nordseitigen Spitzkehren intensiv verfaltete, auffallend dünnbankige dunkelgraue bis schwarzgraue Mikrite. Der frische Anschlag riecht anfänglich stets stark bituminös – der Geruch verflüchtigt sich nach kurzer Zeit. Bankinterne Laminite können vorkommen, sind allerdings nicht die Regel. Sparitverheilte Klüfte treten in deutlich reduzierter Zahl gegenüber den hangenden Kalken der Reifling-Formation auf. Einige wenige Lesefunde von hellen, nicht bituminösen Steinalm-Kalken sowohl vom Brunntal (unterhalb von Mangstleith) als auch vom Keferspitz belegen Einschaltungen von riffogenen Kalken der Steinalm-Karbonatrampe. Das weitgehende Fehlen dieser Lithofazies im übrigen Untersuchungsraum ist faziell zu erklären – vermutlich lag das Gutensteiner Becken im Bereich Brunntal-Steyrling-Keferspitz so tief, dass es nur die distalsten Progradationsspitzen der Steinalm-Karbonatplattform erreichten.

Reifling-Formation

Illyrium (oberes Anisium) bis Julium (unteres Karnium)

Die Reifling-Formation konturiert als beckenwärtiges Fazies-Äquivalent der Wetterstein-Formation mit einem ca. 500 m breiten Band den Außenrand einer großen Muldenstruktur („Hühnerzipf-Synklinale“) mit SSE-fallender Faltenachse. Der Nordwestschenkel verläuft zunächst in SW-NE-Richtung und biegt in Lengau im Steyrlinger Tal in ESE-Richtung um, erreicht die südlichen Ausläufer der Ortschaft Steyrling (hier als Stirnbereich der Totes Gebirge-Decke) und zieht nachfolgend über Riegleralpe und Keferspitz bis knapp nördlich Habau – ihre Fortsetzung findet sich jenseits der vermuteten Steyrtal-Störung (höchstwahrscheinlich als dextrale Seitenverschiebung ausgebildet) an der Südflanke des Falkensteins und zieht – größtenteils von quartären Deckschichten verborgen – im Teichtal bis St. Pankraz. Aufgrund ihrer erosiven Widerstandsfähigkeit

und sehr steilen bis saigeren Lagerung ist die Reifling-Formation vor allem am Keferspitz wandbildend und formt steile Geländerippen mit teilweise zehnermeterhohen aufragenden Wänden.

Die Gesteine der Reifling-Formation sind als satt- bis dunkelgraue, meistens dünn-, seltener mittelbankige Kalke (0,5–3 dm, selten bis 7 dm) mit leicht welligen Schichtflächen zu beschreiben. Die typische Hornsteinführung ist überall gegeben, kann jedoch bankweise von „selten“ bis „überaus häufig“ variieren. Bankintern lässt sich eine stärkere Zerklüftung (oft als Netzwerk sparitverheilte Klüfte erhalten) sowie ein deutlich herabgesetzter bis fehlender Bitumengehalt feststellen.

Aufgrund der starken formationsinternen, oft parasitären Verfaltung ist eine zuverlässige Angabe der Maximalmächtigkeit nicht zu treffen – sie dürfte sich analog EGGER (2007) bei rund 100 m bewegen.

Das Alter der Basis der Reifling-Formation kann mit den Conodonten *Neogondolella cornuta* und *Neogondolella praeszaboi* nach EGGER (2007) mit dem unteren Illyrium angegeben werden. Das Top der Formation wurde durch *Gladigondolella tethydis* oft mit dem oberen Ladinium definiert. Diese Conodontenspezies reicht jedoch nach aktuelleren Untersuchungen noch in das untere Karnium („Cordevolium“ oder Julium 1) (HORNUNG, 2007).

Wetterstein-Formation, Wettersteindolomit

Illyrium (oberes Anisium) bis Julium (unteres Karnium)

Kalk- und Dolomitsteine der Wetterstein-Formation konturieren die nach SSE abtauchende Hühnerzipf-Synklinale im Geländeausbiss mit einem bis zu 1.700 m breiten Band. Dabei erscheint im Kartenbild der Nordwestschenkel mächtiger, als der nur ca. 300 m breite Nordostschenkel, wobei dieser allerdings in einem Bereich von der Riegleralpe zum Keferspitz nahe der Stirn der Totes Gebirge-Decke höchstwahrscheinlich tektonisch durch eine oder mehrere Überschiebungsbahnen reduziert wird. Während der „klassische Wettersteinkalk“ lediglich in zwei kleinen schmalen, WNW–ESE streichenden Geländerücken beiderseits des Eingangs des Steyrtales nahe des Weilers „Steyrbrücke“ erhalten ist, wird der flächenmäßig größte Teil von Wettersteindolomit gebildet. Die im Gegensatz zum Wettersteinkalk nur geringe Erosionsbeständigkeit der dolomitischen Variante ließ ein flachkuppiges, stark bewaldetes Relief von ausgeprägtem Mittelgebirgscharakter entstehen, das im starken Kontrast zur östlich gelegen und deutlich höher aufragenden verkarsteten Platte des Sengengebirges steht. Die beiden kleinen Kalkstein-Züge beiderseits Steyrbrücke mit fast saiger stehendem Wettersteinkalk bilden zwei markante Geländerücken, die allerdings nur wenige Dutzend Meter über das Teichl- und Steyrtal aufragen. Der breite Ausbiss im Nordwestschenkel der Hühnerzipf-Synklinale impliziert große Mächtigkeiten – jedoch deuten lokal stark variierende Einfallswinkel auf eine mitunter starke sekundäre Verfaltung hin. Die wahre Mächtigkeit der Wetterstein-Formation in der Hühnerzipf-Synklinale wurde in den Profilen mit maximal 600 m konstruiert.

Die Erhebungen südlich des Tales Haselbach–Paukenhasel–Zellingeralpe bilden bereits den Nordabfall des Toten Gebirges und werden ebenfalls aus dolomitisch dominierter Wetterstein-Formation aufgebaut. In dieser zunächst

WNW–ESE verlaufenden, an der Paukenhasel nach Südost abknickenden Linie liegt die Überschiebungsbahn der Lärchstock-Scholle, welche die Hühnerzipf-Synklinale nach Süden hin tektonisch amputiert. Hier werden noch etwas größere Mächtigkeiten von bis zu 1.000 m erreicht, wenngleich diese im Profil konstruierten Werte durch im Gelände nicht lokalisierbare Intern-Überschiebungen auch vorgetäuscht sein könnten.

Der flächig erschlossene Wettersteindolomit ist im Gelände oft nur aufgrund seiner hellgrauen bis weißlichen Färbung vom ganz ähnlichen Hauptdolomit zu unterscheiden – von enormer Wichtigkeit ist aus diesem Grund seine stratigrafische Position im Liegenden eines schmalen Bandes an Mergeln und kalkigen Sandsteinen der hangenden Lunz-Formation, das im nächsten Abschnitt kurz besprochen wird. Neben der auffallenden, hellen Gesteinsfärbung sind weitere Charakteristika der leichten, nur an einer geringen Salzsäure-Reaktion erkennbare Kalkgehalt. Oft sind die abiogenen bzw. biogenen Primärstrukturen (Bankung bzw. zerfallenen Kalkalgenresten) noch erkennbar und machen zusammen mit der stratigrafischen Position eine Zuordnung zur Wetterstein-Formation zwingend. Teilweise jedoch liegen die Schichtfolgen in stark tektonisierter Form vor, was einen massigen Charakter hervorruft.

Das im benachbarten Sengengebirge in Teilbereichen sichtbare, allerdings aufgrund der Unzugänglichkeit vieler Areale nicht konsistent auskartierbare Fazieschema von basal ausgebildeten, detritusreichen allodapischen „Wetterstein-Übergangskalken“ sensu KRAUS & SCHMIDT-THOMÉ (1967), „Raming-Subformation“ sensu TOLLMANN (1966) und LEIN (1989) sowie gebankter „Lagunenfazies“ und massiger „Rifffazies“ lassen sich aufgrund des nur kleinräumig ausgebildeten Ausbisses im diesjährigen Kartier-Areal nicht anwenden. Die im unmittelbar Hangenden der Lunz-Formation erschlossenen Kalke sind ausgesprochen schlecht gebankt und zeigen meist einen massigen Charakter, lassen sich jedoch mit einem hohen Kalkgehalt als klassische Wettersteinkalke charakterisieren. An den meterhohen Kalk-Klippen am Schölmburg stehen autochthone Sedimente in Form von bioklastischen, Kalkalgen führenden Riffkalke an (im Wesentlichen *Tubiphytes*-Bind- und Bafflestones mit *Dasygladaceen*). Teilweise werden bereichsweise gut sichtbare Primärstrukturen andernorts durch sekundäre Dolomitisation, Mikritisierung und Sammelkristallisation verwischt.

Wichtigste Kriterien für ein Erkennen der Wettersteinkalke im Gelände sind eine hellgraue, beinahe weißliche Gesteinsfarbe, ein hoher Karbonatgehalt (starke Reaktion mit verdünnter Salzsäure), zum Teil große Bankmächtigkeiten bis hin zu Massenkalken, große Gesteins Härte und ein „verbrannter“ Geruch im Anschlag mit dem Hammer. In den Bänken können loferitische Sedimentmerkmale auftreten. Hin und wieder finden sich auch intraformationelle Brekzien, nicht zu verwechseln mit sekundär tektonisierten Bereichen. Erstere sind eher durch synsedimentäre Vorgänge wie etwa Spaltenbildung und Verfüllung mit Resedimenten entstanden.

Die Liegendgrenze der Wetterstein-Formation zur Reifling-Formation ist im Kartiergebiet nicht als scharfe Grenze, sondern als allmählicher fazieller Übergang ausgebildet, der am besten entlang des Fischbaches knapp westlich des Keferspitz nachvollzogen werden kann. Die sedi-

mentäre Obergrenze der Wetterstein-Formation ist in der Hühnerzipf-Synklinale mit der Lunz-Formation zwar überall vorhanden, wenngleich sehr schlecht und nur an einigen Bereichen erschlossen und muss teilweise morphologisch (schmale Geländedepressionen, Rinnen, Gräben etc.) bzw. pedologisch bzw. ökologisch (feuchte, schwere und lehmige staunasse Böden, lokale Vernässungszonen) eingegrenzt werden. Zum Zeitpunkt der Geländeaufnahme gab es keinen Aufschluss der unmittelbaren, meist sehr scharf gezogenen Liegendgrenze („Reingrabener Wende“ sensu SCHLAGER & SCHÖLLBERGER, 1974). So ist die in diesem stratigrafischen Niveau in vielen Bereichen der Nördlichen Kalkalpen vorkommende Vererzungszone (Bleiglanz, Zinkblende, Goethit, siehe auch ARTHOFER, 1998) im Untersuchungsraum nicht erschlossen.

Die besagte Liegendgrenze des Wettersteinkalkes wird in PILLER et al. (2004) 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 (HORNUNG, 2007).

Lunz-Formation: Tonmergel, Schluffsteine und Sandsteine

Julium (unteres Karnium)

Die Lunz-Formation bildet das stratigrafisch unmittelbar Liegende des Hauptdolomites. Sie zieht als nur wenige Meter mächtiges Band vom Haselbach im SSW gegen den Habichtkogel im NNW und weiter zur Ebner Jagdhütte, wo entlang des Forstweges zur Riegleralpe einige wenige, meist nur kleinräumige Aufschlüsse bestehen. Westlich der Riegleralpe biegen die Schichten um mehr als 90° in südöstliche Richtung um, erreichen den Fischbach und folgen dem Grund eines Sekundärtales zwischen Keferspitz und Weißenberg zur Einsattelung am Schlagbauernreith. Danach ziehen sie sich – komplett schuttüberdeckt – weiter in südöstlicher Richtung bis nach Steyrbrücke zum Schölmberg und höchstwahrscheinlich weiter bis in das breite Teichtal. Das nur an wenigen Fixpunkten nachweisbare Vorkommen zeichnet damit in eindrucksvoller Weise die Hühnerzipf-Synklinale nach. Neben diesem zwar von Deckschichten weitgehend verborgenen, aber konsistent verfolgbar und deswegen tektonisch vermutlich kaum reduzierten oder gar amputierten Vorkommens tritt die markante Lunz-Formation nur noch an zwei weiteren isolierten Stellen im Kartiergebiet auf: Überraschenderweise fand sich ein kleiner Aufschluss im zentralen Bereich der Hühnerzipf-Synklinale unweit nordwestlich des Heindlbodens unter der Habacher Reith entlang eines neu gebauten Zufahrtweges zu einer Almhütte. Zwar ist das Vorkommen nördlich wie südlich tektonisch begrenzt und eventuell auch etwas emporgequetscht, zeigt aber, dass die Hühnerzipf-Synklinale im Muldenkern eine weitspannige tektonische Verfaltung besitzen dürfte, so dass die Lunz-Formation als stratigrafisch Liegendes des Hauptdolomits zumindest in diesem Bereich in steilstehenden Antiklinalkernen wieder zutage tritt. Ein weiterer kleiner Ausbiss besteht ganz im Osten des Kartiergebietes östlich des Lainberges, vermutlich als ostwärtige Fortsetzung des Ostschenkels der Hühnerzipf-Synklinale. Hier treten – ver-

mutlich begrenzt durch die Windischgarstener Seitenverschiebung – stark zerwürgte Lunzer Tonsteine sowie einzelne Sandsteinbänke zutage.

Die Lunz-Formation liegt in der Hühnerzipf-Synklinale als nur wenig mehr als 10 m mächtiger Sedimentstapel von Ton- und Schluffsteinen vor. Diese haben unverwittert eine ausgeprägt schwarzgraue, teilweise in das 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).

Obgleich wenig erosiv widerstandsfähig, ist die Lunz-Formation mit Tonen, Mergeln und geringmächtigen (Karbonat)Sandstein-Zwischenlagen stets konkordant zwischen stratigrafisch liegenden und hangenden Lithologien erschlossen. Am besten zugänglich sind die Schichten entlang der Fahrstraßen von der Riegleralpe zur Jagdhütte Ebner sowie vom Fischbach zur Schlagbauernreith. Die Hangendgrenze zum Hauptdolomit ist östlich des Schlagbauernreith-Sattels erschlossen.

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 Totes Gebirge-Decke und im Kern der Hühnerzipf-Synklinale flächig erschlossen. Die hohe Verwitterungsanfälligkeit des Hauptdolomits bedingt – gleich wie in der liegenden, dolomitisch dominierten Wetterstein-Formation geringe Gipfelhöhen und ein flach welliges, kupiertes und zudem stark bewaldetes Oberflächenrelief. Der Hauptdolomit wird am Haring ganz im Süden der Hühnerzipf-Synklinale von Plattenkalk und Kössen-Formation überlagert – auf der nördlich angrenzenden Staufen-Höllengebirge-Decke sind diese Schichtfolgen nicht mehr erhalten und bereits erodiert.

Sowohl Monotonie als auch das Fehlen von charakteristischen Leitbänken in den drei untergliederbaren Abschnitten des Hauptdolomits machen Abschätzungen über die erhaltene Maximalmächtigkeit schwierig – im Kartiergebiet dürften sich die Maximalwerte bei etwa 1.200 m bewegen.

Der Hauptdolomit liegt im Kartiergebiet typischerweise als hellgrauer bis milchig-bräunlicher, teilweise auch weißlicher feinkörniger Dolomikrit bis Dolo-Pseudomikrit vor. Er tritt teilweise in gut gebankter Form wie am Ende des Forstweges südöstlich der Hochflora über dem Weißenbach auf, teilweise auch undeutlich geschichtet bis masig und sandig anwitternd wie an der Forststraße von der Riegleralpe zur Jagdhütte Ebner mit noch erkennbaren primären Sedimentgefügen. Diese Lithologie-Typen treten oft

isoliert auf, können aber durchaus in enger Verzahnung entlang eines Aufschlusses nebeneinander vorkommen.

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

Neben der „klassischen“, rein dolomitischen Ausbildung kommt an einer Position im Kartiergebiet eine massige, kalkige Variante vor. Dieses Vorkommen von „kalkigem Hauptdolomit“ bildet eine isolierte, aufgrund der höheren Erosionsbeständigkeit herauspräparierte rundliche Erhebung ziemlich genau südlich der Jagdhütte Ebner. Dieser Lithotyp ähnelt meistens von Habitus und erkennbarer Mikrofazies stark dem „klassischen“ Hauptdolomit s.l., zeigt aber eine erkennbare Reaktion mit verdünnter Salzsäure. Diese ist allerdings i.d.R. geringer als im Platten- und Dachsteinkalk und spricht für einen deutlich verringerten Karbonatgehalt. Dabei ist die stratigrafische Position im Untersuchungsgebiet wie bereits in HORNING (2017c) beschrieben, eher im unteren Abschnitt nahe der liegenden Lunz-Formation.

Aufgrund lithologischer Gleichförmigkeit und teilweise mangelnder Aufschlüsse lässt sich der Hauptdolomit im Untersuchungsraum kaum bis nur unzureichend untergliedern. Lithologische Marker wie bituminöse, dunkle Dolomite mit einem generell hohen organischen Anteil – üblicherweise typisch im Unteren Hauptdolomit – wurden im Untersuchungsgebiet im Gegensatz zu den weiter westlich angrenzenden Gebieten nicht gefunden. Typische Faziesmerkmale des Hauptdolomits wie Loferite des Mittleren und Oberen Hauptdolomits sensu ENOS & SAMANKASSOU (1998) treten ebenfalls nur punktuell auf. Einzelne Dolomitbänke zeigen Loferit-Mikrogefüge wie

- langgezogene, kalziterfüllte Hohlräume (Stromatactis),
- granulare feinen 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 Algenmatten und Micromounds („Mikro-Riffe“; für weitere diesbezügliche Informationen siehe FLÜGEL, 2004).

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 Stromatactis, (Pel)Mikriten, Mud-Chips, Pisoliten 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 – kann-

te sequenzstratigrafisch mit dem obersten Karnium datiert werden (HORNING, 2007). Das Top des Hauptdolomits liegt nach PILLER et al. (2004) am Übergang Alaunium/Sevatium und wird durch biostratigrafische Daten aus den Hauptdolomit-Intraplattform-Sedimenten der Seefelder Schichten Tirols gestützt (DONOFRIO et al., 2003).

Über das ganze Gebiet verteilt mangelt es nicht an künstlichen Aufschlüssen, die sich vor allem entlang der Forstwege als Weganrisse oder teilweise auch als kleine Gruben zur Gewinnung von Wegeschotter finden.

Plattenkalk und Dachsteinkalk

Alaunium bis Sevatium (oberes Norium)

Lediglich am Haring nahe der Südgrenze des Kartiergebietes ist mit dem Plattenkalk das stratigrafisch Hangende des Hauptdolomits in einer kleinen lokalen Synklinale erschlossen. Dessen lithologische Ausprägung ist jedoch keine klassische, rein dünnbankige Form, sondern wird eher durch mittel- bis dickbankige Sequenzen vertreten, die bereichsweise an tektonisierten Dachsteinkalk erinnern.

Geschuldet den rasch wechselnden faziellen Übergängen und auch internen, oft parasitären Verfaltungen sind Aussagen über die Maximaldicke des Plattenkalks schwierig – sie dürfte in den o.a. Bereichen bei maximal 30 m liegen.

Die Platten- und Dachsteinkalke vom Haring sind entlang der auf den Berg führenden Forststraße sehr gut erschlossen und lassen – wie oben beschrieben – eine ausgesprochene Mittel- bis Dickbankigkeit mit ebenen Schichtflächen erkennen. Es handelt sich um hellgraue, muschelrig brechende und scherbzig verwitternde, fossilführende Mikrite mit sparitverheilten Klüften. Teilweise kann bankintern eine stromatolithische Lamination wie im Hauptdolomit auftreten. Grundsätzliche Unterscheidungskriterien zu letzterem sind einerseits der konsistent hohe Kalkgehalt und die damit verbundene sichtbare Reaktion mit verdünnter Salzsäure, der muschelrige Bruch, die hellere Gesteinsfarbe, eine deutlichere Bankung sowie markant erhöhter Fossilgehalt.

Da die Mächtigkeit einzelner Horizonte kleinräumig zwischen dünn- und dickbankig wechseln kann, wurden sensu EGGER (2007) „Plattenkalk“ und „Dachsteinkalk“ auch in diesem Kartiergebiet zu einer lithologischen Kartiereinheit zusammengefasst. Der Ablagerungsraum dürfte im Gegensatz zum lagunär gebildeten Hauptdolomit entlang einer etwas tieferen, beckenwärtig führenden Rampe bzw. an kleinen, leicht erhabenen Patchreefs gelegen haben – das rasche Auskeilen bzw. die Diskontinuität der Kalkvorkommen spricht für ein ehemals stark zergliedertes submarines Relief.

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

Kössen-Formation

Rhaetium

Kalke und seltenere Mergelkalke der Kössen-Formation treten ausschließlich im Kern der zuvor beschriebenen

kleinen Haring-Synklinale auf und bilden im Kartiergebiet die stratigrafisch jüngste erschlossene Einheit der Totes Gebirge-Decke. Sie werden von der Forststraße auf den Haring gut erschlossen.

Die Maximalmächtigkeit der Kössen-Formation beträgt ca. 20 m.

Im Vergleich zum stratigrafisch liegenden Plattenkalk zeigt die Kössen-Formation einen etwas erhöhten Mergelanteil, was sich in durchwegs dunkleren Gesteinsfärbungen äußert. Die Abfolge am Haring ist eine geringmächtige Abfolge von dm-gebankten, grauen bis dunkelgrauen, lokal bläulich- bis bräunlichgrauen bituminösen, mikritischen Kalken inklusive sparitverheilten Klüften und zwischenlagernden, fossilarmen Mergelkalkbändern.

Faziell repräsentiert die Kössen-Formation aufgrund ihrer engräumig verzahnten lithologischen Vielfalt verschiedene, vom Sub- bis in das Intertidal reichende Ablagerungsräume mit unterschiedlicher Wasserenergetik. Nach STANTON & FLÜGEL (1989) wurde die basale Kössen-Formation 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. Im Kartiergebiet ist im kleinräumigen Vorkommen jedoch keine fazielle Verzahnung zur riffogenen Kössen-Formation eindeutig feststellbar, wenngleich einige dickbankige Abschnitte nördlich des Haring Anklänge der Oberrhätalk-Fazies zeigen.

Die reiche Fossilführung der Kössen-Formation in den Nördlichen Kalkalpen mit einigen Ammoniten und Conodonten macht eine biostratigrafische Datierung möglich. BÖKENSCHMIDT & ZANKL (2005) fanden 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 KRYSZYN (mündliche Mitteilung 2005) im Bereich der Kammerköralm unterhalb der Steinplatte (Chiemgauer Alpen). Biostratigrafisch aussagekräftige Fossilien wurden im Zuge der Kartierarbeiten nicht gefunden.

Steyr- und Fenster

Kreide

Das kleine, bereits bei HORNING (2014) beschriebene Steyringer Flyschfenster reicht knapp nördlich des Keferspitz gerade noch auf das diesjährige Kartiergebiet und zeichnet sich durch schwere, stark rutschungsanfällige Böden aus. Oberflächenaufschlüsse konnten keine gefunden werden. Wenig nördlich des diesjährigen Untersuchungsraumes fanden EGGER & RÖGL (2013) einen Aufschluss von ultrahelvetischer Buntmergelserie, die mit einer Foraminiferenfauna in das Eozän eingestuft werden konnte.

Quartär

Pleistozän

Einige der im Untersuchungsgebiet kartierten quartären Ablagerungen lassen sich gesichert dem Pleistozän zuordnen: Vermutlich die Zeitspanne des Riß-Spätglazials repräsentieren isolierte Vorkommen von topografisch relativ hochliegenden Eisrand-schottern. Hochwürmzeitliches Alter haben Niederterrassen-Sedimente, in die sich

die heutigen Vorfluter Steyr, Steyring und Teichl teilweise canyonartig eingeschnitten haben. Die Niederterrasse dürfte zeitlich mit einigen wenigen Lokalmoränenresten zusammenhängen, die sich an einigen Regionen des Kartiergebietes relikhaft erhalten konnten und ihrerseits Teil eines würmzeitlichen Lokalgletschernetzes sind, das auf dem Hochplateau des Toten Gebirges gebildet wurde und über nordgerichtete Sekundärtäler in das Tal der Steyring abfloss.

Eisrandsedimente, spätrißzeitlich

Riß-Spätglazial

Karbonatisch verkittete Konglomerate mit vorwiegend abgerundeten Komponenten finden sich vereinzelt rund um den Schleipfengraben, an der Mündung des Haselbaches in der Hungerau, unmittelbar westlich Steyrbrücke sowie im unteren Bereich des Forstweges von Habach auf den Keferspitz auf ca. 600 bis 650 m a.s.l. Die Vorkommen im Einzugsgebiet der Steyring liegen durchschnittlich ca. 150 m über dem aktuellen Vorfluter und werden aufgrund dessen sowie ihrer talrandnahen Lage als spätrißzeitliche Eisrandsedimente interpretiert. Das Niveau des Vorkommens nahe der Steyrbrücke liegt ca. 80 m über der Steyr, jenes am Forstweg zum Keferspitz ca. 150 m über der Steyr. Ungeachtet ihrer Position entstanden sie während des abschmelzenden rißzeitlichen Eisstromnetzes, das zu dieser Zeit mutmaßlich seine größte Ausdehnung während des Eiszeitalters überhaupt hatte. Nach EGGER (2007) reichten die nach Norden abfließenden Lokalgletscher des Toten Gebirges im Brunntal der Steyring bis zur Vereinigung mit dem vom Kasberg kommenden Katzengraben (etwa die heutige Position des Forsthauses der Fürstlich Schaumburg-Lippischen Gutsverwaltung). Während die Endmoränen durch Erosionsprozesse vollständig ausgeräumt wurden, blieben die Reste der einstigen höherliegenden Schotterfluren in den unteren Hangbereichen oder in geschützten Senken erhalten. Aus dem Steyrtal kommend, vereinigte sich der rißzeitliche Steyr-Gletscher mit dem Warscheneck-Gletscher aus dem breiten Teichltal und reichte wohl bis nördlich von Molln (EGGER & VAN HUSEN, 2011). So stammt das Vorkommen von Steyrbrücke ziemlich sicher aus dem Riß-Spätglazial, als das Eisniveau des Steyr-Warscheneck-Gletschers weit unter jenem des Höchststandes abgesunken war und sich die Kiese an der orografisch linken Seite des Gletscherastes in ca. 550 m a.s.l. akkumulieren konnten. Das Vorkommen am Osthang des Keferspitz liegt höher und sollte etwas älter sein, als der Gletscherstand des Steyr-Warscheneck-Eisstroms noch höher war.

Das angegebene Alter der Sedimente basiert auf Erfahrungswerten und der Kenntnis ähnlicher Vorkommen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen, sollte allerdings durch Datierung bestätigt oder widerlegt werden. Die maximale Mächtigkeit der Eisrandablagerungen sind aufgrund unzureichender Aufschlussbedingungen nur abzuschätzen, dürften aber bei ca. 10 m liegen. In einigen kleinen Weganschnitten ist stellenweise noch eine diffuse Schichtung zu erahnen, die durch Korngrößenvariationen hervorgerufen wird.

Die kleinräumigen Vorkommen rund um den Schleipfengraben, nahe der Hungerau und oberhalb Steyrbrücke, bestehen vorwiegend aus kantengerundeten, seltener gut

gerundeten Komponenten, entsprechend des lokalen Einzugsgebietes ausschließlich aus Wettersteindolomiten bzw. Hauptdolomit. Deren Größe variiert zwischen wenigen Millimetern bis zu wenigen Dezimetern – die durchschnittliche Größe liegt zwischen 2 und 5 cm. Der verkittende Zement ist in-situ gebildeter feinkörniger Kalzit von feinsandiger Konsistenz.

Das Vorkommen unterhalb des Keferspitz besteht vorwiegend aus eckigen bis schlecht kantengerundeten Komponenten, entsprechend des lokalen Einzugsgebietes aus Kalken der Reifling- und Gutenstein-Formation. Die Größe variiert zwischen wenigen Millimetern bis zu wenigen Dezimetern – die durchschnittliche Größe liegt zwischen 2 und 5 cm. Der verkittende Zement ist in-situ gebildeter feinkörniger Kalzit von feinsandiger Konsistenz.

Lokalmoräne

Spätwürm

Nach VAN HUSEN (1987) und EGGER (2007) sollte der Nordabfall des Toten Gebirges auch während des Würmglazials eine nicht unerhebliche Vergletscherung getragen haben: das Nährgebiet lag auf dem Hochplateau des Gebirgsmassivs rund um die Hauptgipfel Großer Priel und Schermberg. Der Hauptstrom zog nach Norden in die Hetzau und weiter in das Almtal, einige Seitenströme jedoch flossen zwischen Kasberg, Hundskogel und Sandberg gegen Nordosten ins Steyringer Tal ab – es gab wohl auch einen direkten schmalen Gletscherast aus der Hungerau zur Stögerreith sowie aus dem Stierkar zur Paukenhasel. Entsprechend finden sich kleinräumige Moränenreste mit schwach ausgebildeten Wallformen knapp westlich der Mündung des Haselbaches gegen die Stögerreith (am Denkmal des „letzten Hirsches“), am Osthang des Hühnerbodens im inneren Stierkar sowie an der Paukenhasel – auch hier mit sehr schwach ausgebildeten, erosiv stark überformten Wallstrukturen.

Alle Moränenreste wurden mittels hochauflösender Schummerungskarte detektiert und im Gelände verifiziert. Etwaige weitere Vorkommen dürften von holozänen Talablagerungen bzw. von Hangschuttmassen überdeckt sein.

Alle Moränenreste sind stark konsolidierte heterogene Kiese in schluffig-sandiger Matrix mit matrix- und komponentengestütztem Gefüge. Die Gesamtmächtigkeit wird auf maximal 10 m geschätzt.

Altersmäßig sollten die angesprochenen Lokalmoränenreste an den Nordabfällen des Toten Gebirges in das späte Hochwürm während des glazialen Maximums (LGM) einzustufen sein.

Niederterrasse

Würm

Entlang der Steyrling und der Teichl haben sich die Vorfluter seit Ende der letzten Eiszeit canyonartig bis zu 15 m tief in einen konglomerierten, fest zementierten Niederterrassenkörper eingeschnitten und mit scharf ausgebildeter, frisch erodierter Erosionskante weitgehend zusammenhängend erhalten. Eine meist sehr scharfe und leicht überhängend ausgebildete Terrassenkante zeugt von einer immer noch aktiven Erosion. Die maximale Gesamtmächtigkeit beträgt entlang der Teichl etwa 20 m.

In den Vorkommen entlang von Steyrling und Teichl handelt es sich durchwegs um in Talrandverkittung konglomerierte, schlecht sortierte sandreiche Kiese mit weitgehend angerundeten bis gerundeten, ausschließlich kalkalpinen Geröllen. Kristallingerölle, etwa Gneise und Amphibolite aus dem Zentralalpin, wurden nicht gefunden, können aber potenziell auftreten, da das Einzugsgebiet der geschütteten Niederterrassensedimente südlich des Sengengebirges über den Warscheneck- und Pyhrn-Gletscher Verbindung zum Enns-Gletscher hatte, der seinerseits bis in die Zentralalpen reichte. Die oft von weitem erkennbare, bei näherer Betrachtung jedoch undeutlich werdende 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 und zeichnen ein hochdynamisches, fluviales Gefüge nach. Die Talrandverkittung sorgt je nach Komponentengröße innerhalb einer Bank für selektive fluviale bzw. subaerische Erosion, die zu weit vorspringenden Bänken bzw. Halbhöhlen führt. Die verfestigten Niederterrassenschotter zeigen nur oberflächliche Korrosion, die nicht tiefer wie 50 cm in den Terrassenkörper eindringt.

Faziell handelt es sich bei Niederterrassenschottern um periglaziale Ablagerungen eines „Braided-River“-Systems mit rasch wechselnder Akkumulation und Erosion in temporären Flussläufen, das im Vorfeld würmzeitlichen Ferneisstromnetzes lag und die ganze Talbreite ausfüllte.

Sanderschotter, undefiniert

Spätwürm

An der Jagdhütte Ebner und knapp nördlich davon bestehen zwei Vorkommen von relativ homogenen Mittelkieskörpern mit einer auffallend sandigen Matrix. Während das südliche Vorkommen an der Jagdhütte keinerlei morphologische Besonderheiten aufweist und mit nur wenigen Metern Mächtigkeit den Hauptdolomit-Hängen aufliegt, zeigt das nördliche Vorkommen gegen den Ebnergraben eine ausgesprochen deutliche Erosions- oder Terrassenkante. Diese Charakteristika lassen eine Interpretation als Rest eines einst größeren, zusammenhängenden Sanders oder Schuttstromes zu, der – von Süden vom Ebnersattel kommend – den inneren Ebnergraben ausgefüllt haben mochte, durch jüngere Erosionsprozesse jedoch weitgehend abgetragen wurde.

Holozän

Schuttkegel, Hangschutt (z.T. blockreich)

Die Akkumulation von Schuttmassen ist schwerpunktmäßig an der Flankenbasis der meisten Bergmassive des Kartiergebietes verbreitet. Vor allem die größeren, tief in die Gebirgsregionen eingeschnittenen Täler der Vorfluter Steyrling, Weißenbach, aber auch die nur während niederschlagsreicher Perioden episodisch stärker Wasser führenden Seitentäler (Haselbach, Paukenhasel) sind talnah dort schutterfüllt, wo das Relief flacher wird und der Bach die Hangschuttmassen noch nicht ausräumen konnte. Die in ihrem Unterlauf tief eingeschnittene Steyr konnte zwischen Laaberg und Steyrbrücke weitgehend alle Schuttmassen ausräumen, so dass heute lediglich das Flussbett schutterfüllt ist und sich an den Flanken kaum mehr Hang-

schuttreste haben erhalten können. Die tief V-förmig eingeschnittenen Täler von Ötzgraben, Hühnerzipf und Weißenbach sind in ihren Oberläufen weitgehend von Schutt ausgeräumt und zeigen über weite Strecken anstehenden Hauptdolomit. Lediglich an ihren Vereinigungspunkten haben sich größere Schuttmengen akkumulieren können, gerade auch in der etwas weicheren Lithologie Hauptdolomit.

Die wesentlichen Schutt-Lieferanten bilden Wetterstein-Formation und Hauptdolomit, die flächenmäßig am weitesten im Einzugsgebiet verbreitet sind, untergeordnet finden sich Gerölle von Reifling-, Steinalm- und Gutenstein-Formation. Die in den Talgründen erhaltene Niederterrasse wird oft teilweise von beidseitig akkumulierenden Schuttmassen überdeckt. 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 Kar-Basis zu beobachten.

Die Lithologie der schätzungsweise bis 15 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 neigt beispielsweise Wettersteinkalk und bedingt auch Kalkstein der Reifling-Formation zu tafeligem bis grobblockigem Schutt. Tektonisch unbeeinflusster Hauptdolomit und Wettersteindolomit bilden eher einen kleinstückigen Detritus, die mergeldominierte Lunz-Formation hingegen sehr feine Abschwemmungen, wobei genau hier der Übergang zu Muren, Rutschungen und sonstigen Fließstrukturen (=> Abschwemm-Massen) Übergangslos ist.

Jüngere Muren und Schuttströme

Vor allem erosiv inkompetenter, kleinstückig verwitterter, da oft tektonisierter und grusig zerfallener Hauptdolomit neigt zur Ausbildung kleiner Muren und/oder Schuttströme jüngerer Alters, die meistens mehrere hundert Meter weit talwärts vorgeifen. Vor allem die Feinfraktion spielt in Verbindung mit Wasser und Bergfeuchte das Gleitlager, das auch relativ kleinvolumige Murkörper in engen Rinnen weit talwärts vorgeifen und ausfließen lässt (Unteres Fischbachtal, östlich des Sattels oberhalb Schlagbauernreith). Die wenigen Muren des Kartiergebietes sind aktuelleren Datums und zeigen relativ frische Schuttmassen.

Die Mächtigkeit der Schuttströme und Muren liegt wahrscheinlich im Bereich von wenigen Metern. Sie bestehen entsprechend ihres Liefergebietes aus ungerundeten Komponenten unterschiedlichster Größe (meistens Sand- bis Stein-, seltener Block-Fraktion).

Rutschungen

Im Untersuchungsraum wurde lediglich ein größerer, vermutlich oberflächennaher Rutschkörper in der Nordostflanke des Weißenberges auskartiert. Deren Entstehung liegt hier in kleinstückig verwitterndem Unteren Hauptdolomit, ist mit knapp 15.000 m² Flächenausdehnung jedoch eher unbedeutend.

Holozäne Bachschotter, ungegliedert

Mächtiger holozäne Flussschotter bestehen im Untersuchungsraum vor allem in den Bachläufen der Hauptvorfluter Steyrling und Teichl, also dort, wo ein flaches Gefäl-

le die Akkumulation von Sanden und Kiesen erlaubt. Der Unterschied zur polygenetischen Talfüllung ist das weitgehende Fehlen von Feinmaterial, welches durch die noch etwas höhere Wasserenergie ausgewaschen wird und erst in den jeweiligen Unterläufen und talauenähnlichen Verebnungen (Ortschaft Steyrling) abgelagert wird. Entsprechend sind im Brunntal beinahe reine Kiesflächen, allenfalls lokal mit zwischengeschalteten Sandlinsen in zeitlich eng begrenzten Stillwasserbereichen ausgebildet. Die Zusammensetzung der Ablagerungen ist einerseits von den lithologischen Gegebenheiten des Einzugsgebietes – Reifling-Formation bis Hauptdolomit – und andererseits von der Oberflächenmorphologie sowie der Transportkraft des Wassers abhängig. Es treten überwiegend Kiese und Sande, untergeordnet auch Schluffe, Steine und Blöcke auf. Strömungsbedingte Einregelung mit stromaufwärtigem Einfallen von oft plattigen Geröllen in Kies- und Steingröße sind häufig (dachziegelartige Imbrikation). Der Rundungsgrad zeigt – je nach Transportweite – ein weites Spektrum von eckig bis gut gerundet.

Talfüllung, Schwemmfächer

Nur die flachliegenden Talbereiche der großen Vorfluter Steyr und Teichl erlauben mit relativ geringer Wasserenergie die Akkumulation von feinen Sedimenten wie Schluffen, liegen allerdings außerhalb des diesjährigen Kartiergebietes. Ein einziger Schwemmfächer bei Habach wird aus einem episodisch fließenden Bach vom Sattel oberhalb Schlagbauernreith aus gespeist und überdeckt teilweise würmzeitliche Niederterrassensedimente. Die Mächtigkeit hier beträgt allenfalls 10 m, entsprechend der anstehenden Lithologien finden sich sandig-kleinkiesige Hauptdolomit-Komponenten und tonig-erdige Bestandteile der Lunz-Formation gleichermaßen.

Erosionskanten

Erosionskanten zeichnen die bis heute währende Landschaftsgestaltung nach und sind natürlich vorwiegend in pleistozänen und holozänen Lockergesteinen zu finden, aber auch in verwitterungsanfälligen Lithologien wie mürb-brüchigem und teilweise tektonisch brekziiertem Hauptdolomit. Sehr deutliche Erosionskanten verlaufen nahe der Grenzen von würmzeitlicher Niederterrasse zur rezenten polygenetischen Talfüllung (etwa in den canyonartigen Einschnitten von Steyr und Teichl).

Anschüttungen, anthropogen verändertes Material

Industriezeitalter

Anthropogen verändertes Gebiet findet sich lediglich im Bereich kleinerer Ortschaften bzw. großer Infrastrukturprojekte wie an der Autobahnausfahrt St. Pankraz/Hinterstoder.

Tektonik

Das gesamte Kartiergebiet befindet sich im Bereich der Totes Gebirge-Decke mit einigen wenigen sehr mächtigen Kalk- und Dolomitkalk-dominierten Lithologien. Im Zuge der N-S-gerichteten alpinen Kompression reagierte dieser Sedimentstapel auf diesem Grund quasi wie ein rigider Block, der sich weitgehend spröde und nur untergeordnet duktil verformt – letzteres nur in Form weitspanniger

Synklinalen und Antiklinalen. Deswegen ist die Tektonik der Totes Gebirge-Decke weitaus weniger komplex wie die der unterlagernden tirolischen Staufer-Höllengebirge-Decke und bajuvarischen Reichraming-Decke, die in ihrem Stirn- bzw. Kollisionsbereich auch aufgrund mergeldominanter Lithologien eine starke duktile Verformungskomponente inklusive Verschuppung und Zerwürgung erfahren hat (HORNUNG, 2014, 2016, 2017a–c). So lässt sich der Untersuchungsraum in eine große Synklinale und zwei durch südeinfallende Überschiebungsbahnen getrennte tektonische Schollen untergliedern. Diese sollen nachfolgend kurz charakterisiert und besprochen werden.

Die Hühnerzipf-Synklinale

Der Stirnbereich der Totes Gebirge-Decke vom Brunnetal bis nach Steyrling und gegen Osten in das Teichtal wird von einer großen, leicht westvergente und nach SSE einfallenden Synklinalkonstruktion eingenommen, der Hühnerzipf-Synklinale (benannt nach dem Hühnerzipf im Muldenzentrum). Die Synklinale ist durch umlaufendes Streichen in mitteltriassischen Einheiten wie Reifling- und Wetterstein-Formation sowie dem auskartierbaren Verlauf der hier relativ geringmächtigen Lunz-Formation gut dokumentiert. Der Synklinalkern wird von Hauptdolomit eingenommen, der allerdings – wie das Vorkommen von toniger Lunz-Formation oberhalb des Heindlbodens zeigt – in sich weitspannig verfaltet ist.

Nach Westen wird die Hühnerzipf-Synklinale durch die Hochflora-Scholle tektonisch gekappt. Nach Osten zieht sie sich – gut erkennbar am dünnen Band aus Lunzer Schichten – bis auf die Höhe von St. Pankraz im Teichtal und wird dort durch die Windischgarstener Seitenverschiebung (vermutlich eine Lateralverschiebung mit Schrägaufschubkomponente) abgeschnitten. Die Fortsetzung der Lunz-Formation gegen Osten tritt östlich des Lainberges abermals zutage.

Hochflora-Scholle

Nach Süden wird die Hühnerzipf-Synklinale entlang des Klausgrabens und seiner Verlängerung nach Westen (zwischen Habichtkogel und Hochflora) durch eine vermutlich mäßig steil nach Süden einfallende Überschiebung gekappt. Diese ist in den monotonen Hauptdolomit-Abfolgen hauptsächlich im DGM konstruiert, kann im Gelände jedoch insofern verifiziert werden, weil das geringmächtige Band von Lunz-Formation im Westschenkel der Hühnerzipf-Synklinale und das Vorkommen oberhalb des Heindlbodens jeweils abgeschnitten wird. Die Hochflora-Scholle besteht oberflächennah beinahe zur Gänze aus Hauptdolomit-Sequenzen. Nur ganz im Süden tritt mit der Haring-Synklinale stratigrafisch hangender Plattenkalk und Kössen-Formation kleinräumig zutage. Im Steyrtal wird die Hochflora-Scholle durch eine vermutete Großstörung tektonisch begrenzt. Inwieweit es sich hierbei um eine reine Störung oder aber um eine Seitenverschiebung handelt, konnte in diesem Rahmen nicht geklärt werden.

Lärchstock-Scholle

Sowohl Hochflora-Scholle als auch der westliche Rand der Hühnerzipf-Synklinale werden entlang einer W–ESE verlaufenden, leicht gebogenen Linie von Haselbach–Paukenhasel–Hofbaueralpe–Haring von Dolomitmalk-Sequenzen

der Wetterstein-Formation überschoben. Diese als „Lärchstock-Scholle“ bezeichnete tektonische Einheit bildet quasi den Nordsockel der Gebirgsfront des Toten Gebirges – die Grenze ist sehr schön entlang des Forstweges vom Ötzbach zur Zeilingeralpe erschlossen.

Literatur

ARTHOFER, P. (1998): Der Bleibergbau in der Kaltau bei Steyrling – ein montanhistorisches Relikt im Bezirk Kirchdorf. – *Oberösterreichische Geonachrichten*, **13**, 29–34, Linz.

BÖKENSCHMIDT, S. & ZANKL, H. (2005): Lithology, biostratigraphy and sedimentary petrology of the T-J-boundary in the Steinplatte and Scheibelberg area (Salzburg–Tirol, Austria). – In: PÁLFY, J. & OZSVÁRT, P. (Ed.): Program, Abstracts and Field Guide. – 5th Field Workshop IGCP 458 Project, 10–11, Tata und Hallein.

DONOFRIO, A.D., BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (2003): Conodonten der Seefeld-Formation: ein Beitrag zur Bio- und Lithostratigraphie der Hauptdolomit-Plattform (Obertrias, westliche Nördliche Kalkalpen, Tirol). – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, **26**, 91–107, Innsbruck.

EGGER, H. (2007): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal. – 66 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

EGGER, H. & 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.

EGGER, H. & RÖGL, F. (2013): Bericht 2007 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **153**, 372, Wien.

ENOS, P. & SAMANKASSOU, E. (1998): Lofer Cyclothems Revisited. – *Facies*, **38**, 207–228, Erlangen.

FLÜGEL, E. (2004): *Microfacies of Carbonate Rocks – Analysis, Interpretation and Application*. – 976 S., Berlin (Springer).

GEYER, G. & ABEL, O. (1913): *Geologische Spezialkarte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder der Österreich-Ungarischen Monarchie, 1:75.000, Blatt Nr. 4852 Kirchdorf*. – 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 / Sengsenengebirge) 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 / Sengsenengebirge) 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 / Sengsenengebirge) 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 / Sengsenengebirge) auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **157**, 340–353, Wien.

KRAUS, O. & SCHMIDT-THOMÉ, P. (1967): Faziesverteilung in der alpinen Trias des Heiterwand-Gebietes (östliche Lechtaler Alpen, Tirol). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1967**, 117–127, Stuttgart.

KRENMAYR, H.-G., SCHNABEL, W. & REITNER, J. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

LEIN, R. (1989): Neufassung des Begriffs Raminger Kalk (Oberadin-Unterkarn) auf mikrofazialer Grundlage. – Internationales 4. Treffen deutschsprachiger Sedimentologen. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **16**, Zusatzblatt ohne Seitenangabe, Innsbruck.

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. (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – 255 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtenfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **66/67**, 165–193, Wien.

STANTON, R.J. & FLÜGEL, E. (1989): Problems with Reef Models: The late Triassic Steinplatte „Reef“ (Northern Alps, Salzburg/Tyrol, Austria). – Facies, **20**, 1–53, Erlangen.

TOLLMANN, A. (1966): Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Geotektonische Forschungen, **21**, 1–156, Stuttgart.

VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – 24 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

VAN HUSEN, D. (2017): Quartärgeologische Manuskriptkarte am Südrand des Sengengebirges (Steyr – Teichl – Rettenbach). – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Bericht 2018 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente und Formen (gravitative Massenbewegungen) auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

MICHAEL MOSER & MICHAEL LOTTER

Im Speziellen wurden im Mai 2018 zwei Areale mit **gravitativen Massenbewegungen** an der Westflanke des Rieserberges (Kote 870 m) und im oberen Einzugsgebiet des Rutzelbaches nordöstlich der Grünburger Hütte begangen, um eine **prozessorientierte Ansprache** und **räumliche Abgrenzung** der darin involvierten Fest- und Lockergesteine durchzuführen.

1.) Der Rieserberg (Kote 870 m), südöstlich oberhalb der Steyrleithen zwischen Grünburg im Norden und Molln im Süden an der Ostflanke des Steyrtales (Oberösterreich) gelegen, stellt eine breite Juramulde der Ternberg-Decke (Tiefbajuvarikum) dar. In eine breite Umrahmung aus Hauptdolomit und Plattenkalk sind Mergel, Kalkmergel und Hornsteinkalke der Kössen- und Allgäu-Formation eingefaltet worden, deren überwiegend mechanisch „weiches“ und generell wasserstauendes Verhalten (feinklasti-

sche Anteile, veränderlich feste Gesteine) an allen Seiten des Rieserberges zu Hanginstabilitäten geführt hat. Besonders markant sind die gravitativen Massenbewegungen an der dem Steyrtal zugewandten Westflanke des Rieserberges, die sich über einen Höhenunterschied von insgesamt etwa 450 Höhenmetern erstrecken und zu einer deutlichen Verengung des Steyrtales an dessen orografisch rechter Seite geführt haben. Im Unterhang ist eine maximal etwa 500 m breite, nach oben schmal zulaufende vermutliche Gleitmasse mit überwiegendem Lockermaterialcharakter ausgebildet, die deutlich dislozierte und gut durchmischte, in einer feinkörnigen Matrix schwimmende Komponenten (Kies, Steine, Blöcke) aufweist. Der Oberhang ist durch mehrere Kriechhang-Bereiche mit noch im Verband befindlichen Gesteinsmassen charakterisiert.

Die **Kriechhänge** im oberen Hangabschnitt des Rieserberges entwickeln sich allmählich und ohne deutliche Ausbildung von Abrisskanten aus den im Kammbereich anstehenden Mergeln und Hornsteinkalken der Kössen- und Allgäu-Formation. Morphologisch kann ein getrepptes, „unruhiges“ Gelände mit Hangverflachungen beobachtet werden, wo sich das anstehende Gestein mit durch Faltung steil stehender Schichtung in große verstellte Felsschollen aufzulösen beginnt. Dabei lassen größere Felspartien den noch erhaltenen Verband der Kluffkörper erkennen. Der Verwitterungsschutt zeichnet noch die geologischen Strukturen der anstehenden Gesteinsserien nach und deutet somit geringe Umlagerungsweiten an. Zwischen den einzelnen Kriechhängen lassen sich stabile Festgesteinspartien ausnehmen, die lithologisch bedingt größere Hangneigungen ausbilden können und sich durch eine vergleichsweise ausgeglichene Topografie auszeichnen.

Die den gesamten Unterhang des Rieserberges einnehmende Lockermaterialablagerung, die als **Gleitmasse** interpretiert wird, setzt mit überwiegend deutlich ausgebildeten, bis zu 10 m hohen Abrisskanten im mittleren Hangniveau (ca. 600–640 m SH) ein. Im Abrissbereich können gegenwärtig aktive Absetzungen und Anbrüche beobachtet werden. Die gesamte Gleitmasse ist durch eine unruhige Morphologie, zahlreiche (mittlerweile drainierte oder gefasste) Quellaustritte, lehmig-steinige Böden sowie Säbel- und Schlangenzwischenwuchs von Bäumen charakterisierbar. Anrisse im dislozierten Lockermaterial zeigen eine rötlich-braune, tonig-schluffig-sandige Matrix mit matrixgestützten, kantengerundeten Steinen und Blöcken, deren lithologische Zusammensetzung das regionale Einzugsgebiet widerspiegelt. Der relativ hohe Tongehalt des Lockermaterials ist vor allem auf die Verwitterung der Mergel und Mergelkalke der Kössen-Formation zurückzuführen, die in entsprechend verwittertem Zustand schon ab einer Hangneigung von etwa 15° zu Hanginstabilitäten neigen. Das dadurch bedingte plastische Verhalten begünstigt sekundäre Fließprozesse, die auf sehr geringe aktuelle Bewegungen des morphologisch unruhigen Geländes schließen lassen. Hangabwärts kann eine deutlich zunehmende Durchmischung der gravitativen Ablagerung beobachtet werden, so dass schließlich eine polymikte Komponentenverteilung aus Plattenkalk, Kössen- und Allgäu-Formation innerhalb der Gleitmasse vorliegt. Die maximale Mächtigkeit der Gleitmasse wird auf 30 bis 40 m geschätzt. Oberhalb dieses Abrissniveaus, ab etwa 640 m SH hangaufwärts, liegt durchwegs ein teils aufgelockerter