

Mass movement landforms in the Stillupgrund valley, due to resistant Zentral gneiss lithology, landforms and sediments associated with mass movements are rare. The exception is the northern part of the Popbergkar cirque and slopes descending from the Filzenalm alp toward the south, where more schistose lithology occurs. In the Popbergkar cirque, 750 m long landslide extends down the Sonnwand slope from the Popbergschneid crest, 900 m SW from Ahorn Spitze summit. A tongue-shaped mass of openwork blocks and well-developed scarp with secondary gravitational cracks characterizes another landslide located 500 m west from Filzenkogel summit.

In the area located in the north-eastern corner of the map sheet landslides are more common. A large landslide (1.1 km²) occurs on the western slope of Hochfeld massif, north from Hollenzberg summit. There the tongue-shaped landslide mass is 2,300 m long and reaches Zillertal valley bottom in Eckartsau village (600 m). The landslide has a prominent main scarp below Hollenzberg summit at an elevation of 1,550 m and close to Labergalm and Karlalm alps at elevations of 1,700–1,720 m. On the same slope another landslide mass extends down the valley between the Karlalm alp towards northwest along an unnamed stream. It records 2,000 m in length and 150–200 m in

width. The landslide shows prominent ridges at its margins. The main scarp of the landslide occurs east from the Karlalm alp, at 2,100 m. Another landslide occurs also further towards northeast, in the Kotahornalm alp. It begins at 1,900 m on the western slope of Gerlossteinwand massif with a 20–40 m high main scarp. Morphological features like top trenches, cracks and gravitational faults, typical of deep seated gravitational deformation, occurs also on slopes on the eastern side of the Zaberbach valley (E and NE from the Tödtengrubenalp Hochleger alp) and in the Schwarzachgrund valley, on the top and on the SE slopes of the mountain located north from the Obere Schwarzachalm alp. In the latter location, deep seated gravitational deformation is also associated with two tongue-shaped landslide masses that reach the valley bottom in the Obere Schwarzachalm alp and 800 m north from the Untere Schwarzachalm alp.

References

ZASADNI, J. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen von quartären Sedimenten im Zillergrund, Sundergrund und Bodenbach auf Blatt 2230 Mayrhofen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 327–329, Wien.

Blatt NL 33-01-19 Neukirchen am Großvenediger

Siehe Bericht zu Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger von ELIJAH DIPPENAAR

Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems

Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Schillereck (Oberösterreichische Voralpen / Sengsengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems

THOMAS HORNUNG
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die geologische Kartierung mit der Arbeitsbezeichnung „Schillereck“ auf UTM-Kartenblatt „NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems“ des Jahres 2015 erfolgte von März bis November 2015. Die Gebietsgrenzen verlaufen von Molln im Norden entlang der Straße nach Ramsau gegen Osten bzw. Süden folgend bis zum Militär-Schießübungsplatz Hopfing im Talschluss unter der Mauer des Sengsengebirges. Von dort in einer geraden Linie nach Westen über das Schillereck und Spering bis zum aufgestauten Klauser See. Die Westgrenzen verlaufen vom Klauser See in den Pertlgraben auf den Sattel zwischen Dorfer Berg und Windberg, nach Effertsbach wieder westwärts bis zur Steyr und von dort flussabwärts bis nach Molln.

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

- Historische Manuskriptkarte von Österreich 1:75.000 (GEYER & ABEL, 1913).
- Geologische Manuskriptkarte des Gebietes Dorfer Berg – Wallergraben 1:10.000 (EBERT, 2000).
- Geologische Manuskriptkarte des Gebietes Spitzberg – Schwarzkogel 1:10.000 (SUER, 2000).
- Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR et al., 2006).
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (RUPP et al., 2011).

Naturräumlicher und geologischer Überblick

Das ca. 55 km² große Kartierungsgebiet umfasst den westlichen Bereich des oberösterreichischen Sengsengebirges. Den „Rückgrat“ des Areals und gleichzeitig seine höchsten Erhebungen bildet der Hauptkamm des Sengsengebirges vom Spering (1.605 m) und Schillereck (1.748 m). Die bewaldeten Vorberge dominieren Großer und Kleiner Spitzberg (1.394 bzw. 1.366 m). Nördlich des das Gebietszentrum durchfließenden Paltenbaches erhebt sich der 1.108 m hohe Eibling als höchste Erhebung. Den tiefsten Punkt des Gebietes definiert die Steyr an der Nordgrenze des Untersuchungsraumes knapp westlich von Molln.

Die Entwässerung des Gebietes erfolgt ausschließlich in die Steyr. Die größten Zuflüsse im Gebiet sind der unter dem Schillereck entspringende Effertsbach (mündet bei Frauenstein in die Steyr) sowie der im Hopfingboden gebildete Paltenbach, der knapp flussabwärts des Steyr-Durchbruches bei Görzitz in den Vorfluter mündet.

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

Der Untersuchungsraum erlaubt Einblicke in unterschiedliche großtektonische Bauelemente der Nördlichen Kalkalpen: Das Kalkalpin wird in einem schmalen Streifen im Süden des Kartierungsgebietes dem Tirolikum („Staufen-Höllengebirge-Decke“) zugerechnet, das flächenmäßig weitaus größere Areal liegt im Bereich der bajuvarischen Lechtal-Decke („Reichraming-Decke“). Die Grenze zwischen beiden Einheiten liegt an den Nordabbrüchen des Sengsengebirges unterhalb Spering und Schillereck als tektonisch stark zergliederte und zerrissene, aber morphologisch höchst bedeutsame Linie. Im Zuge der alpinen Kompressionstektonik überschob die tirolische Staufen-Höllengebirge-Decke die bajuvarische Reichraming-Decke.

Die mechanischen Kräfte dieser Einengung werden weniger im Tirolikum (die in HORNING, 2014 beschriebene Kaltau-Synklinale wird knapp östlich des Steyringer Flyschfensters tektonisch amputiert), vielmehr aber im Bajuvarikum deutlich. Den Bereich unmittelbar nördlich der tirolischen Überschiebungsfront dominieren zwei große Muldenzüge, die bereits bei TOLLMANN (1976) als die Ebenforst-Synklinale (im Süden) und Größtenberg-Synklinale (im Norden) beschrieben wurden. Die beiden Mulden ziehen von Osten (Blatt 69 Großraming) über das Kartierungsgebiet bis zur Steyr. Während die Ebenforst-Synklinale dort durch die Staufen-Höllengebirge-Decke überschoben und gekappt wird, lässt sich die Größtenberg-Synklinale westwärts unter der Kremsmauer bis auf Blatt 67 Grünau im Almtal verfolgen (in HORNING, 2016 als „Kremsmauer-Synklinale“ bezeichnet).

Schichtfolge

Staufen-Höllengebirge-Decke (Tirolikum)

Trias

Wettersteinkalk

Illyrium (oberes Anisium) bis Julium (unteres Karnium)

Der Wettersteinkalk kommt im Kartierungsgebiet ausschließlich im Tirolikum vor und stellt dort den Hauptgipfelbildner innerhalb des Sengsengebirge-Hauptkammes dar. Der Spering wirkt von der Steyr betrachtet als mächtiger Kalkkegel, der zur Gänze aus Wettersteinkalk aufgebaut wird – in seiner Nordflanke jedoch und in jener des sich östlich anschließenden Schillerecks reicht der Wettersteinkalk als Stirn der Staufen-Höllengebirge-Decke lediglich bis in die mittleren Flankenbereiche hinab. Durch relative Erosionsbeständigkeit gegenüber umgebenden Lithologien, wie z.B. dem Hauptdolomit der Reichraming-Decke, geht sein Auftreten mit morphologisch mar-

kanten Landschaftselementen einher, verstärkt durch die tektonische Steilstellung dickbankiger Sequenzen. Vor allem gegen den Wallergraben bzw. gegen den Urlachbach brechen die beiden genannten Berge mit bis zu 400 m hohen, sehr steilen bis senkrechten Felswänden und wenig gegliederten Steilflanken ab. Die Mächtigkeit des Wettersteinkalkes dürfte im untersuchten Bereich zwischen ca. 600 und 800 m liegen.

Die Ausbildung des Wettersteinkalkes im Kartierungsgebiet ist ein im frischen Anschlag hell- bis weißlichgrauer, meistens dickbankiger dichter Mikrit. Neben den klassischen laminierten Mikriten können in Wechsellagerung auch ehemals poröse Schuttalke auftreten. Deren einstige Poren sind durch sekundär gefällte Sparite ausgefüllt, die oft leicht erhaben verwittern. Wichtigste Kriterien im Gelände sind eine helle, beinahe weißliche Gesteinsfarbe, ein hoher Karbonatgehalt (starke Reaktion mit verdünnter Salzsäure), zum Teil große Bankmächtigkeiten bis zur lokalen Massigkeit, große Gesteinshärte 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 Brekzien.

Die Liegendgrenze des Wettersteinkalkes zur Reifling-Formation ist zwischen Spering und Schillereck nicht erschlossen. Die sedimentäre Obergrenze zur hangenden Lunz-Formation hingegen lässt sich am steilen Pfad von der Haidenalpe auf den Spering-Gipfel auf knapp 1.600 m beobachten. Die in diesem stratigrafischen Niveau in vielen Bereichen der Nördlichen Kalkalpen erschlossene Vererzungszone (Bleiglanz, Zinkblende, Goethit, vgl. auch ARTHOFER, 1998) ist hier jedoch nicht erschlossen.

Am besten lassen sich Wetterstein-Sequenzen an den Wanderwegen zu Spering und Schillereck einsehen – sehr beeindruckend wirken die senkrecht stehenden Kalkbänke direkt unter dem Spering-Gipfel.

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

Die untere Grenze des Wettersteinkalkes wird 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 (HORNING, 2007).

Lunzer Schichten: Tonmergel, Schluffsteine und Sandsteine

Julium (unteres Karnium)

Lediglich am steilen Pfad von der Haidenalpe zum Spering-Gipfel auf etwa 1.580 m. ü. A. sind Tonschiefer und tonig-mergelige Feinsandsteine der Lunzer Schichten lediglich erschlossen. Die direkte lithologische Grenze zum liegenden Wettersteinkalk fehlt.

Die anstehenden, tektonisch amputierte und nur wenige Meter mächtigen Tone stellen vermutlich die Basis der Lunzer Schichten dar und haben eine ausgeprägt schwarzgraue, teilweise in das Bläulich- bis Stahlgrau gehende Färbung. Ihr Glimmeranteil ist makroskopisch sichtbar, der Karbonatgehalt mit verdünnter Salzsäure im Gelände leicht feststellbar. Letzteres unterscheidet sie von den Reingrabener Schiefer, die gänzlich karbonatfrei beispielsweise in der Kaltau auftreten (HORNUNG, 2014). Neben den Tonen, die unter dem Spering-Gipfel eine lokale Nässezone mit einem sehr schwachen Quellaustritt bilden (!), finden sich als Lesesteine auch Feinsandsteine mit einer auffallend orange bis orangebraunen Verwitterungsfarbe, die vom oxidierenden Eisen- und Pyritgehalt herrührt.

Da die erosiv inkompetenten Lunzer Schichten nahe der Stirn der Staufengebirge-Decke erschlossen sind, liegen sie in tektonisch entsprechend stark beanspruchter Form vor. In den ansonsten fossilführenden Schichten konnten keine Fossilien gefunden werden.

Aus den Lunzer Schichten ist von Blatt 67 Grünau im Almtal (EGGER, 2007; EGGER & VAN HUSEN, 2007) eine schlecht erhaltene karnische Sporenflora erhalten – korrelierende multistratigrafische Studien mit einem sequenzstratigrafischen Modell (HORNUNG, 2007) grenzen die Zeitspanne mit dem oberen Julium („Mittleres Karnium“) ein.

Hauptdolomit

Tuvalium (oberes Karnium) bis Alaunium (mittleres Norium)

Hauptdolomit steht innerhalb der Staufengebirge-Decke lediglich in einem kleinräumigen Vorkommen unterhalb des Spering-Gipfels an. Sein Vorkommen ist wie die zuvor beschriebenen Lunzer Schichten an eine lokale Überschiebungsbahn gekoppelt und entsprechend stark tektonisiert. Da zwischen dem Hauptdolomit des Tirolikums und des sich nördlich anschließenden Bajuvarikums kein lithologischer Unterschied festgestellt werden konnte, wird für die nähere lithologische Beschreibung der Reichraming-Decke verwiesen.

Reichraming-Decke (Bajuvarikum)

Trias

Lunzer Schichten: Kalke und Dolomite

Julium (unteres Karnium)

Lediglich in der Pertlgraben-Antiklinale südlich des Dorfer Berges reicht die obertriassische Abfolge in Talnähe tiefer hinab als das Niveau der Opponitz-Formation und erschließt das Top der Lunz-Formation mit dünnen Tonschiefer-Bändern sowie dünn- bis mittelbankigen rauwackoiden Kalkdolomiten. Die erschlossenen Mächtigkeiten liegen im Meterbereich.

Das Top der Lunz-Formation dürfte der hangenden (dritten) Tonschiefer- und Kalksequenz entsprechen (HORNUNG, 2007) und faziell wie lithologisch fließend in die hangende Opponitz-Formation übergehen. Die oftmals rauwackoiden, zellig-porösen Kalkdolomite zeigen eine bankweise unterschiedliche Reaktion mit verdünnter Salzsäure. Lithologisch sind sie als braungraue bis graubeigefarbene, bituminöse Kalke mit sparitverheilten Klüften und zahlreichen Vertikal-Stylolithen charakterisiert. Das enthaltene Bitumen macht sich vor allem im frischen Anschlag mit einem

fauligen Geruch bemerkbar, verflüchtigt sich jedoch recht schnell.

Das Alter kann aufgrund fehlender Leitfossilien nur sequenzstratigrafisch korreliert und nach HORNUNG (2007) mit dem unteren Abschnitt des Tuvaliums 2 angegeben werden.

Opponitz-Formation

Tuvalium (oberes Karnium)

Wie die zuvor beschriebenen Lunzer Kalke steht die Opponitz-Formation ausschließlich in der Pertlgraben-Antiklinale an. Am zugänglichsten sind die Abfolgen direkt entlang des Baches – die Flankenbereiche darüber erwiesen sich bei diversen Begehungen als extrem unwegsam und aufschlussarm.

Aussagen über die Gesamtmächtigkeiten beruhen nur auf Vermutungen und dürften wenige Zehnermeter betragen.

Die dünn- bis mittelbankigen Abfolgen der Opponitz-Formation stehen lithologisch dem Hauptdolomit nahe und lassen sich lediglich durch den fehlenden Bitumengehalt vom hangenden basalen Hauptdolomit unterscheiden. Calliche-ähnliche dünnbankige Abfolgen wie im Steinbruch Micheldorf beschrieben (HORNUNG, 2016), wurden nicht beobachtet.

Die für die östlichen Nördlichen Kalkalpen typische Opponitz-Formation lässt sich gegen Westen hin mit dem mächtigen dritten Kalk-Zyklus der Nordalpinen Raibler Schichten korrelieren und indiziert damit mitteltuvalisches Alter (HORNUNG, 2007). Der Ablagerungsraum der Opponitzer Kalke und Dolomite dürfte in (semi)aridem Klima gelegen haben.

Hauptdolomit, Hauptdolomit in kalkiger Ausbildung

Tuvalium (oberes Karnium) bis Alaunium (mittleres Norium)

Der Hauptdolomit ist im Kartierungsgebiet die dominierende Lithologie der Reichraming-Decke und bestimmt vor allem nördlich des Paltenbaches das geologische Bild. Seine weitspannige, parallel zur Überschiebung durch die Staufengebirge-Decke verlaufende, beinahe strikt W-E streichende Verfaltung (von Süden nach Norden gegliedert in „Ebenforst-Synklinale“, „Pertlgraben-Antiklinale“, „Größtenberg-Synklinale“, „Schöneck-Bucheck-Antiklinale“, „Eibling-Synklinale“, „Grünmühle-Antiklinale“, „Annerstal-Antiklinale“ und „Rammelspitz-Synklinale“) bildet den duktil-tektonischen Rahmen im Untergrund des Kartierungsgebietes – insbesondere die lateral weit verfolgten Synklinale werden durch jüngerstratigrafische Lithologien (Platten- und Dachsteinkalk bis kretazische Sedimentserien) konturiert. In reinen Hauptdolomit-Faltungen wie der Schöneck-Bucheck-Antiklinale ist die tektonische Struktur durch die Monotonie der Abfolgen mehr durch das Kartenbild als unmittelbar im Gelände nachvollziehbar. 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 ca. 1.000 bis 1.200 m bewegen.

Der Hauptdolomit liegt innerhalb der Reichraming-Decke im Kartierungsgebiet als hellgrauer bis milchig-bräunlicher, teilweise auch weißlicher feinkörniger Dolomikrit bis

Dolo-Pseudomikrit vor. Er tritt teilweise gut gebankt wie am mittleren Fahrweg südlich des Rammelspitz, teilweise auch undeutlich geschichtet und sandig anwitternd wie in der Grube unterhalb des Großen Spitzberges, aber auch massiv in Form von spitzen Dolomitpfeilern wie im tiefen Einschnitt südlich des Rammelspitz in Erscheinung. Diese Lithologie-Typen können teilweise in einem Aufschluss kleinräumig nebeneinander auftreten wie entlang des Fahrweges südlich des Eiblings.

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

Neben der „klassischen“, rein dolomitischen Ausbildung tritt vor allem im oberen Flankenbereich des Eibling eine kalkige Variante auf, die lithologisch zum dort hangenden Platten- oder Dachsteinkalk überleitet. Vom Habitus und der Mikrofazies ganz ähnlich zum Hauptdolomit s.l., zeigt sie eine deutlich erkennbare Reaktion mit verdünnter Salzsäure. Diese ist allerdings i.d.R. geringer als im hangenden Platten- und Dachsteinkalk.

Aufgrund lithologischer Gleichförmigkeit und teilweise mangelnder Aufschlussbedingungen lässt sich der Hauptdolomit innerhalb der Reichraming-Decke kaum bis nur unzureichend untergliedern. Lithologische Marker wie ausgesprochen bituminöse, dunkle Dolomite mit einem generell hohen organischen Anteil – üblicherweise typisch im Unteren Hauptdolomit – wurden zwar lokal (etwa E' Frauenstein) beobachtet, aber da diese nicht konsistent auszukartieren waren, wurde auf eine weiterreichende Untergliederung verzichtet. 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 (Stromataktis),
- granularen 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 Algenmaten 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 Schichtfolge vor allem durch periodische Meeresspiegel-Schwankungen, die durch das gesamte Norium hindurch auftraten. So vertreten massige Bereiche eher das Subtidal, die zuvor erwähnten Loferite mit Stromataktis, (Pel)Mikriten, Mud-Chips, Pisoiden und sparitisch gefüllten „birdseyes“ hingegen das Supratidal der Spritzwasserzone.

Da biostratigrafische Methoden mit Conodonten und Ammoniten im fossilarmen Hauptdolomit versagen, bleibt nur eine sequenz- und lithostratigrafische Korrelation mit datierbaren Bereichen, sowohl im Liegenden als auch im

Hangenden. Die Obergrenze der Raibl-Formation – und damit gleichzeitig die Basis des Hauptdolomits – konnte sequenzstratigrafisch mit dem obersten Karnium datiert werden (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 zur Gewinnung von Wegeschotter vor allem in den tektonisierten Hauptdolomit-Arealen befinden.

Plattenkalk und Dachsteinkalk

Alaunium bis Sevatium (oberes Norium)

Direkt im Hangenden von Hauptdolomit treten – faziell bedingt und in diachroner Verzahnung zum Liegenden, sowohl im Kernbereich der Rammelspitz- und Eibling-Synklinale, als auch im nördlichen Faltenschinkel der Ebenforst-Synklinale – dünnbankige Platten- und mittel- bis dickbankige Dachsteinkalke auf. Aufgrund der faziellen Verzahnung zum Hauptdolomit sind die Vorkommen sehr lokal und keilen – rein sedimentär, nicht tektonisch induziert! – rasch aus.

Aufgrund der rasch wechselnden faziellen Übergänge sind Aussagen über die Maximaldicke der Kalke schwierig – sie dürfte in den o.a. Bereichen bei ca. 30 bis 40 m liegen.

Entlang des Fahrweges unter dem Großen Spitzberg zur Miesau sind dünnbankige Plattenkalke mit einer durch Mikrokarst im mm- und cm-Bereich zerfurchten Oberfläche („Elefantenhaut-Verwitterung“) zu beobachten. Der Hauptteil der Vorkommen besteht aus eher mittel- bis lokal auch dickbankigen und deswegen dem Dachsteinkalk-Typ zugerechneten Kalken – sehr schön erschlossen vor allem am nach Osten abfallenden Gipfelgrat des Eiblings. Bei beiden lithologischen Varietäten handelt es 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 hohe Kalkgehalt sowie die sichtbare Reaktion mit verdünnter Salzsäure sowie der muschelrige Bruch, andererseits die hellere Gesteinsfarbe, eine deutlichere Bankung und markant erhöhter Fossilgehalt.

Da die Bankdicke kleinräumig zwischen dünn- und dickbankig wechseln kann, wurden hier, wie auf Nachbarblatt Grünau im Almtal (EGGER, 2007), „Plattenkalk“ und „Dachsteinkalk“ zu einer lithologischen Kartiereinheit zusammengefasst. Der Ablagerungsraum dürfte im Gegensatz zum lagunär gebildeten Hauptdolomit in einem etwas tieferen Beckenareal gelegen haben – das rasche Auskeilen bzw. die Diskontinuität der Kalkvorkommen spricht für ein relativ stark zergliedertes submarines Relief in diesem Bereich der Reichraming-Decke.

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

Kössen-Formation

Rhaetium

Kalke, Mergelkalke und Mergel der lithologisch relativ heterogenen Kössen-Formation treten im Gegensatz zu den liegenden Plattenkalken und Dachsteinkalken lediglich in der Ebenforst- und Größtenberg-Synklinale auf. Die in Teilbereichen aufgrund mergelreicher Gesteine tektonisch relativ inkompetente Schichtfolge neigt teilweise zu lokalen Rutschungen und dürfte wohl Initiator für den Dirngraben-Bergsturz sein, der größten Massenbewegung des Untersuchungsraumes. Die hauptsächlichlichen Vorkommen liegen östlich der Miesau (Nordschenkel der Größtenberg-Synklinale), weitflächiger ausstreichend im Süden des Kleinen Spitzberges bis zum Schwarzkogel (tektonisch überprägter Übergangsbereich zwischen Größtenberg- und Ebenforst-Synklinale) sowie in einem schmäleren Streifen von der Sickardhütte bis unter die Anstandmauer (Nordschenkel der Ebenforst-Synklinale). An allen Vorkommen besteht eine diachrone Fazies-Verzahnung zu Oberrhätkalken. Diese ist nirgends direkt erschlossen und kann lediglich aus dem Kartenbild gefolgert werden.

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

Im Vergleich zum Plattenkalk zeigt die Kössen-Formation einen deutlich höheren Mergel-Anteil, was sich in durchwegs dunkleren Gesteinsfärbungen äußert. Die Abfolge kann als Wechsellagerung von a) dm-gebankten, grauen bis dunkelgrauen, lokal bläulich- bis bräunlichgrauen bituminösen, mikritischen Kalken inklusive sparitverheilten Klüften, b) fossilreichen bioklastischen Kalken (vorwiegend Lumachellen-Schilllagen aus Muschelschalen-Bruch etwa im Bereich knapp östlich der Miesau) und c) cm- bis dm-mächtige blaugraue, Karbonat führende Mergellagen charakterisiert werden (E' Miesau direkt bergseitig neben dem Forstweg). Im Gelände zeigt die Kössen-Formation in der Regel eine erdig-mürbe und teilweise tiefgründige Verwitterung mit auffallend rostbraunen bis ockergelben Farben. Ein weiterer, im Gelände gut erkennbarer Unterschied zum liegenden Plattenkalk sind wulstige und unruhige, oft „zerfressen“ wirkende Schichtflächen mit sekundär gebildeten, hellbeigefarbenen Dolomitisationshöfen.

Faziell repräsentiert die Kössen-Formation aufgrund ihrer engräumig verzahnten lithologischen Vielfalt verschiedene, vom Subtidal bis in das Intertidal reichende Ablagerungsräume mit unterschiedlicher Wasserenergetik. 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. Aus den im Kartierungsgebiet gut nachvollziehbaren mehrfachen faziellen Übergängen der Kössen-Formation zu den Oberrhätkalken ergibt sich eine laterale Verzahnung von Beckensedimenten zu riffogenen Kalken.

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

Oberrhätkalk

Rhaetium

Je nach diachroner Faziesverzahnung zur Kössen-Formation entwickelt sich der Oberrhätkalk als jüngste erschlossene triassische Einheit des Kartierungsgebietes fließend aus Kössener Kalken und Mergeln oder lagert – wie im Bereich zwischen Dorfer Berg und Großem Spitzberg unmittelbar dem Hauptdolomit auf. Aufgrund der größeren Härte gegenüber dem Liegenden und Hangenden ist der Oberrhätkalk entsprechend weniger erosionsanfällig und konturiert mit herauspräparierten Rippen sowohl Ebenforst-, als auch Größtenberg-Synklinale in besonderer Weise. Die Fahrstraße von Effertsbach um den Großen Spitzberg erschließt den Oberrhätkalk sowohl am Nord-, als auch am Südschenkel der Größtenberg-Synklinale – sehr schwer zugänglich, aber beeindruckend aus der Gesamtsicht ist der gegen Brauneben vorspringende Berghang, dessen Gipfelhänge wandbildend aus Oberrhätkalken aufgebaut werden und dessen plateauartiger Gipfel von Bunten Jurakalken und Ammergau-Formation aufgebaut sind. Unmittelbar östlich des Klauser Stausees bildet der Oberrhätkalk aufgrund seines flacheren Einfallswinkels auf beiden Muldenschenkeln keine Wandstufen mehr, kann allerdings aufgrund seiner leuchtend hellgrauen bis weißlichen Verwitterungsfarbe gegenüber dem Liegenden und Hangenden sehr gut auskartiert werden. Die Gesamtmächtigkeit des Oberrhätkalks wird mit ca. 150 m angenommen.

Die meistens massigen bis allenfalls undeutlich gebankten Kalke zeigen lateral rasch wechselnde lithologische Eigenheiten wie sich wiederholende Abfolgen detritärer und brekziierter Lagen. Synsedimentär angelegte Spalten, erfüllt mit tiefjurassischen Rotkalken (HORNING, 2016) wurden nicht beobachtet – eine kleinräumige Verzahnung mit nodularen Rotkalken östlich des Siebensteins dürfte tektonisch induziert sein. Die Oberrhätkalke scheinen relativ einheitlich entweder von Rotkalken der Adnet-Formation oder Crinoiden-Spatkalken der Hierlatzkalke überlagert zu sein. Besonders schön ist diese Abfolge am ostseitig exponierten Abbruch des Siebensteins zum Effertsbach erschlossen, vom verfallenen Steig zur Sickardhütte aus gesehen.

In-situ-Riffbildner wie Korallen und Kalkalgen wurden nicht gefunden. Faziell betrachtet zeigen die Oberrhätkalke im Kartierungsgebiet dennoch eine riffogene Sedimentationsgeschichte – sie verzahnen als Vorriff-Schuttkalke lateral mit den Intraplattform-Beckensedimenten der Kössen-Formation und lassen sich demnach sequenzstratigrafisch in das (obere) Rhaetium datieren.

Jura

Scheibelberg-Formation

Hettangium (unterer Jura)

Unmittelbar im Hangenden des Oberrhätkalkes folgt in den östlichen Bereichen von Ebenforst- und Größtenberg-Synklinale in einem im Gelände unmerklichen Faziesübergang

der Wechsel zur Scheibelberg-Formation (GARRISON, 1964; „Lias-Kieselkalk“ in MÜLLER, 1961). Die maximale Mächtigkeit liegt bei ca. 100 m, wenngleich die anstehenden Bereiche oft tektonisch verfault und überprägt sind. Die besten Aufschlüsse liegen entlang der teilweise ausgesetzten Fahrstraße nordöstlich unter dem Kleinen Spitzberg in Richtung Miesau.

Die Scheibelberg-Formation bildet i.d.R. im dm-Bereich gut gebankte graue bis hellbraun-beige knollig bis wenig gebankte Kalke mit grauen Hornsteinknollen und -flasern aus, die teilweise horizontalweise zu Hornsteinbändern angereichert sein können. Oft treten diffus verteilte Reste zerfallener Kalk- und Kieselschwämme auf. Mit diesen lithologischen Merkmalen kann die Scheibelberg-Formation im Gelände leicht mit der Oberalm-Formation verwechselt werden – jedoch legen bei Betrachtung der liegenden und hangenden Einheiten stratigrafische Zwänge die jeweilige Einteilung eindeutig fest.

Die Scheibelberg-Formation kann als hemipelagische Hangfazies zur Rotkalk-Tiefschwellenfazies der Adnet-Formation bzw. zu der Crinoidenspatkalk-Fazies der Hierlatzkalke angesehen werden. Beckenwärts verzahnt die Abfolge mit der Allgäu-Formation, die im Kartierungsgebiet allerdings nicht ansteht.

Adnet-Formation

Hettangium bis Sinemurium (unterer Jura)

Flächig auskartierbare, nodulare rote Bankkalke können lediglich am Ostgrat des Siebensteins und am verwachsenen ehemaligen Fahrweg zur verfallenen Sickardhütte auskartiert werden, wo sie das Unterlager der deutlich mächtigeren Hierlatzkalke bilden. Sie werden der Adnet-Formation im engeren Sinne zugerechnet. Derartige Gesteine finden sich noch an weiteren Vorkommen im Kartierungsgebiet, werden allerdings aufgrund ihrer oft nur kleinflächigen Verbreitung, oft starken tektonischen Überprägung den „Bunten Jurakalken“ zugeschlagen. Ein kleinräumiger, aber sehr guter Aufschluss besteht derzeit am Forstweg nördlich unter Kleinem und Großem Spitzberg; hier wird die sedimentäre Grenze zwischen Oberrhätalk und dunkelroten, hier recht dünnbankigen Kalken der Adnet-Formation erschlossen.

Die Vorkommen am Siebenstein und unter den Spitzbergen ist nur wenige Meter mächtig.

Im Gelände ist die Adnet-Formation leicht von anderen Schichtgliedern der über- und unterlagernden Schichtglieder wegen der teilweise intensiven karminroten Färbung (hervorgerufen durch feinst im Sediment verteilten Hämatit) zu unterscheiden. Lithologisch handelt es sich um ziegel- bis karminrote, seltener graurot bis fleischfarbene, in der Regel dünnbankige (~ 10 cm) Abfolgen mikritischer, bioturbater Knollenflaserkalk- und Mergelsteine. Das ausgeprägt nodulare Gefüge kann stellenweise primär durch Subsolution (FABRICUS, 1966) oder Sediment-Auflast (JURGAN, 1969), jedoch auch sekundär durch Drucklösungsvorgänge erklärt werden. Die Bildung von Vertikal- und Horizontal-Stylolithen verursacht partielle Kalklösungen, die tonige Residualsedimente und meist durch Drucklösungssäume konturierte „Pseudoklasten“ zurücklassen (vgl. auch JENKYN, 1971). Die in anderen Gegenden als fossilreiche Gesteine bekannte Formation erwies sich im Kartierungsge-

biet als nahezu fossilfrei, von wenigen dünnen Filamenten (Muschelschill) abgesehen.

Faziell betrachtet wurden die Rotkalke der Adnet-Formation durch eine im basalen unteren Jura beginnende, endgültige Absenkung der triassischen Karbonatplattformen („Adnet-Wende“, SCHLAGER & SCHÖLLNER 1974) vermutlich topografisch etwas erhöht als Tiefschwellenfazies eines offenen Schelfmeeres mit entsprechender Mangel-sedimentation bei meist guter Durchlüftung gebildet. Entsprechende Bohrspuren an Konkretionen und Hartgründen belegen nach JENKYN (1971) die Ablagerung in der photischen Zone (Wassertiefen < 200 m). Die kleinräumige Verteilung und oft fehlendes Vorkommen im Untersuchungsraum belegen eine primäre starke Zergliederung des marinen Reliefs im Unterjura.

Das Alter der Adnet-Formation lässt sich in anderen Regionen durch Ammonitenfunde gut einstufen: HILLEBRANDT & KMENT (2011) beschreiben von der Tölzer Hütte im Karwendel *Angulaticeras taurinum*, welcher bereits in das Sinemurium zu stellen ist. RAKUS (1993) datiert eine Ammonitenfauna aus dem Ober-Hettangium bis Unter-Sinemurium der jurassischen Überdeckung des nördlichen Steinplatte-Gebietes (Chiemgauer Alpen).

Hierlatzalk, Echinodermatenspatkalk

Sinemurium (unterer Jura)

Der Hierlatzalk 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 direkt dem obertriassischen Oberrhätalk auf und bildet im Untersuchungsraum z.T. mächtige Wandstufen im ansonsten stark bewaldeten Gelände. Der Hierlatzalk ist der hauptsächliche Gipfelbildner innerhalb der Größtenberg-Synklinale und bildet deren Kernbereiche. Dabei sind die Mächtigkeiten sehr unterschiedlich, maximal betragen sie etwa 50 m – mächtiger scheinende Vorkommen dürften tektonisch dupliziert sein. Die Mächtigkeitsschwankungen dürften in der lateralen Verzahnung mit der Adnet-Formation, 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.

Lithologisch betrachtet handelt es sich um einen vorwiegend rötlich bis rötlich-violetten, seltener fleischfarbenen bis hellgrauen, jedoch stets grobspätigen Kalk, dessen Komponenten sich hauptsächlich aus zerfallenen Crinoidenresten (etwa Seelilien) zusammensetzen. Meist ist der Übergang zwischen Oberrhätalk und Hierlatzalk 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 wird der Unterschied zwischen beiden offensichtlich. Seltener enthalten die Hierlatzkalke auch Brachiopodenschill und komplette Brachiopodengehäuse. Ein Vorkommen wurde in einem schmalen Ausbiss im Kern der Größtenberg-Synklinale westlich des Windberges durch den Bau einer neuen Forststraße aufgeföhren. Die Brachiopoden von dort wurden von SIBLIK (2016) untersucht.

Der Hierlatzkalk mit seinen lithologisch heterogenen Faziestypen wurde nach JENKYN (1971) in großen, lateral weit verfolgbar „Linsen“ in wenigen Zehnermetern tiefem Wasser durch Strömungen schwelennah abgelagert. Das Alter kann aufgrund fehlender Leitfossilien nur sequenzstratigrafisch mit Sinemurium (unterer Jura) korreliert werden (PILLER et al., 2004).

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

Unterer und mittlerer Jura

Die lithologische „Sammeleinheit“ Bunte Jurakalke i.A. wurde überall dort kartiert, wo eine kartierbare Auflösung nach einzelnen Lithologie-Gruppen nicht möglich bzw. für das Kartenbild sinnvoll erschien. Insbesondere auf der flach nach Süden einfallenden Hochfläche der Jagdhütte Brauneben treten neben Hierlatzkalken, eingewürgten Roten Knollenkalken der Adnet-Formation auch helle Crinoidenspatkalke und Brachiopodenschillkalke vom Typ „Vilser Kalk“ auf. Die Mächtigkeiten dort betragen wenige Zehnermeter.

Ruhpolding-Formation

Oxfordium (oberer Jura)

Die Kieselkalke der basal oberjurassischen Ruhpolding-Formation treten in schmalen Ausbissen im Kernbereich der Größenberg-Synklinale unmittelbar westlich des Großen Spitzberges in schwerst zugänglichem und steinschlaggefährdetem Gelände zutage, lesesteinbelegt und deswegen nur vermutlich im nördlichen Randbereich der Brauneben-Hochfläche. Weitere Vorkommen liegen in der Ebenforstmulde, so unweit der verfallenen Sickardhütte südlich des Siebensteins in Gipfelnähe (zahlreiche Lesesteine, nicht direkt anstehend). Der derzeit am einfachsten zugängliche Aufschluss wird durch die Wallergraben-Straße auf etwa 900 m. ü. A. erschlossen. Die dort steilstehenden Schichten haben eine Maximalmächtigkeit von wenigen Metern. Es handelt sich dabei um cm- bis dm-gebantete, ebenflächig geschichtete, karmin- bis violettrotliche Radiolarite. Leichtestes Erkennungsmerkmal im Gelände ist die große Gesteinhärte (Gestein ritzt Geologenhammer), der Funkenschlag beim Anschlag und die auffallende Färbung.

Die Kieselkalkstein-Horizonte der Ruhpolding-Formation wurden höchstwahrscheinlich als distale Turbidite (sturminduzierte Trübestrome) in tieferem Wasser abgelagert. In der Literatur finden sich dabei ganz unterschiedliche paläobathymetrische Angaben: nach DIERSCH (1980) und VECSEI et al. (1989) wurden die Radiolarite mittels Bodenströmungen und niedrigerenergetischer Turbidite („low-density turbidity currents“) unterhalb der Aragonit-, meist aber noch oberhalb der Calcit-Kompensationstiefe (ACD bzw. CCD) in Tiefen zwischen 400 und 2.200 m sedimentiert. GARRISON & FISCHER (1969) hingegen nehmen eine Ablagerung des Radiolarits unterhalb einer zeitlich generalisierten CCD (heute bei etwa 4.500 m Wassertiefe) an. Die Konzentration der Radiolarien gründet wohl auf dem Aussortieren von Partikeln mit hydrodynamisch gleichen Eigenschaften. BAUMGARTNER (1987) beschreibt zur Genese der Ruhpolding-Formation, dass Radiolarien von Tiefschwellen in die Tiefseebecken geschwemmt wurden, und diese massenhafte Ansammlung von Radiolarien diagenetisch zur Bildung der Radiolarite führte.

Leitfossilien fehlen im Blattgebiet. Aufgrund von Fossilfindungen in ihrem unmittelbaren Liegenden und Hangenden wird angenommen, dass die Ruhpolding-Formation der Nördlichen Kalkalpen vom Allgäu bis in das Salzkammergut in die Zeitspanne vom Oxfordium bis basales Kimmeridgium einzuordnen ist (Diskussion in JACOBSHAGEN, 1965).

Ammergau-Formation, Oberalm-Formation, ?„Barmsteinkalk“

Tithonium bis Valanginium (oberer Jura bis untere Kreide)

Die Ammergau-Formation bildet zusammen mit den hangenden kretazischen Einheiten die Kernbereiche der Ebenforst-Synklinale. Die Vorkommen ziehen sich E-W-streichend vom oberen Wallergraben über die Sickardhütte bis unter den Schwarzkogel nahe dem Hopfingtal. In den meistens stark verfalteten, intern verquetschten und zerwürgten Mergelkalken und Kieselkalken fiel die Differenzierung in Ammergau- und Oberalm-Formation schwer – oft enthalten die jeweiligen Einheiten kleinräumige Vorkommen des jeweils anderen Faziestyps. Eindeutig kartierbare Ammergau-Formation tritt im Wallergraben auf, Oberalm-Formation östlich der Anstandmauer.

Die typische Ausbildung der **Ammergau-Formation** zeigt dm-gebantete, 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, sparrigverheilte Klüfte das Gestein ähnlich einem Spinnennetz. Teilweise lassen sich wenigstens zwei Generationen von isopachen Zementen beobachten, welche die Klüfte ausfüllen. Sofern sich dm- bis selten knapp 1 m mächtige Detritus- oder Resedimentlagen („Barmsteinkalke“, hier als fragile Tithon-Brekzie) einschalten, wird die Abfolge als **Oberalm-Formation** kartiert. Diese Fazies-Ausprägung ist insgesamt detritärer – die oft nicht einfache Differenzierung lässt sich auf unterschiedliche Ablagerungsräume zurückführen: beide Lithologie-Einheiten wurden als turbiditische Schüttungen eines Flachwasserbereiches in einem tieferen Beckenbereich abgelagert – während jedoch die Ammergau-Formation mit zahlreichen Chertlagen eine distalere Ausprägung hat, dürfte die Oberalm-Formation mit den detritären Barmsteinkalken eher proximal zum Flachwasserbereich sedimentiert worden sein. Die nahe der Mitterhütte, z.T. am Forstweg zur Oberen Wallergraben-Hütte gut erschlossene Grobbrekzie zeigt große, mehrere cm- bis dm-große Komponenten. Analog EGGER & VAN HUSEN (2007) wurde sie hier als „**Tithon-Brekzie**“ titulierte, wenngleich ein starker genetischer Zusammenhang zu den heute weiter westlich im Salzkammergut abgelagerten **Barmsteinkalken** sinnvoller erscheint. Inwieweit sich allerdings diese lithologische Bezeichnung auch hier relativ weit im Osten der Nördlichen Kalkalpen auch noch anwenden lässt, muss noch hinreichender geklärt werden.

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 konturiert in einem schmalen Streifen den Kernbereich der Größtenberg-Synklinale. Sie ist vom Wallergraben bis in den weiten Almkessel der Sickardhütte gut auszukartieren. Die Mächtigkeit kann aufgrund intensiver Verfaltung nicht sicher angegeben werden, dürfte sich jedoch bei wenigen Metern bewegen.

Lithologisch ist die Schrambach-Formation durch graue bis grünlichgraue, teilweise auch grünrötliche, cm-gebankte, teils mergelig-tonige Kalksteine sowie siltige, weiche und blättrige Mergelsteine charakterisiert. Im ältesten Teil treten – im Kartierungsgebiet nicht erschlossen – wohl noch mikritische, dichte Kalksteine wie in der Ammergau-Formation auf (FAUPL & WAGREICH, 2000). Durch stetige Zunahme an Ton- und Schluffsteinen ist der Übergang von der liegenden Ammergau-Formation mehr oder minder fließend.

Der Ablagerungsraum der Schrambach-Formation liegt nach SCHWEIGL & NEUBAUER (1997) in einem karbonatisch dominierten Beckensystem. Episodisch wiederkehrende terrigene Suspensionsströme resultieren in feinklastischen Einschaltungen. Als vermutliches Alter geben PILLER et al. (2004) Valanginium bis Aptium an.

Rossfeld-Formation, Grobbrekzie der Rossfeld-Formation

Hauterivium bis Barremium (Unterkreide)

Die stark detritäre und als synorogen verstandene Rossfeld-Formation bilden den Kernbereich der Größtenberg-Synklinale und tritt in einzelnen Vorkommen vom Wallergraben bis in den Kessel der Sickardhütte zutage. Die Grenze zur liegenden Schrambach-Formation wird lithologisch mit dem Auftreten der ersten Kalksandsteinbank gezogen. Die Unterteilung in einen unteren und oberen Abschnitt, wie an der Typlokalität „Rossfeld“ nahe Berchtesgaden, ist im Bereich des Untersuchungsgebietes aufgrund tektonischer Überprägung nicht möglich. Die hier stark mergelige Folge bildet zusammen mit der liegenden Schrambach-Formation Mulden und Runsen in überwiegend bewaldetem Gebiet – die harten und erosionsbeständigen Sandsteinlagen sind oft entlang der Forstwege gut erschlossen. Die maximale Mächtigkeit beträgt maximal 200 m.

Die Abfolge der Rossfeld-Formation in der Ebenforst-Synklinale kann aufgrund der tektonischen Deformation nur ansatzweise rekonstruiert werden. Die Grenze zur liegenden Schrambach-Formation ist am Forstweg nordwestlich der Anstandmauer auf etwa 1.030 m in der bergseitigen Böschung erschlossen – die graugrünlichen Mergel werden zunächst deutlich, ab und zu schalten sich geringmächtige siltige, feinkörnige Karbonatsandsteinlagen ein, die gegen das Hangende rasch mächtiger werden und eine gut gebankte Abfolge aus karbonatischen fein- und Mittelsandsteinen bilden (Basis der Rossfeld-Formation). Darin finden sich neben gelegentlichen Bioturbationsspuren auch seltene Makrofossilien wie nicht näher klassifizierbare Ammoniten-Abdrücke. Über dieser erschlossenen,

ca. 30 m mächtigen Übergangszone zwischen Schrambach- und Rossfeld-Formation schließt sich eine ca. 100 bis 150 m mächtige, lithologisch sehr heterogene Wechselfolge von siltigen Karbonatsandsteinen, bioturbaten siltigen, z.T. glaukonitischen und eisenoxidischen Mergeln (nahe der Oberen Wallergraben-Hütte bzw. im Bachlauf im östlichen Sickard-Hochkar), siltigen Feinbrekzien und mergeligen Siltiten an, gefolgt von einer schätzungsweise 50 m mächtigen Abfolge von Mittel- und Grobsandsteinlagen mit immer zahlreicher werdenden Brekzienlagen in matrix- und komponentengestütztem Gefüge. Den Abschluss bildet eine ca. 40 m mächtige, massig wirkende Karbonatbrekzie mit Komponentengröße bis maximal 0,5 m, die aufgrund ihrer erosiven Widerstandsfähigkeit als rippenartiger Härtling das Zentrum der Ebenforst-Synklinale bildet. Die Zuordnung der Karbonatbrekzie zum Top der Rossfeld-Formation war in früheren Arbeiten ungewiss: SUER (2000) ordnete diese der oberkretazischen Gosau-Formation zu und auch eine Interpretation als Branderfleck-Formation erscheint nicht unplausibel. Jedoch bildet die Karbonatbrekzie strikt den eng eingefalteten Kern der Ebenforst-Synklinale und lässt sich als rippenartiger Härtling über knapp 900 m gut verfolgen. Dies deutet auf eine konkordante Ablagerung hin und wäre im Falle der Branderfleck-Formation und vor allem der Gosau-Formation nicht gegeben. Diese jüngeren Formationen wurden diskordant auf den Sedimentstapel der Nördlichen Kalkalpen abgelagert und würden vermutlich nicht strikt einer Synklijalstruktur folgen.

Diese oben beschriebene Abfolge ist ansatzweise am Forstweg unter der Oberen Wallergraben-Hütte erschlossen.

Faziell betrachtet spiegelt die Rossfeld-Formation eine typische synorogene, vom Liegenden zum Hangenden zunehmend gröber klastische Serie wider. Diese wurde in ein tieferes marines Becken sedimentiert, welches bereits im oberen Jura angelegt wurde. Die stratigrafische Abfolge beginnt dort demnach hier mit der Oberalm-Formation und setzt sich mit Ablagerung der Schrambach-Formation bis in die Unterkreide fort. Die Rossfeld-Formation wurde zum Zeitpunkt des eoalpinen Deckenschubs und der daraus resultierenden tektonischen Deckenstapelung sedimentiert und bildet quasi die jüngste Füllung dieses Beckenbereiches. Das Heranrücken der Deckenfront macht sich im zunehmenden Siltgehalt bemerkbar, der vom exhumierten zentralalpinen Hinterland geschüttet wird. Die die Rossfeld-Formation in der Ebenforst-Synklinale nach oben abschließende karbonatische Brekzie könnte ein Zeichen der bereits in der höheren Unterkreide räumlich nahestehenden tirolischen Deckenstirn sein, von der karbonatisches Material als Olistolith geschüttet wurde. Als vermutliches Bildungsalter für die gesamte Rossfeld-Formation geben PILLER et al. (2004) Hauterivium bis Barremium an.

Quartär

Pleistozän

Einige der im Untersuchungsgebiet kartierten quartären Ablagerungen lassen sich gesichert dem Pleistozän zuordnen: würmeiszeitlichen Alters sind neben der sich an der Steyr entlangziehenden und weit in das Hopfingtal reichenden Niederterrasse einige Moränenreste im Sickard-Hoch-

kar und im oberen Effertsbachtal. Diese gehörten wohl zu einem würmzeitlichen Lokalgletscher, der im nordnordwestseitigen Kar unter Spering und Schillereck gebildet wurde und in das Effertsbachtal gegen Frauenstein abfloss. Hinweise auf die ältere Rißeiszeit, deren Eisstand bedeutend höher war als jener der Würm-Vereisung und deren Endzungen nach EGGER & VAN HUSEN (2011) wohl bis nördlich von Molln reichten, konnten im Anstehenden nicht gefunden werden. Rißeiszeitlichen Alters sind wohl Hochterrassenreste entlang der Steyr von Göritz bis Molln sowie im unteren Hopfingtal.

Hochterrasse

Riß

Reste der rißeiszeitlichen Hochterrasse finden sich entlang der Flankenbasis am orografisch rechten Ufer der Steyr, ausgehend von Göritz nahe des Steyr-Durchbruches bis in den breiten Talkessel von Molln und weiter nach Osten im unteren Hopfingtal. Die einstmals wohl wesentlich deutlicher ausgeprägten Terrassenkörper sind größtenteils verwittert und liegen knapp 30 m über dem aktuell tief in den würmzeitlichen Niederterrassenkörper eingeschnittenen Vorfluter. Sie lassen sich anhand des digitalen Geländemodells morphologisch gut abgrenzen und durch spärlich vorhandene Aufschlüsse bestätigen. Die Mächtigkeit der Hochterrasse kann nur abgeschätzt werden, dürfte sich aber im Bereich weniger Meter bis maximal 20 m bewegen.

Neben der im Gelände morphologisch gut abgrenzbaren, etwas abgerundeten Terrassenform mit etwas verwaschen wirkenden Erosionskanten lassen sich die Hochterrassenschotter vor allem aufgrund ihrer durchgehenden Konglomerierung auch in Gebieten weitab der Steyr gut erkennen. Zudem ist das Führen kristalliner Geschiebe in Relation zur jüngeren Niederterrasse sehr selten oder – wie im unteren Hopfingtal am südöstlichen Ortsende von Molln – nicht vorhanden. Darüber hinaus sind die Hochterrassenschotter mit großen Hohlräumen und undeutlich erkennbaren geologischen Organen als Zeichen beginnender Verkarstung bereichsweise erosiv stark überprägt. Die Vorkommen am Zimeck zeigen teilweise längliche, schichtparallele Hohlräume, die wohl durch Auswittern ursprünglich sandreicher Linsen verursacht wurden.

Niederterrasse

Würm

Im Gegensatz zu den nur rudimentär überlieferten rißeiszeitlichen Hochterrassenreste entlang der Steyr und im unteren Hopfingtal ist der im Steyrtal bis ca. 10 m über aktuellem Vorfluter-Niveau reichende Terrassenkörper mit scharf erodierter Kante weitgehend zusammenhängend und gut erhalten. Die Niederterrassen-Sedimente sind durch natürliche Aufschlüsse entlang des Flusses von Frauenstein bis Molln auf großer Länge sehr gut erschlossen, aber auch in Terrassenresten im Hopfingtal sowie im Paltenbachtal. Die Gesamtmächtigkeit beträgt im Bereich der Steyr ca. 20 m.

In den Vorkommen entlang der Steyr handelt es sich durchwegs um in Talrandverwitterung konglomerierte, schlecht sortierte sandreiche Kiese mit weitgehend angerundeten bis gerundeten kalkalpinen Geröllen. Kristallin-Gerölle, etwa Gneise und Amphibolite aus dem Zentralalpin treten

auf, sind aber verhältnismäßig selten. 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. Die Talrandverwitterung sorgt je nach Komponentengröße innerhalb einer Bank für selektive fluviale bzw. subaerische Erosion, die zu weit vorspringenden Banken bzw. Halbhöhlen führt. Immer wieder brechen derartig verfestigte Bereiche ab und liegen als große Blöcke in der Steyr. Im Gegensatz zur tiefgründig verwitterten Hochterrasse zeigen die verfestigten Niederterrassenschotter nur oberflächliche Korrosion, die nicht tiefer wie 50 cm in den Terrassenkörper eindringen.

Sowohl im Hopfing-, als auch im Paltenbachtal fehlt die fluvial induzierte Talrandverwitterung, weswegen die Kieskörper hier weitgehend unverfestigt anstehen, allerdings in identischer Lithologie.

Faziell handelt es sich sowohl bei den Hochterrassen-, als auch bei den Niederterrassenschottern um periglaziale Ablagerungen von im Vorfeld des riß- bzw. würmzeitlichen Eisstromnetzes die ganze Talbreite ausfüllenden „Braided-River“-Systems mit rasch wechselnder Akkumulation und Erosion in temporären Flussläufen. Sowohl Hoch-, als auch Niederterrassen im Hopfing- bzw. Paltenbachtal wurden von den dortigen Lokalgletschern gespeist, die Terrassen im Klausertal und weiter flussabwärts im Steyrtal auch wesentlich durch den Warscheneck- und Prielgletscher.

Lokalmoräne

Spätwürm

Lokalmoränenreste bilden innerhalb des Kartierungsgebietes eine große Ausnahme, wenngleich nach VAN HUSEN (1987) entsprechende Vergletscherung für die Nordseite des Sengengebirge-Hauptkammes postuliert wurde – vor allem unter dem Hochsengs hinabreichend bis in den weiten Talboden von Hopfing. Entsprechende Lokalmoränenreste konnten dort jedoch nicht gefunden werden, da sie vermutlich sowohl unter holozänem Hangschutt, als auch unter polygenetischer Talfüllung liegen. Reste lokaler, vermutlich spätwürmzeitlicher Vereisung fanden sich jedoch im Sickard-Hochkar südlich des Siebensteins sowie im oberen Effertsbachtal südlich der Engstelle zwischen Windberg und Großem Spitzberg. Knapp unterhalb der Jagdhütte Brauneben liegt ein wohl größtenteils erodiertes Moränenvorkommen direkt auf Hauptdolomit, das sich durch starke Vernässung, Quellbildung und lokalen Hangrutschen bemerkbar macht. Nur direkt im Effertsbach hat sich ein nur metergroßes Vorkommen in einer schüsselförmigen Hauptdolomit-Depression erhalten können, ansonsten sind keine weiteren Aufschlüsse bekannt – alle anderen Vorkommen wurden morphologisch und/oder durch sekundäre, beispielsweise vegetationskundliche oder hydrologische Anzeichen kartiert. Aus dem Effertsbachtal gibt VAN HUSEN (1987) keine Hinweise.

Die im Effertsbach erschlossenen Moränenreste sind als heterogene Kiese in schluffig-sandiger Matrix anzusprechen. Aufgrund ihrer wasserstauenden Wirkung begünstigen sie die Anlage lokaler Vernässungszonen. Im unmittelbaren Umfeld der Vorkommen können gehäuft gerundete

Komponenten als Streu im Wald gefunden werden, die eindeutig keinen Hangschutt darstellen und vermutlich von erodierten, ehemals großflächigeren Moränenvorkommen stammen dürften. Die Mächtigkeit der Ablagerungen ist gering und liegt im Einzugsgebiet des Effertsbaches zwischen 1 und 5 m.

Altersmäßig dürften die Lokalmoränenreste in das Spätwürm einzustufen sein, etwa in einer lokalen Vorstoßphase. Entsprechende Wallformen nur kleiner Kargletscher finden sich recht gut erhalten im Sickard-Hochkar. Weitere Moränenreste sollten eigentlich auch im Hochkar unmittelbar westlich der Anstandmauer zu finden sein, doch sind diese – sofern noch vorhanden – ebenfalls unter mächtigen Hangschuttfächern und der Talfüllung verborgen. Wie weit der Effertsbach-Gletscher talwärts geflossen war, lässt sich gleichfalls nur vermuten. Da es nördlich der durch den Oberrhätalk und Dachsteinkalk gebildeten Engstelle zwischen Windberg und Großem Spitzberg keine weiteren Anzeichen auf Moränenreste gibt, dürfte der Kargletscher hier seine maximale Ausdehnung gehabt haben.

Holozän

Terrassenschotter ungegliedert

Im Steyr-Canyon knapp westlich von Göritz, bei Agonitz und südlich Oberleonsstein haben sich entlang der Steyr mit ca. 1 bis 4 m Niveau-Unterschied zum mittleren Flusspegel unverfestigte Terrassenreste erhalten, die eindeutig jünger sind als die verfestigten Niederterrassenschotter. Es handelt sich hier vermutlich um im Kern mittel- bis jungholozäne Gebiete mit Hochwasserschotter, auf denen auch heute noch in Hochwasserperioden akkumuliert, aber teilweise auch erodiert wird. Die Mächtigkeit beträgt wenige Meter, das Lithologie-Spektrum umfasst im Wesentlichen kalkalpine Komponenten, daneben findet sich Flysch aus dem Windischgarstener Fenster sowie Kristallin aus aufgearbeiteter Moräne und Niederterrasse.

Felssturz

Das Relief verbunden mit unterschiedlichster Lithologie mit verschiedenem Erosionsverhalten bedingt zahlreiche kleinere und größere – auch (sub)fossile – Bergstürze im Untersuchungsgebiet. Die Definition „Felssturz“ bezieht sich auf verhältnismäßig große Ereignisse. Dabei war der Auslöser klassischerweise nicht der Wegfall des Eisdruckes von Talgletschern im unmittelbaren Postglazial (= Altholozän), sondern vermutlich das Ausschmelzen des Permafrostkörpers, der während des Würm-Glazials wohl auch die Talregionen umfasst haben dürfte. Verbunden durch die fortwährende Einwirkung von Frost-Tau-Wechseln müssen die Felsstürze jedoch nicht zwangsläufig postglazialen Alters sein, sondern können auch deutlich neueren Datums entstanden sein.

Eine weitere Abgrenzung, beispielsweise von Murkörpern und Schuttströmen, besteht im weitgehenden Fehlen von Feinmaterial und dem überwiegenden Anteil großer Komponenten in Block- bis Hausgröße. Die Lithologie wird durch das unmittelbar Anstehende beeinflusst. Die Mächtigkeiten liegen für gewöhnlich im Meterbereich, Maximalmächtigkeiten bei den großen Felsstürzen des Gebietes dürften bei 15 m liegen.

Eine signifikante Häufung ist rund um die beiden Spitzberge festzustellen. Das größte Ereignis des Untersuchungsraumes brach im Gipfelbereich des Kleinen Spitzberges aus und reicht knapp 2 km bis nahe an den Paltenbach im gleichnamigen Tal mit einem Höhenunterschied von knapp 900 m. Verursacher dieses Ereignisses – vermutlich weiterer, in das Hopfingtal abgehender Felsstürze – war die mergelreiche Kössen-Formation, die als weiches, plastisch verformbares Unterlager unter den spröden und starren Lithologien wie Oberrhätalk und Hierlitzkalk als Gleitmittel fungierte und über das Auswittern des natürlichen Kluftsystems zu den Abbrüchen führte.

Dass die Felssturzaktivität insbesondere im Bereich der Spitzberge noch als „gefährlich“ einzustufen ist, zeigt ein Ereignis im oberen Bachwiesengraben im Frühjahr 2015, bei dem ein zimmergroßer Oberrhätalk-Sturzblock die Forststraße auf einigen Dutzend Metern wegriss und wenig unterhalb im Bergwald hängen blieb. Auch der mittelgroße Felssturz am talnahen Schwarzkogel-Ostgrat zum Hopfingboden dürfte neueren Datums sein.

Schuttkegel, Hangschutt, Hangschutt blockreich

Die Akkumulation von Schuttmassen ist schwerpunktmäßig an der Flankenbasis aller Bergmassive des Kartierungsgebietes verbreitet. Vor allem die größeren, tief in die Gebirgsregionen eingeschnittenen Täler von Palting- und Hopfingbach sind talnah schutterfüllt. Dabei bilden Hauptdolomit und Oberrhätalk die wesentlichen Schutt-Lieferanten – die in den Talgründen erhaltene Niederterrasse wird entweder teilweise oder wie im hinteren Hopfingtal zur Gänze 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 maximal bis 25 m mächtigen Schuttfelder wird durch das Anstehende unmittelbar beeinflusst, das Korngrößen-Spektrum und der Habitus der Schuttkomponenten wiederum von den rheologischen Eigenschaften der betreffenden Lithologie. So neigt beispielsweise Wettersteinkalk, Platten- und Dachsteinkalk und bedingt auch Oberrhätalk zu tafeligem bis grobblockigem Schutt, die dünnbankigeren Kalke der Kössen- und Oberalm-Formation sowie tektonisch unbeeinflusster Hauptdolomit eher zu kleinstückigem Detritus, Ammergau-Formation sowie mergeldominierte Kössen-Formation bilden sehr feine Hangschuttfelder, wobei genau hier der Übergang zu Muren, Rutschungen und Fließstrukturen übergangslos ist.

Jüngere Muren und Schuttströme

Vor allem die erosiv inkompetenten Lithologien, wie stark mergelige Oberalm-, Ammergau- und Schrambach-Formation, aber auch mergeldominierte Kössen-Formation, neigen zur Ausbildung von kleinräumigen Muren und/oder Schuttströme jüngerer Alters, die meistens mehrere hundert Meter weit talwärts vorgreifen. Vor allem die Feinfraktion spielt in Verbindung mit Wasser und Bergfeuchte das Gleitlager, das auch relativ kleinvolumige Murkörper in engen Rinnen weit talwärts vorgreifen lässt und wie im Hopfingboden ausfließen lässt. Viele der Muren sind aktuellen Datums und zeigen frische, noch nicht flechtenbewachsene Schuttmassen.

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

Rutschungen

Im Untersuchungsraum konnten mehrere, auch tiefer in den Untergrund eingreifende Rutschungen auskartiert werden, deren Entstehung meistens von mergeligen Lithologien und darüber situierten relativ widerstandsfähigen, spröden und gravitativ abgleitenden Gesteinsmassen initiiert wird. So fallen direkt am Forstweg zur Oberen Brauneben-Jagdhütte (nördlich der Anstandmauer) freistehende, bis zu 15 m hohe Türme aus massivem Hirlatzkalk auf, die nahe einer markanten Abbruchkante vermutlich auf mergeliger Kössen-Formation stehen und den Beginn einer Rutschung bzw. Bergzerreißungszone kennzeichnen. Hinzu kommt hier noch, dass das Rutschgebiet in einer spitzwinkligen Verschneidung von drei größeren Überschiebungsbahnen liegt, die vermutlich in Zusammenhang mit der nahen Deckenüberschiebung des Tirolikums stehen. Der Rutschkörper reicht knapp 300 Höhenmeter talwärts und beinhaltet mehrere dislozierte, teilweise gegeneinander verstellte Schollen aus Hauptdolomit und kalkmergeldominierter Kössen-Formation.

Weitere Rutschkörper liegen im Bereich der Ammergau- und Schrambach-Formation. Gerade hier ist die Abgrenzung von reinen Rutschungen als zeitlich weiter gestufte Ereignisse zu Schuttströmen und kurzfristigen Muren schwierig. Bei den als Rutschungen kartierten Vorkommen handelt es sich um wiederholt stattfindende Prozesse mit deutlichen Anzeichen wie Hakenwuchs, schrägstehenden Baumstämmen und Rutschloben wie Stauchwällen.

Die meisten kartierten Rutschkörper dürften oberflächennah ohne Einwirkung in das Festgestein entstanden sein – Ausnahme bildet die beschriebene Rutschung südlich der oberen Brauneben-Jagdhütte, deren Gleitbahn wohl einige Dutzend Meter in den Festgesteinskörper (in diesem Fall Kössen-Formation) reicht.

Holozäne Bachschotter, ungegliedert

Mächtiger holozäne Flussschotter bestehen im Untersuchungsraum vor allem in den Bachunterläufen der Hauptzuflüsse zum Vorflutersystem, so im Effertsbach und im Paltenbach. Der Unterschied zur polygenetischen Talfüllung ist das weitgehende Fehlen von Feinmaterial, das durch ein etwas stärkeres Gefälle in den Bach-Unterläufen zum tiefer eingeschnittenen Vorfluter Steyr energetisch ausgewaschen wurde. So bilden die Bachschotter beinahe reine Kiesflächen, allenfalls lokal mit zwischengeschalteten Sandlinsen in zeitlich eng begrenzten Stillwasserbereichen. Die Zusammensetzung der Ablagerungen ist einerseits von den lithologischen Gegebenheiten des Einzugsgebietes – Hauptdolomit bis Rossfeld-Formation – andererseits von der Oberflächenmorphologie und 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

Die flachliegenden Talbereiche von Hopfingtal sowie Paltenbachtal östlich des Dirngrabens erlauben mit relativ geringer Wasserenergetik auch die Akkumulation von feinen Sedimenten, also verstärkt Schluffen und Sanden. Vor den lokalen Bachregulierungsmaßnahmen dürften die Talgebiete um Ramsau ein weitgehend überwachsenes feinkörniges braided-river-System geschaffen haben. Aber auch in den hoch über dem Vorfluter gelegenen Sekundärtälern rund um Frauenstein hat sich in den von Hauptdolomit umgebenen bewaldeten flacheren Gebirgszügen vorwiegend gravitativ angeschwemmtes Material ohne das Mitwirken größerer Bachsysteme anreichern können. Die Akkumulation geschah und geschieht dort – wie aktuelle flache Kegel von Abschwemmmassen zeigen – vorwiegend über einen längeren Zeitraum nach Niederschlagsereignissen. Das Potenzial allgemein für Bildung von weitläufigen Auenböden ist gering, die Gebirgsbäche transportieren vor allem während der Schneeschmelze und nach stärkeren Niederschlagsereignissen zu schnell Material in das Alpenvorland.

Die Mitwirkung von zumindest perennierenden und periodisch aktiven Wasserläufen führt zur Bildung auch größerer Schwemmfächer-Systeme wie in Forsthub oder im Dirngraben, die sich vor allem durch eine sanft vom jeweiligen sedimentfördernden Bergeinschnitt abfallende radiale Morphologie auszeichnen. Die Mächtigkeit der jeweiligen Talfüllung ist nur abzuschätzen, dürfte meistens wenige Meter betragen, in den Schwemmkegeln aber schnell auf 20 und mehr Meter ansteigen.

Die Zusammensetzung der Ablagerungen ist auch hier weitgehend von den lithologischen Gegebenheiten des Einzugsgebietes, andererseits von der Oberflächenmorphologie und der Transportkraft des Wassers abhängig. Demzufolge differieren die Ablagerungen von Feinkiesen zu Feinsanden und lokal Schlufflinsen – vor allem aus Liefergebieten mit überwiegend Hauptdolomit.

Abschwemmmassen, Solifluktionsschutt

Vor allem die von Hauptdolomit dominierten Mittelgebirgsregionen nördlich des Sengsengebirge-Hauptkammes zeigen im Tal-Hang-Übergangsbereich zahlreiche schwemmkegelähnliche Ausschwemmungsmassen aus rinnenartigen Einkerbungen. Hauptdolomit verwittert zu kleinscherbigem bis bröselig-sandigem Material, das in Verbindung mit auflagerndem bodenartigem Residuallehm und in den Bergeinschnitten kanalisierten Niederschlagswässern in die Talbereiche akkumuliert wird. Genetisch und lithologisch sind Abschwemmmassen nicht von polygenetischen Talfüllungen zu unterscheiden. Sie wurden deswegen gesondert auskartiert, um die Sedimentationsdynamik in den talnahen Flankenbereichen hervorzuheben.

Vernässung, Anmoor, humusreicher Boden

Lokale Vernässungszonen, Übergangsstadien zu bergwassergespeisten Niedermoorbereichen, Anmoore oder generell humusreiche Böden haben sich im Untersuchungsraum vor allem auf mergeldominierter Lithologie wie Kössen-, Adnet- oder Ammergau-Formation bilden können (Bereich der oberen Brauneben-Jagdhütte). In zwei Ausnahmefällen, so knapp unterhalb des Forstweges auf den Kleinen

Spitzberg sowie im Gsoll (westlich des Kerbigssoll) haben sich in Hauptdolomit-Arealen auf mächtigen, durch Verwitterung entstandenen Residualböden entsprechende anmoorige Bereiche herausbilden können. Die Mächtigkeit all dieser Bereiche übersteigt selten 1 m, die Bildungszeit liegt schwerpunktmäßig im nacheiszeitlichen Holozän, wobei die Anlage solcher meistens in morphologischen Depressionen vorhandenen Böden früher, beispielsweise in pleistozänen Warmzeiten stattgefunden haben kann.

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 im Steyr-Canyon).

Anschüttungen, anthropogen verändertes Material

Anthropogen verändertes Gebiet findet sich lediglich im Bereich kleinerer Ortschaften. Große Anschüttungs- bzw. Abtragungsflächen sind am militärisch genutzten Schießübungsplatz im Hopfingboden vorhanden.

Tektonik

Staufen-Höllengebirge-Decke

Die bereits in HORNING (2014, 2016) beschriebenen, durch die Überschiebung der Staufen-Höllengebirge-Decke auf die Reichraming-Decke entstandenen kompressiven Synklinal-Strukturen lassen sich noch östlich des Klauser Sees verfolgen, westlich der Steyr-Talfurche liegen sie allerdings südlich der Blattgrenze nahe Dirnbach und St. Pankraz.

Unmittelbar östlich des Sperings lassen sich nahe der Deckenstirn mindestens zwei kartierbare Aufschiebungen beobachten. Hier reicht die kleinräumig verschuppte Abfolge vom Top der Wetterstein-Formation über tektonisch höchstwahrscheinlich stark amputierte Lunz-Formation bis in den basalen Hauptdolomit. Dieser präsentiert sich vor allem am Beginn des Anstieges von der Forststraße zum Sperring als stark tektonisiert in beinahe sandig-bröseliger Verwitterung.

Die Deckenfront des Tirolikums erfährt zwischen den beiden höchsten Gipfeln des Untersuchungsraumes, dem Sperring und dem Schillereck eine markante Trennung in Form einer WSW–ENE verlaufenden sinistralen Blattverschiebung. Entlang dieser ist der Wettersteinkalk weitgehend ausgeräumt und bildet den markanten aus Hauptdolomit der Reichraming-Decke gebildeten Sattel mit dem Funkturm und dem Servicehaus des lokalen Stromversorgers – die Deckenfront springt hier knapp 1,5 km nach Nordosten vor. Die Lateralverschiebung lässt sich nach KRENMAYR et al. (2006) gegen Westen bis an den Klauser See verfolgen.

Reichraming-Decke

Verfalteter Hauptdolomit nördlich der Spitzberge

Die Überschiebung der Staufen-Höllengebirge-Decke verursachte nördlich des Verbindungskammes Windberg–Spitzberge innerhalb der vorwiegend aus Hauptdolomit aufgebauten lithostratigrafischen Abfolge eine weiträumige Verfaltung in einigen strikt W–E-streichenden, überwiegend leicht nordvergenten Synklinal- und Antiklinal-Strukturen. Diese duktil-tektonische Verfaltung wird durch ein großes kompressives Störungssystem unterbrochen, deren Verlauf das Tal des Paltenbaches nachzeichnet. Oberflächlich nicht direkt sichtbar, manifestiert sich das Vorhandensein dieser als „vermutet“ kartierten Störung durch zahlreiche parallel verlaufende Schwarmstörungen, deren Harnische nach Norden gerichtete Aufschiebungen annehmen lassen. Darüber hinaus machen die im Gelände erhobenen Gefügedaten und der daraus konstruierte Schichtenverlauf diese Störung zwingend notwendig, weil sonst die anfallenden hohen Mächtigkeiten des Hauptdolomits nicht erklärt werden könnten.

Von Molln ausgehend, erstreckt sich die nördlichste und zudem stark flexurell in N–S-Richtung verbogene Muldenstruktur des Untersuchungsraumes über den Gipfel des 1.058 m hohen Rammelspitzes, in deren Kern dünn- bis mittelbankiger Platten- bzw. Dachsteinkalk ansteht (**Rammelspitz-Synklinale**). Ein allmählicher fazieller Übergang zur nicht mehr anstehenden hangenden Kössen-Formation im Muldenkern lässt zumindest vermuten, dass beinahe die gesamte lokale Profilsäule der Einheit „Platten- und Dachsteinkalk“ hier ansteht. Am schmalen Verbindungskamm zwischen Rammelspitz und dem nächsthöheren Gipfel, dem 1.108 m hohen Eibling, lässt sich die **Annerstal-Antiklinale** vom Bichlbauern im Steyrtal bis Enzeneben im Annerstal in W–E-Richtung lediglich anhand von Gefügedaten lokalisieren – unmittelbar südlich zieht sich über den E–W streichenden Gipfelgrat des Eiblings die diesmal flexurell weitgehend unbeeinflusste, aber sprödetektonisch zerlegte **Eibling-Synklinale** mit Platten- bzw. Dachsteinkalk im Kern. Der Übergang zum liegenden Hauptdolomit ist hier undeutlich und zeichnet einen großflächigen Ausbiss nach, der aus einem dickbankigen Kalk mit Hauptdolomit-Habitus besteht. Aus diesem Grund wurde dieser Bereich als eine kalkige Variante dem Hauptdolomit zugeschlagen.

Südlich des Eiblings liegt in den bewaldeten, schwer zugänglichen Waldflanken des Kerbigssoll die Grünmühle-Antiklinale, deren Kern sich in den unteren Flankenbereichen über dem Paltenbach von Frauenstein im Westen über die Grünmühle bis Ramsau im Osten verfolgen lässt und der im Bereich des Schlapfengrabens vermutlich durch eine dextrale, WSW–ENE verlaufende, erosiv tief ausgeräumte Schrägaufschiebung zerlegt wird. Auch hier ist der Verlauf aus Gefügedaten rekonstruiert.

Die Folge an nordvergenten Großfalten wird durch die vermutete Großaufschiebung im Paltenbachtal unterbrochen. Insgesamt betrachtet liegt im gesamten Gebiet zwischen Molln und dem Paltenbach eine klassische Reliefumkehr vor: die Synklinal-Strukturen wirken gipfelbildend, während die Antiklinalen talförmig ausgeräumt sind. Größere Störungssysteme haben zudem den Hauptdolomit tiefgreifend tektonisiert und somit bereichsweise stark anfällig gegenüber der Erosion gemacht. Gerade hier konnten sich

größere Sekundärtäler bzw. schluchtartig eingeschnittene Gräben und Rinnen bilden.

Der tektonisch stark beanspruchte Abschnitt südlich des Paltenbaches

Südlich des Paltenbaches in unmittelbarer Nähe zur tirolischen Deckenfront und damit im Gebiet mit der höchsten kompressiven Spannung liegen die beiden Großmulden des Untersuchungsraumes, die sich von Osten (UTM-Blatt NL 33-02-02 Ternberg) bis wenigstens an den Klausner See verfolgen lassen. Auf die Einführung neuer Namen für die tektonischen Strukturen wurde der Übersicht wegen verzichtet und stattdessen die von TOLLMANN (1976) eingeführten Begriffe „Größenberg-Synklinale“ und „Ebenforst-Synklinale“ zurückgegriffen.

Aus dem Bereich des Schedlbauern nördlich von Klaus („Schönberg-Antiklinale“ in HORNING, 2016) lässt sich eine große Antiklinal-Struktur über die Steyr hinweg bis knapp südlich des Paltenbaches zum Bucheck und weiter nach Osten zu den Bachwiesen verfolgen (**Bucheck-Bachwiesen-Antiklinale**). Auch diese allenfalls nur leicht nordvergente Sattelstruktur lässt sich im Gelände nicht direkt, sondern lediglich durch die entnommenen Gefügedaten rekonstruieren.

Die südlich anschließende **Größenberg-Synklinale** lässt sich zwanglos von der in HORNING (2016) von westlich der Steyr beschriebenen „Klausner Synklinale“ gegen Osten im bewaldeten Mittelgebirgszug vom Dorfer Berg über Windberg bis zu den beiden Spitzbergen fortsetzen. Im sehr engen Faltenkern am Dorferberg können in einer talartigen, seichten Vertiefung Lesesteine der Mélange-artigen „bunten Jurakalke“ gefunden werden – am Windberg lassen sich zumindest Hierlatzkalke im Liegenden und Adnet-Formation im Hangenden auskartieren. Die in HORNING (2016) beobachteten SW–NE verlaufenden und den Muldenkern zerlegenden Staffelbrüche setzen sich bis zum Windberg fort. Vor allem morphologisch konturiert wird die Synklinale von verwitterungsresistentem Oberrhätalkalk und dünn- bis mittelbankigem Platten- bzw. Dachsteinkalk am aufrechtstehenden Nordschenkel. Dessen Verbreitung reicht von Westen aus dem Bereich der Parnstaller Alm (HORNING, 2014, 2016) bis unter den Großen Spitzberg. Gegen Osten hin verzahnt diese Lithologie faziell mit lagunären, synchron abgelagerten, monotonem Hauptdolomit.

Bis zum Großen Spitzberg erscheint die Muldenstruktur klar gezeichnet – dort reicht die Abfolge im Muldenkern bis zur oberjurassischen Ruhpolding-Formation. Zwischen Großem und Kleinem Spitzberg liegt eine größere, sinistrale Blattverschiebung, die den Muldenkern mit Adnet-Formation und Hierlatzalk nach Norden gegen die Miesau versetzt. Gefördert wurde diese Störung vermutlich durch den Fazieswechsel von kalkdominiertem Oberrhätalkalk zu Kössen-Formation, deren mächtige Mergelzonen offenbar als Scherhorizonte fungierten. Nordöstlich des Kleinen Spitzberges wird die lithologische Abfolge zudem durch synchron zum Hierlatzalk abgelagerte, Hornstein führende Scheibelberg-Formation teilweise abgelöst und verkompliziert. Hier erscheinen – gleichfalls konturiert von stark verfaltetem und deswegen recht mächtig erscheinendem Oberrhätalkalk – drei Muldenkerne mit lokalen Sattelstrukturen. Auch hier erscheinen zahlreiche SW–NE verlaufende, sinistrale Staffelstörungen, welche die Muldenkerne leicht nach Nordosten hin vorspringen lassen.

Wieder ausgehend vom Klausner See und unmittelbar südlich der Größenberg-Synklinale bringt die nur lokal wirksame **Pertlgraben-Antiklinale** im Kern das Liegende des Hauptdolomits mit Opponitz- und liegender Lunz-Formation zutage. Diese Sattelstruktur ist zumindest bis knapp westlich des Siebensteins verfolgbar und wird dort von einer Aufschiebung amputiert, die ihrerseits von Traunfried am Klausner See im Westen bis in das Annerstal im Osten reicht und den Nordschenkel der sich südlich anschließenden **Ebenforst-Synklinale** begrenzt. Hier hat der südlich anhaltende Deckenschub des Tirolikums eine stark nordvergente Mulde geschaffen, deren aufrechtstehende Abfolgen (Oberrhätalkalk, Kössen-Formation und Hierlatzkalke) im Nordschenkel auf Hauptdolomit überschoben wurden. Der überkippte Südschenkel ist westlich und östlich des Spring-Gipfels weitgehend erhalten geblieben. Dabei wirkte die nach Norden aufgreifende Spring-Masse aus Wettersteinkalk als bugartig gegen Norden vordringender „Intender“, der wohl im Mittleren Wallergraben eine markante, N–S verlaufende und gegen Nordwesten gerichtete Schrägaufschiebung (W' der Mitterhütte) verursacht hat, die den Muldenkern gegen Südosten stark herausheben konnte. So reicht die lithologische Abfolge westlich davon bis zur Ruhpolding-Formation, östlich davon jedoch bis zur unterkretazischen Rossfeld-Formation. Direkt an der Störung grenzen Kössen- und Obere Rossfeld-Formation aneinander. Der Muldenkern der Ebenforst-Synklinale zieht vom Wallergraben über den Sattel zwischen Siebenstein und Haldenalpe weiter nach Osten in das Sickard-Hochkar und unter Anstandmauer und Schwarzkogel hindurch bis gegen das Annerstal.

Die hochplateauartig erhabene Gegend zwischen Kleinem Spitzberg und Schwarzkogel bildet den Zwickelbereich Größenberg-Synklinale im Norden und Ebenforst-Synklinale im Süden. Er zeigt sich tektonisch mit komplexem Bruchschollen-Mosaik sehr stark überprägt, das durch die oben angesprochenen, SW–NE verlaufenden, sinistralen Staffelbrüche und W–E gerichteten kompressiven, nordgerichteten Aufschiebungen verursacht wurde. Zerschnitten ist er vor allem durch die den Nordschenkel der Ebenforst-Synklinale begrenzende Aufschiebung, die von der Oberen Brauneben-Jagdhütte nach Nordosten gegen das Annerstal zieht. Diese markante, durchlaufende Störung kennzeichnet die Grenze zwischen den beiden Muldenstrukturen – hier verbirgt sich unter den größtenteils flachliegenden obertriassisch-unterjurassischen Schichtfolgen der zerschnittene Sattelkern der Pertlgraben-Antiklinale.

Literatur

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

BAUMGARTNER, P.O. (1987): Age and genesis of Tethyan Jurassic Radiolarites. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **80/3**, 831–879, Basel.

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. (Eds.): *Program, Abstracts and Field Guide*. – 5th Field Workshop IGCP 458 Project, 10–11, Tata-Hallein.

- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Geotektonische Forschungen*, **58**, 217 S., Stuttgart.
- 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.
- EBERT, I. (2000): Geologische Neuaufnahme des Gebietes „Dorfer Berg – Wallergraben“ auf dem Blatt ÖK 68 „Kirchdorf an der Krems“. – *Kartierbericht zur Diplom-Kurzkartierung in den Nördlichen Kalkalpen*, Universität Bremen, 48 S., Bremen.
- 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): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 69 Großraming. – 119 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ENOS, P. & SAMANKASSOU, E. (1998): Lofers Cyclothems Revisited. – *Facies*, **38**, 207–228, Erlangen.
- FABRICIUS, F.H. (1966): Beckensedimentation und Riffformation an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. – *International Sedimentary Petrographical Series*, **9**, 143 S., Leiden (Brill).
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (2000): Late Jurassic to Eocene Paleogeography and Geodynamic Evolution of the Eastern Alps. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **92** (1999), 79–94, Wien.
- FLÜGEL, E. (2004): *Microfacies of Carbonate Rocks – Analysis, Interpretation and Application*. – 976 S., Berlin (Springer).
- GARRISON, R.E. (1964): Jurassic and early cretaceous Sedimentation in the Unken Valley Area, Austria. – Unveröffentlichte Dissertation, University of Princeton, 193 S., Princeton.
- GARRISON, R.E. & FISCHER, A.G. (1969): Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. – In: FRIEDMAN, G.M. (Ed.): *Depositional environments in carbonate rocks – a symposium*. – SEPM Special Publication, **14**, 20–56, Tulsa.
- 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. – k. k. Geologische Reichsanstalt, Wien.
- HILLEBRANDT, A. V. & KMENT, K. (2011): Lithologie und Biostratigraphie des Hettangium im Karwendelgebirge. – In: GRUBER, A. (Hrsg.): *Tagungsband zur Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2011, Achenkirch*, 17–38, Wien.
- HORNUNG, T. (2007): The 'Carnian Crisis' in the Tethys realm – multistratigraphic studies and palaeoclimate constraints. – Dissertation, Universität Innsbruck, 233 S., Innsbruck.
- HORNUNG, T. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Gebiet Steyring-Kremsmauer auf Blatt 4201 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **154**, 343–353, Wien.
- HORNUNG, T. (2016): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Gebiet Kienberg und Klaus (Oberösterreichische Voralpen / Sengengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **156**, 318–326, Wien.
- JACOBSSHAGEN, V. (1965): Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **108**, 1–114, Wien.
- JENKYN, H.C. (1971): Speculation on the Genesis of Crinoidal Limestones in the Tethyan Jurassic. – *Geologische Rundschau*, **60**, 471–488, Stuttgart.
- JURGAN, H. (1969): Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. – *Geologische Rundschau*, **58**, 464–501, Stuttgart.
- KRENMAYR, H.-G., SCHNABEL, W. & REITNER, J. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MÜLLER, K. (1961): Geologische Spezial-Untersuchungen im Gebiet von Winklmoos (Kammerker-Sonntagshorngruppe bei Reit i. Winkl im Grenzgebiet Bayern – Salzburg – Tirol). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, TU München, 56 S., München.
- PILLER, W., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRZYSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAU, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Österreichische Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.
- RAKUS, M. (1993): Early Liassic Ammonites from the Steinplatte-Kammerköhralm Area (Northern Calcareous Alps/Salzburg). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **136/4**, 919–932, Wien.
- RUPP, C., LINNER, M. & MANDL, G.W. (Red.) (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – 255 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNERBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **67**, 165–193, Wien.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997): Structural evolution of the central Northern Calcareous Alps. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **90**, 303–323, Basel.
- SIBLIK, M. (2016): Bericht 2015 über Untersuchungen unterjurassischer Brachiopoden auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **156**, 336, Wien.
- STANTON, R.J. & FLÜGEL, E. (1989): Problems with Reef Models: The late Triassic Steinplatte "Reef" (Northern Alps, Salzburg/Tyrol, Austria). – *Facies*, **20**, 1–53, Erlangen.
- SUER, S. (2000): Geologische Neuaufnahme des Blattes ÖK 68 Kirchdorf an der Krems im Gebiet "Großer Spitzberg – Kleiner Spitzberg – Schwarzkogel". – Kurzkartierung im Rahmen der Diplomarbeit, Universität Bremen, 47 S., Bremen.
- TOLLMANN, A. (1976): Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil III: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen: Orogene Stellung und regionale Tektonik. – IX + 449 S., Wien (Deuticke).
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – 24 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- VECSEI, A., FRISCH, W., PIRZER, M. & WETZEL, A. (1989): Origin and tectonic significance of radiolarian chert in the Austroalpine rifted continental margin. – In: HEIN, J.R. & OBRADOVIC, J. (Eds.): *Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions*, 65–80, New York–Berlin (Springer).