

Blatt 74 Hohenberg

Bericht 2011 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 74 Hohenberg und 75 Puchberg am Schneeberg

SABRINA SEIDL

(Auswärtige Mitarbeiterin)

Es wird hier eine Kurzfassung der von Jürgen M. Reitner und Michael Wagreich betreuten Masterarbeit (SEIDL, Quartärgeologie des Raumes Schneebergdörf, Puchberg am Schneeberg, 147 S., Uni Wien, 2012) gegeben.

Das kartierte Gebiet liegt am Osthang des Schneeberges, oberhalb von Schneebergdörf und Losenheim. Neben der Rekonstruktion eines Paläogletschers wurde ebenfalls ein besonderes Augenmerk auf die Chronologie und Sedimentologie der quartären Ablagerungen gelegt. Das Einzugsgebiet lässt sich durch steile Berghänge und Kare charakterisieren. Der Gesteinsbestand baut sich überwiegend aus Kalkstein (i.w. Wettersteinkalk) auf. Auf Grund der geologischen Kartierung konnten zwei unterschiedlich alte Moränensysteme differenziert werden. Die Moräne des älteren Systems fällt einerseits durch eine sehr ebene und glatte Geländeoberfläche, andererseits durch Fehlen von jeglichen erratischen Blöcken auf, und besteht aus stark verwittertem glazigenem Sediment (Till). Dieses System wurde von einem Kargletscher geprägt und weit vor dem jungen System abgelagert – es ergibt sich damit ein Alter von Riß (oder älter?). Das jüngere Moränensystem wird durch eine bis zu 60 m hohe Seitenmoräne (latero-frontal dump moraine) mit einem seitlich an der linken Flanke durchgebrochenen Moränenkörper charakterisiert. Sowohl große er-

ratische Blöcke und zahlreiche kleine Depressionen an der Oberfläche, als auch die generell kaum verwitterten Sedimente lassen auf eine Entstehung dieses Systems während des LGM (Last Glacial Maximum, Würm-Hochglazial) schließen. Vorwiegend besteht die junge Moräne aus sandig bis kiesigen, matrix- bis korngestützten Diamikten, die oftmals eine leichte Karbonatzementation an der Oberfläche zeigen. Eckige Komponenten (angular bis subangular) überwiegen deutlich, abgerundete Formen (subrounded) treten eher in den Hintergrund. Die Form der Komponenten und die mächtigen erratischen Blöcke entlang des Moränenkammes lassen darauf schließen, dass der Gesteinsschutt vor der Ablagerung vorwiegend passiv, beispielsweise supraglazial und englazial transportiert wurde. Deshalb wird das Model eines schuttbedeckten Gletschers (debris covered) für die Entstehung dieser Oberflächenform favorisiert. Diese Annahme kann durch ein niedriges Akkumulations-/Ablationsverhältnis (AAR) gestützt werden. In diesem Fall kann ein AAR Verhältnis mittels Rekonstruktion der Höhenlage der Schneegrenze (equilibrium line altitude, ELA) über den höchsten Ansatzpunkt der Seitenmoräne (Methode nach LICHTENECKER, Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen, Verh. III, Intern. Quartär-Konferenz Wien, 1938) ermittelt werden. Außerdem gibt es keine Anzeichen auf ein früheres Gletschertor, wodurch anzunehmen ist, dass glazifluviale Prozesse beim Sedimenttransport ins Gletschervorfeld eine eher untergeordnete Rolle spielten. Solch ein Hintergrund lässt sehr kalte und trockene Bedingungen während des Würm-Hochglazials vermuten, die auch bei der Paläoklimarekonstruktion des östlichen Vorlandes zu finden sind. Während der Bildung des älteren Systems herrschten mit Sicherheit ähnliche kühl/trockene klimatische Bedingungen wie im Würm.

Blatt 75 Puchberg am Schneeberg

Siehe Bericht zu Blatt 74 Hohenberg von SABRINA SEIDL

Blatt 87 Walchensee

Bericht 2011 über geologische Aufnahmen im Baumgartental auf Blatt 87 Walchensee

THOMAS HORNING

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die geologische Aufnahme des Baumgartentals (westlich Speicher Pletzboden) wurde im Spätsommer und Herbst 2011 von Thomas HORNING durchgeführt. Zum Zeitpunkt der Aufnahme standen folgende Kartenwerke und Aufnahmeberichte der Geologischen Bundesanstalt zur Verfügung:

- Geologische Karte von Bayern 1:100.000, Blatt 664 Tegernsee (SCHMIDT-THOMÉ, 1979)

- Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt 8434 Vorderriß (DOBEN et al., 1993)
- Provisorische Geologische Karte GEOFAST 1:50.000, Blatt 87 Walchensee (KREUSS, 2006)
- Bericht 2005/2006 (GRUBER, Jb. Geol. B.-A., 147/3+4, 2007)
- Bericht 2008 (GRUBER, Jb. Geol. B.-A., 148/2, 2008)

Naturräumlicher Überblick

Das Baumgartental reicht als Seitenast des Bächentals nach Abzweigung im Bereich Pletzboden am weitesten ins westliche Vorkarwendel. Seine Entwässerung ist entsprechend seiner Kerbtal-Morphologie mit dem Baumgartenbach strikt zur Dürrach ostgerichtet. Die Dürrach ihrerseits entwässert nach N auf deutschem Staatsgebiet in die Isar.

Die höchsten Erhebungen der Talumrahmung sind im NW der Schafreiter (2.101 m), im SW das Massiv Delpsloch (1.945 m) – Baumgartenjoch (1.939 m), und im N der Kammzug von Stierjoch (1.909 m) über Östliches Torjoch (1.826 m) bis zum Lerchkogel (1.688 m) und Trogenköpfl (1.465 m). Die südliche Umgrenzung des Baumgartentals mit Fleischbank, Hölzelstaljoch und Grasberg liegt bereits auf Blatt 118 Innsbruck.

Die Form des Baumgartentals wird durch ein weitgehend einheitliches, durch die Karwendelsynklinale vorgegebenes E–W-Streichen charakterisiert (westlich des Umbiegens in NE–SW-Richtung im Bereich E' Speicher Pletzboden).

Das Klima des Areal wird entscheidend durch die E–W-ausgerichteten Bergkämme bestimmt und kann als feuchtgemäßigt charakterisiert werden. Für die Höhenlage fällt in den Talbereichen vom Pletzboden bis Einmündung Delpsbach und Dürrachtal überdurchschnittlich viel Schnee. Die positive klimatische Wasserbilanz begünstigt die Grundwasserneubildung.

Schichtenfolge Trias

Hauptdolomit: Tuvalium (Oberes Karnium) bis Alaunium (Mittleres Norium)

Der Hauptdolomit als älteste im Kartiergebiet auftretende Lithologie erscheint ausschließlich ganz im E des Untersuchungsraumes als Kern einer nach N überschobenen Antiklinalstruktur und zieht von der Dürrach bis knapp unter der Kote 1.602 m gegen die deutsch-österreichische Grenze.

Mächtigkeit: Da der Hauptdolomit westlich der Dürrach tektonisch stark reduziert ist, erscheinen Aussagen über seine Gesamt-Mächtigkeitsangaben wenig sinnvoll. Im obersten Bereich der Fahrstraße vom Pletzboden zum Trogenköpfl dürfte die erschlossene Mächtigkeit zwischen 100 und 150 m liegen.

Lithologie: Typischerweise liegt der Hauptdolomit als hellgrauer bis milchig-bräunlicher, teilweise auch als weißlicher feinkörniger Dolomit vor. Er ist meist im dm- bis m-Bereich gut gebankt, kann lokal allerdings auch undeutlich gebankt bis massig erscheinen. Brekzierte Zwischenlagen kommen vor. Die Bankflächen sind meist eben bis leicht wellig. Aufgrund oftmals engständiger Klüftung zerfällt die Formation in typisch rhombisch-kantige, cm-große Fragmente.

Die im Kartiergebiet vorkommenden Partien dürften ihrer Lithologie und tektonostratigrafischen Position nach dem Oberen Hauptdolomit angehören: dieser zeichnet sich durch mittel- bis dickbankige, teils aber auch massige Abschnitte aus. Zumindest in bankigen Sequenzen können Zykloteme („Loferite“) erahnt werden – genauso typische Gefügemerkmale wie intraformatielle Brekzien, Stromataktis, (Pel)Mikrite, Mud-Chips, PISOIDE, „birdseye-structures“ sowie Stromatolithen vor allem im frischen Anschlag.

Nahe der Grenze zum hangenden Plattenkalk nimmt der Kalkgehalt sukzessive zu. Lithologische Marker wie lokal auftretende, dünne bis papierdünne bituminöse Horizonte oder türkis-olivgrüne bis dunkelgrau-schwarze Dolomite in Wechsellagerung mit hellen, verschieden mächtigen arenitischen bis siltitischen Lagen wie von GRUBER (2007) im Hühnersbachtal beobachtet, konnten nicht gefunden werden. Dies mag vor allem darin begründet liegen, dass der

tektonisch nicht überprägte Übergang zu Plattenkalk bzw. zu dolomitischem Plattenkalk schlecht aufgeschlossen ist.

Fazies: Die im Hauptdolomit vorkommenden Lithotypen sprechen für einen Ablagerungsraum im flachen Intertidal – ähnlich einem rezenten Wattenmeer. Geprägt wurde die Schichtenfolge 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. Der Oberste Hauptdolomit im Übergang zum Plattenkalk kam nach dem Fazieschema von FRUTH & SCHERREIKS (1982, Geol. Rundschau, 73/1) komplett im Subtidal zur Ablagerung.

Alter: 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 Raibler Schichten – und damit gleichzeitig die Basis des Hauptdolomits – konnte sequenzstratigrafisch mit dem obersten Karnium datiert werden (HORNUNG, Diss. Univ. Innsbruck, 2007). Das Hauptdolomit-Top liegt nach PILLER et al. (2004, stratigr. Tab. Österr.) am Übergang Alaunium/Sevatium und wird durch biostratigrafische Daten aus den Seefeldler Schichten Tirols gestützt (DONOFRIO et al., Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, 26, 2003).

Plattenkalk, Plattenkalk mit Dolomitbänken:

Sevatium (Oberes Norium)

Der Plattenkalk im Sinne von GÜMBEL (1861, geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes) bildet die dominierende lithologische Einheit im nördlichen Kartiergebiet und tritt dort ausschließlich als Gipfel- und Kammbildner (Schafreiter bis Lerchkogel) auf. Die leider nicht exakt kartierbare Liegendengrenze zum Hauptdolomit sollte mit den ersten mächtigen Dolomitbänken definiert werden.

Mächtigkeit: Aufgrund von diachronen, faziell fließenden Übergängen zum Hauptdolomit und einer durch Kalk-Mergel-Wechselfolgen begünstigten, engräumigen Spezialfaltung ist die maximale Mächtigkeit des Plattenkalkes nur schwer fassbar. Sie dürfte jedoch im Gebiet Schafreiter bis Stierjoch bei ca. 200 m liegen.

Lithologie: Der Plattenkalk ist in unverwittertem Zustand durch ebenbankige, hellgraue bis hellbraungraue, dichte mikritische bis sparitische Kalke (Packstones, Wackestones) gekennzeichnet. Seine Untergrenze wird mit dem Auftreten durchgängiger Kalkfolgen gezogen, die im Gegensatz zum Hauptdolomit eine eindeutige Reaktion mit verdünnter Salzsäure zeigen. Neben praktisch fossilleeren, recht homogenen, reinen, grauen Mikriten mit muscheligem, scharfem Bruch treten auch Pelite sowie filamentreiche, dunkelgraue Flaserkalke auf. Letztere vorzugsweise im oberen Abschnitt als Übergangs-Lithologie zur hangenden Kössen-Formation. Weiterhin sind Megalodonten, Bioturbation und intraformationelle Brekzien häufig.

Der Plattenkalk tritt rein morphologisch durch steilere Flankenbildung und derbere Geländeformen in Erscheinung (in Relation zum Hauptdolomit), hervorgerufen durch größere Erosionsbeständigkeit (höherer Kalkgehalt). Weiters neigt er im Gelände zu einer stellenweise intensiven Verkarstung.

Die Lithofazies-Variante „Plattenkalk mit Dolomitbänken“ (am Kamm Östliches Torjoch – Stierjoch) zeichnet sich durch die Einschaltung zahlreicher dolomitischer Horizonte aus. Diese scheinen rein optisch mit dem Plattenkalk ident, lassen sich jedoch im Gelände durch eine deutlich schwächere Reaktion mit verdünnter Salzsäure unterscheiden.

Fazies: Die Plattenkalk-Sedimentation der Lechtal-Decke erfolgte in einem zwischen Karbonat-Plattformen gelegenen Meeresbecken mit stagnierendem Wasseraustausch ohne tethyalen Wasseraustausch. Damit unterscheidet sich der Plattenkalk des Vorkarwendels vom Plattenkalk des südöstlich gelegenen Tirolikums (Region Reit im Winkl bis Schneizreuth), welcher Anklänge an offenmarine Bedingungen zeigt. Genetisch gesehen stellt der „Plattenkalk mit Dolomitbänken“ einen lateralen Übergang zwischen Hauptdolomit und Plattenkalk dar (PESTAL et al., Erl. Geol. Karte Salzburg 1:200.000, 2009), der offenbar ähnlich den Loferiten des Dachsteinkalkes und des Hauptdolomites eine gewisse wassertiefenabhängige Zyklizität erkennen lässt (CZURDA, Ber. Naturwiss.-Medizin. Ver. Innsbruck, 58, 1970).

Alter: Auch im Plattenkalk fehlen biostratigrafische Marker, weswegen eine relative Altersdatierung von dieser Seite her unsicher erscheint. Durch sequenzstratigrafische Korrelation wird als Alter das Obere Norium (Sevatium) angegeben (PILLER et al., 2004).

Kössen-Formation: Oberes Sevatium (Oberstes Norium) bis Rhaetium

Die Kössen-Formation konturiert als jüngstes triassisch-kalkalpines Schichtglied den Nordschenkel der Karwendelsynklinale. Die Vorkommen erstrecken sich in einem nahe E-W-verlaufenden Band vom markanten Einschnitt des Delpshals über Delpsbach und Baumgartenbach bis zum Jagdhaus Pletzboden. Entsprechend ihrem etwas mergelreicheren Habitus wirken die Gesteine der Kössen-Formation eher talbildend und verlaufen im Baumgartental in den untersten Hangzonen der orografisch linken Talflanke.

Bei der Bearbeitung der Kössen-Formation im Rahmen der Kartierarbeiten wurde auf die Abgrenzung von „Kössener Mergel“ verzichtet. Während diese auf deutscher Seite im Bereich des Lerchkogel-Niederlegers sehr gut auskartierbar ist, erschien eine Differenzierung im Bereich Baumgartental aufgrund mangelnder Aufschlussbedingungen nicht zielführend.

Mächtigkeit: Die Maximalmächtigkeit der Kössen-Formation lässt sich im Baumgartental mit 100 bis maximal 150 m angeben.

Lithologie: Die Kössen-Formation hat im Kartiergebiet einen in Relation zum liegenden Plattenkalk deutlich höheren Mergelanteil, was sich in durchwegs dunkleren Gesteinsfärbungen äußert. Die Abfolge kann als Wechselagerung von a) dm-gebankten, grauen bis dunkelgrauen, lokal bläulich- bis bräunlichgrauen bituminösen, mikritischen Kalken inklusive sparitverheilten Klüften, und b) fossilreichen bioklastischen Kalken (Schilllagen, zerfallene Ammoniten, Gastropoden und Brachiopoden, siehe Abb. 4) charakterisiert werden. Ein einzelner Lesefund von Kössener Riffkalk stammt aus dem Kar unter Scharfreiter und Westlichem Torjoch (*Thecosmilia chordata*, siehe Abb. 4).

Die Kössen-Formation verwittert aufgrund des etwas höheren Tongehaltes erdig-mürb und sehr tiefgründig mit auffallend rostbraunen bis ockergelben Farben. Ein weiterer, im Gelände gut erkennbarer Unterschied zum liegenden Plattenkalk sind wulstige und unruhige, oft „zerfressen“ wirkende Schichtflächen.

Das Top der Kössen-Formation wird von schwarzen, schieferigen Mergeln und rotbraun bis gelblich verwitternden Tonschiefern gebildet (Eiberg-Subformation). Letztere ist lediglich am Delpshals bzw. am Eiskönigbach aufgeschlossen und müsste ergraben werden.

Fazies: Die Kössen-Formation repräsentiert aufgrund ihrer engräumig verzahnten lithologischen Vielfalt verschiedene, vom Subtidal bis ins Intertidal reichende Ablagerungsräume mit unterschiedlicher Wasserenergetik. Nach STANTON & FLÜGEL (Facies, 20, 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 verringerte Wassertiefen an.

Alter: Die reiche Fossilführung der Kössen-Formation mit einigen Ammoniten und Conodonten macht zumindest eine annäherungsweise relative Altersdatierung möglich. BÖKENSCHMIDT & ZANKL (in: PÁLFY, J. & OZSVÁRT, P.: Guide, 5th Field Workshop IGCP 458 Projekt, 2005) fanden in der obersten Kössen-Formation am Nordhang des Scheibelbergs nahe der Steinplatte (Tirol) den Ammonit *Choristoceras marshi* und den Conodont *Misikella posthernsteini*, welche beide ins Rhätium datieren. Letzteren fand auch KRYSSTYN (mündl. Mitt., 2005) im Bereich der Kammerköralm unterhalb der Steinplatte (weitere Details siehe HORNUNG & ORTNER, in Vorb.; DOBEN, Geol. Karte Bayern 1:25.000, Blatt 8435 Fall, 1996).

Schichtenfolge Trias/Jura

Kendlbach-Formation: Oberstes Rhätium (Obertrias) bis basales Hettangium (Unterer Jura)

Die Kendlbach-Formation repräsentiert eine Art mergelegtes „Bindeglied“ zwischen vorwiegend kalkigen-triassischen und jurassischen Schichtfolgen. Die Formation stand gerade in jüngster Zeit im wissenschaftlichen Fokus, als sich unweit der südlichen Blattgrenze des Untersuchungsraumes die Trias-Jura-Grenze biostratigrafisch eindeutig nachweisen ließ (Kuhjoch: siehe u.a. HILLENBRANDT & KMENT, in: GRUBER, A.: Arbeitstagung Geol. B.-A., Achenkirch, 2011). Die beiden kleinräumigen Vorkommen im Kartiergebiet beschränken sich entsprechend der stratigrafischen Position zwischen Kössen- und Adnet-Formation (Delpshals bzw. Einmündung Eiskönigbach in den Baumgartenbach).

Lithologie: Die Basis der Kendlbach-Formation besteht aus feingeschichteten, ockergelben bis ziegelroten, glimmerführenden Ton- und Siltsteinen sowie Tonmergeln (Schattwalder Schichten), die am Delpshals allerdings ergraben werden müssten. Es folgen graue bis bräunliche Tonmergel mit cm-mächtigen Kalksandstein-Linsen (Tiefengraben-Subformation). Die eigentlich darüber liegende Breitenberg-Subformation scheint am Delpshals tektonisch abgesichert zu sein und ist nicht erschlossen.

Fazies: Die Kendlbach-Formation in ihrer Gesamtheit zeigt starke Ähnlichkeiten mit der liegenden Kössen-Formation. Jedoch indiziert die Kombination von ebenflächig ausgeprägter Bankung und das Auftreten von bis zu dm-

mächtigen Mergeln mit primär erhöhtem Gehalt an Organik eine rasche Beckenabsenkung in einem sauerstoffarmen Milieu. Während sich die Mergel aus feinen Suspensionsströmen autochthon gebildet haben, interpretieren KRAI-NER & MOSTLER (Geol.-Paläontol. Mitt. Innsbruck, 22, 1997) die Kalkbänke als biogenschuttreiche Turbidite, die auf einem distalen Abhang zur Ablagerung kamen. Foraminiferen und Echinodermaten sind dabei autochthone Biogene, Schalenschill wurde mit den Turbiditen antransportiert und stellt somit allochthones Material dar.

Alter: Die Kendlbach-Formation ist altersmäßig hervorragend und umfassend datiert. In die jüngste Zeit fallen die biostratigrafischen Untersuchungen der mittlerweile international anerkannten Trias-Jura-Grenze vom Kuhjoch / Karwendel, direkt südlich des Kartiergebietes (ÖK 118 Innsbruck, siehe u.a. HILLEBRANDT & KMENT, 2011). Die aktuelle Studie legt die Trias-Jura-Grenze in den unteren Bereich des Tiefengraben Members (biostratigrafischer Marker *Psiloceras spelae tirolicum*). Somit umfasst die Kendlbach-Formation hochtriassische und tiefjurasische Anteile.

Schichtenfolge Jura

Rotkalkgruppe: Adnet-Formation s.str.; Hierlitzkalk; Klauskalk: ? Hettangium (Unterer Jura) bis Callovium (Mittlerer Jura)

Aus kartiertechnischen Gründen werden alle im Kartiergebiet vorkommenden tiefjurasischen Tiefschwellensedimente wie Adnet-Formation s.str., Hierlitzkalk und Klauskalk zur Rotkalkgruppe zusammengefasst. Die Vorkommen im Untersuchungsraum ziehen entsprechend ihrer tektonischen Position am Nordschenkel der Karwendel-synklinale ähnlich der Kössen-Formation vom Delpshals im Westen über den Wandfuß des Baumgartenjochs und in weiterer Folge nahe des Baumgartenbaches bis zum Jagdhaus Pletzboden.

Mächtigkeit: Sowohl Adnet-Formation s.str., Hierlitzkalk und Klauskalk erreichen jeweils (geschätzte) Gesamtmächtigkeiten von bis zu 15 m.

Lithologie: Im Gelände ist die Rotkalkgruppe leicht von den über- und unterlagernden Schichtgliedern abzugrenzen, allein schon wegen der teilweise intensiven karminroten Färbung (durch feinst im Sediment enthaltenen Hämatit). Wie oben angedeutet, kann die Rotkalkgruppe lithologisch dreigeteilt werden.

a. Die Adnet-Formation s.str. bildet das unterste Schichtglied der Rotkalkgruppe und kann als basal ziegelbis karminrote, aber auch fleischfarbene bis hellrote, dünngebankte (~ 10 cm) und fossilreiche Abfolge mikritischer, bioturbater Knollenflaserkalk und -mergel charakterisiert werden. Zum Hangenden hin wechselt die Färbung von intensiven Rottönen zu hellgrauen bis leicht hellgrüngrauen Knollenkalken. Ungeachtet der Gesteinsfärbung können alle Bänke sekundär gebildete ovale bis irregulär geformte, dunkelrote bis dunkelgraue Hornsteinknollen, stellenweise ganze Hornsteinlagen enthalten. Dunkelgraue bis schwarze Fe-Mn-Krusten kennzeichnen Sedimentationsstopps. Die ausgeprägte Knollenführung kann stellenweise primär durch Subsollution (sensu FABRICUS, Int. Sed. & Petrogr. Series, 9, 1966) oder Auflast (JURGAN, Geol. Rundschau, 58, 1969), jedoch auch sekundär durch Drucklösungsvorgänge erklärt werden.

Die Bildung von Vertikal- und Horizontalstylolithen verursacht partielle Kalklösungen, die tonige Residualsedimente und meist durch Drucklösungssäume konturierte „Pseudoklasten“ zurücklassen (vgl. auch JENKYNS, Geol. Rundschau, 60, 1971). Anders als die durch Stylolithisierung entstandenen bankinternen Tonhütchen existieren den Bänken zwischengeschaltete, ebenfalls karminrote, fossilere Mergel mit Mächtigkeiten von wenigen Millimetern bis zu mehreren Dezimetern. Ganz im Gegensatz dazu führen die Knollenkalke an manchen im Blattgebiet liegenden Lokationen eine reiche Fauna, die sich meist aus Cephalopoden (Ammoniten, Belemniten und Nautiliden) und Brachiopoden zusammensetzt.

- b. Hierlitzkalk liegen über dem Delpshals im basalen Bereich als graue Crinoidenspatkalk mit Kieselnauern vor. Einzelne hellrot gefärbte Bänke können gesteinsbildend aus Crinoiden-Stielgliedern zusammengesetzt sein. Zum Liegenden treten dunkelrot gefärbte, wenig gebankte und weitgehend matrixfreie allodapische Crinoidenspatkalk auf. Sie verzahnen im Bächental mit Knollenkalken der Adnet-Formation s.str.
- c. Rote Bankkalk („Klauskalk“) bilden die mitteljurasische Fortsetzung der Adnet-Formation Knollenkalke. Der Unterschied ist fließend und im Gelände oft nicht sicher nachzuvollziehen, liegt aber in etwas höherem Mergel- und Tonanteil, einer intensiv karminroten Färbung bei gleichzeitigem Fehlen des nodularen Gefüges. Die meist dünngebankten Mergelkalke sind reich an Filamenten (*Bositra buchii*) und Hartgründen.

Fazies: Die Sedimente der Adnet-Formation s.str. sowie Klauskalk wurden vermutlich topographisch etwas erhöht als Tiefschwellenfazies mit entsprechender Mangelsedimentation bis hin zu Sedimentationsausfall (Hartgründe!) gebildet. Bohrspuren an primär gebildeten Konkretionen belegen nach JENKYNS (Eclogae Geol. Helv., 63, 1970) die Ablagerung in der photischen Zone (Wassertiefen < 200 m). Hierlitzkalk kennzeichnen Sedimente der oberen bzw. etwas tieferen Hangfazies.

Alter: Das weite Fundspektrum von Ammoniten erlaubt eine zeitliche Einstufung der „Rotkalkgruppe“ auf Kartenblatt Fall von gesichertem Sinemurium bis Callovium. HILLEBRANDT & KMENT (2011) beschreiben von der Tölzer Hütte (bereits auf Blatt 8434 Vorderriß) *Angulaticeras taurinum*, welches bereits ins Sinemurium zu stellen ist, notieren aber: „Nicht selten treten größere Konkretionen auf, die umgelagerte Ammoniten des Hettangium enthalten“ (S. 35). RAKÚS (Jb. Geol. B.-A., 136/4, 1993) datiert eine Ammonitenfauna aus dem oberen Hettangium bis unteren Sinemurium der jurassischen Überdeckung des nördlichen Steinplatte-Gebiets. Demzufolge startet die Ausbildung kondensierter Rotkalk nach einer Schichtlücke fraglicher zeitlicher Ausdehnung im untersten Jura auf Schwellenregionen – zeitgleich zur Hangfazies von Kendlbach- und Scheibelberg-Formation, bzw. zur Beckenfazies-Abfolge von Allgäu- und Sachrang-Formation.

Allgäu-Formation: Sinemurium bis Callovium

Die Allgäu-Formation baut ähnlich der Rotkalkgruppe die mittleren Hangbereiche unter Delpsjoch und Baumgartenjoch auf und zieht in einem ca. 100 m breiten Ausbiss vom Delpshals östlich bis zur Einmündung des Delpsbaches in

den Baumgartenbach. Weiter östlich verschwinden etwaige Vorkommen unter quartären Deckschichten.

Mächtigkeit: Im Baumgartental erreicht die Allgäu-Formation maximal 150 m.

Lithologie: Normalerweise ließe sich die Allgäu-Formation lithologisch in einen unteren, mittleren und oberen Abschnitt dreigliedern, die nachfolgend zwar beschrieben werden, allerdings in der Karte aus Gründen der besseren Übersicht undifferenziert ausgehalten sind.

Die Unteren Allgäu-Schichten stellen graublau bis grüngraue, plattige und splittrig brechende Kalke und Mergelkalke. Diese können Pyrit, Pflanzenhäcksel, Anzeichen von Bioturbation (Fress-, Wohn- und Spreitenbauten), sowie Filamente und lagig angeordnete dunkelgraue Kieselknauer enthalten. In die Mittleren Allgäu-Schichten schalten sich bioturbate, Schwammnadeln führende dunkelgraue Mergelschiefer ein, häufig mit der pelagischen Muschel *Bositra* sp. sowie Radiolarien („Sachrang-Formation“). Am Delpsjoch ist dieses Schichtglied nicht aufgeschlossen. Die Oberen Allgäu-Schichten (als Synonym auch „Chiemgau-Formation“ im bayerischen Raum) sind durch Zyklolithe aus grauen, dm-gebankten bioturbaten Kalken und Mergeln mit Radiolarien und Muschelschill gekennzeichnet.

Fazies: Die zuvor beschriebene Lithologie lässt auf eine typische Beckenfazies mit teilweise eingeschränkten Lebensbedingungen schließen. Zum Hang hin verzahnt die Allgäu-Formation mit synchron abgelagerten Scheibenbergkalken und der Rotkalkgruppe.

Ob das Spezialbecken der weitgehend in sauerstofffreiem Milieu abgelagerten „Sachrang-Formation“ vom Vorkommen im Bächental (BRANDNER et al., in: GRUBER, A.: Arbeitstagung Geol. B.-A., Achenkirch, 2011) weiter westlich bis ins Untersuchungsgebiet reicht, konnte am Delpsjoch und in den unzugänglichen Wänden des Massivs Delpsjoch – Baumgartenjoch nicht geklärt werden. Sie sollte jedoch theoretisch vertreten sein.

Ruhpolding-Formation: Dogger bis Kimmeridgium (Oberer Jura)

Diese auch als „Ruhpoldinger Radiolarit“ bezeichnete lithologische Einheit verläuft als schmales Band zwischen der liegenden Allgäu-Formation und der hangenden Ammergau-Formation im Kernbereich der Karwendel-Synklinale. Dementsprechend erstrecken sich Ausbisse ähnlich der Allgäu-Formation in den mittleren Hang- und Kamm-bereichen vom Delpshals bis zum Baumgartenbach.

Mächtigkeit: Die Ruhpolding-Formation dürfte im Untersuchungsgebiet lediglich 5 bis 10 m Dicke erreichen.

Lithologie: Die alternierend roten bis rotvioletten, großteils aus Radiolarien aufgebauten ebenbankigen und splittrig brechenden Kieselgesteine sowie radiolarienführende Kalke mit dünnen Tonmergellagen sind im Gelände durch ihre deutliche Gesteinsfärbung oft schon von weitem erkennbar. Insbesondere im hinteren Baumgartental zieht sich die Ruhpolding-Formation als violettes Band an der Wandbasis von Delpsjoch und Baumgartenjoch entlang. Allein schon der leichten Kenntlichkeit im Gelände wegen kann beim Ruhpoldinger Radiolarit von einem lithologischen Leithorizont gesprochen werden.

Fazies: Nach VECSEI et al. (in: HEIN, J.R. & OBRADOVIC, J.: Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions,

1989) wurde der Radiolarit mittels Bodenströmungen und low-density turbidity currents unterhalb der Aragonit-, aber meist noch oberhalb der Kalzit-Kompensationstiefe (CCD) als reine Tiefseefazies sedimentiert – im Gegensatz zu GARRISON & FISCHER (Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ., 14, 1969), die eine Ablagerung des Radiolarits unterhalb einer zeitlich generalisierten CCD annehmen (heute bei ca. 4.500 m Wassertiefe). Zur Konzentration der Radiolarien kam es wohl durch das Aussortieren von Partikeln mit hydrodynamisch gleichen Eigenschaften – Karbonatlösung ist von sekundärer Bedeutung.

Ammergau-Formation; Barmsteinkalke: Kimmeridgium (Oberer Jura) bis Valangium (Untere Kreide)

Die Ammergau-Formation als oberjurassisches Beckensediment bildet den südlichen und südöstlichen „Rahmen“ des Kartiergebietes und wirkt dort in Verbindung mit massigen, allodapischen Kalkeinschaltungen („Barmsteinkalke“) als Hauptgipfelbildner (u.a. Delpsjoch, 1.945 m; Baumgartenjoch, 1.939 m; Flachkopf, 1.410 m).

Mächtigkeit: Im Bereich Baumgartenjoch und Delpsjoch dürfte die Maximalmächtigkeit geschätzte 200 m betragen.

Lithologie: Die typische Ausbildung der Ammergau-Formation zeigt dm-gebankte, zart beige bis grünlichgrau gefärbte, dichte und splittrig brechende Radiolarienmikrite mit vorwiegend glatten Schichtbegrenzungen. Charakteristisch sind weiterhin graue bis bräunliche Kieselknauer, vereinzelt finden sich Aptychenreste, etwas häufiger erscheinen bioturbate Strukturen (Grab- und Wohnbauten von Anelliden o.ä.).

Die Nordwände von Delpsjoch bis Baumgartenjoch zeigen z.T. mächtige Einschaltungen von hellbräunlichen bis beigefarbenen allodapischen Barmsteinkalken (submarine Karbonat-Schlammströme). Die Bänke bestehen vorwiegend aus Peloidkörnern, typisch sind Kieselknauer, die sich aus der diagenetisch bedingten Auflösung von Radiolarien und Schwammnadeln generieren. Neben dem Modalbestand zeigen sie als weitere wichtige sedimentäre Charakteristika dicke, lateral schnell auslin-sende Bänke, Gradierungen und erosive Bankunterseiten.

Die Barmsteinkalke (an der Typlokalität E' Berchtesgadens eigentlich zur „Oberalm-Formation“ gehörend), wittern als Härtlinge rippen- und wandförmig heraus.

Fazies: Die Ammergau-Formation kann als typisch ozeanische Beckenfazies angesehen werden, abgelagert sowohl als Coccolithen- und Nannoplankton-Schlamm (TOLLMANN, Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums, 1976). Gemäß GARRISON & FISCHER (1969) erfolgte die Ablagerung in einer Tiefe von 3.000 bis 4.000 m (Untergrenze des Bathyals). Die kalkarenitischen Barmsteinkalke stellen Fein- und Grobbrekzien distaler Flachwasserschüttungen dar, die gemäß SPIELER (Jb. Geol. B.-A., 137, 1994) von der Hochzone des Rofengebirges im E stammen und generell von S und SE (proximal) gegen NW, N und NE (distal) geschüttet wurden.

Nomenklatur: Probleme bereitet oft die klare Abgrenzung der deutlich weiter östlich in den Nördlichen Kalkalpen auftretenden „Oberalm-Formation“. Während die Ammergau-Formation mit monotonen, meist cm- bis dm-gebankten Radiolarienmikriten eine distalere Beckenfazies darstellt, inkludiert die proximalere „Oberalm-Formation“ sehr mächtige arenitische Barmsteinkalke. Die „Oberalm-For-

mation“ in ihrer Typ-Ausbildung als dünnbankige, feinklastische und kieselige Schichtfolge tritt westlich des Untertals nicht mehr auf. Deswegen wurden im Kartiergebiet Oberalmer Schichten und Barmsteinkalke zu „Barmsteinkalken“ zusammengefasst.

Alter: Tithonium bis Berriasium (nach GARRISON, Bull. Can. Petr. Geol., 15, 1967).

Schichtenfolge Kreide

Schrambach-Formation: Valangium bis Aptium (Unterkreide)

Gesteine der Schrambach-Formation in der Kernzone der Karwendelmulde stehen lediglich nördlich Jagdhaus Pletzboden entlang der Forststraße zur Feuersingeralm an.

Mächtigkeit: Maximal 200 bis 300 m im Bächental, im Bereich des Untersuchungsraums wenige Zehnermeter. Absolutmächtigkeiten lassen sich aufgrund starker tektonischer Beanspruchung in Form von Faltung und Überschiebung schwer abschätzen.

Lithologie: Die Schrambach-Formation ist charakterisiert durch graue bis grünlichgraue, cm- bis (seltener) dm-gebankte Mergelkalke sowie siltige, weiche, blättrige Mergel. Es besteht ein allmählicher Übergang aus der liegenden Ammergau-Formation durch eine stetige Zunahme an Mergeln – die Liegendgrenze der Schrambach-Formation wurde mit dem Ausbleiben von Kieselknauern gezogen.

Fazies: Der Ablagerungsraum der Schrambach-Formation liegt nach SCHWEIGL & NEUBAUER (Eclogae Geol. Helv., 90/2, 1997) in einem karbonatisch dominierten Beckensystem. Episodisch wiederkehrende terrigene Suspensionsströme resultieren in feinklastischen Einschaltungen.

Quartär

Pleistozän

In den im Kartiergebiet kartierten glazigenen Ablagerungen handelt es sich um Lockergesteine, die während der Würm-Eiszeit sedimentiert wurden. Eine genetische Differenzierung ist nur dahingehend möglich, dass Seitenmoränenbereiche von Lokalglutschern auskartiert werden konnten. Eine Differenzierung in ältere Eiszeitstadien, die gleichfalls zur Landschaftsgestaltung beigetragen haben, erwies sich als unmöglich. Das Würm-Glazial bedeckt alle eventuell vorkommenden älteren glazigenen Sedimente. Ein würmzeitlicher Eishöchststand im Kartiergebiet kann mit den jeweils höchsten kartierten Moränenrelikten rekonstruiert werden: Gletscherschliffe sowie abgerundete Gipfformen unter bzw. am Lerchkogel (1.688 m) belegen Transfluenzen des Karwendelgletschers nach N zum Isargletscher (VAN HUSEN, Die Ostalpen in den Eiszeiten, 1987). Hinzu kommen glazigene Hinterlassenschaften von Lokal eis von deutlich geringerer Ausdehnung (Oberstes Baumgartental bis Einmündung Delpsbach in den Baumgartenbach).

Fernmoräne kalkalpin: Würm

Eine Fernmoräne definiert sich durch den Gehalt an ortsfremden, „exotischen“ Geröll von Lithologien, die von keiner im Untersuchungsgebiet oder in unmittelbar benachbarten Regionen vorkommenden stratigrafischen Einheiten stammen. In keinem der kartierten Vorkommen fanden sich kristalline, sondern ausschließlich kalkalpine Komponenten. Da einige der Geschieben-Lithologien jedoch im Untersuchungsgebiet nicht vertreten sind, wurde

der obige Begriff geprägt, um eine Differenzierungsmöglichkeit zum reinen Lokalglutschers zu erreichen.

Die wesentlichen Vorkommen von o.a. Moränenresten bedecken die unteren Hangbereiche des Baumgartentals bis zur östlichen Gebietsgrenze.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten sind aufgrund des überdeckten prähwürmeiszeitlichen Reliefs sehr unterschiedlich: Ausgehend von einem bis wenigen Metern dürften an den unteren Hängen des Baumgartentales maximale Werte von bis zu 20 m erreicht werden.

Lithologie: Bei beinahe allen kartierten Fernmoränen-Vorkommen handelt es sich um ein matrixgestütztes Gefüge (Matrix: gU bis fS) mit eingestreuten größeren Komponenten, es liegt also eine Mischung aus größtenteils subglazial unter dem Eisstrom abgelagerter Grundmoräne und eingestreuter Obermoräne vor (Definitionen siehe SCHREINER, Einführung in die Quartärgeologie, 1997). Durch den damit verbundenen hohen Überlagerungsdruck, der auf die Moräne wirkte, wurde der ursprüngliche Wassergehalt stark minimiert und hoch verdichtete wie stark konsolidierte Sedimente geschaffen. Durch den primär großen Anteil an tonig-schluffigen Feinmaterialien (= Matrix) war eine sekundäre Wasseraufnahme nicht mehr möglich, weswegen sich das Lockergestein heute überkonsolidiert zeigt.

Alle kartierten Moränen-Vorkommen des zentralen Baumgartentals bis hinauf in die Kammregionen unter Lerchkogel und Trogenköpfl zeigen ein weitgestreutes Spektrum kalkalpiner Lithologien, auch solche, die im Untersuchungsgebiet nicht direkt anstehen (z.B. Reiflinger Kalke, Raibler Kalke, Wettersteinkalk, Steinalmkalk).

Im frischen Zustand zeigt die schluffig-tonige Matrix des Moränenmaterials eine hellgraue bis hellblaugraue Färbung, die im verwitterten Zustand jedoch eine hellbraune bis hellockerfarbene Tönung annehmen kann. Die enthaltenen Komponenten sind überwiegend schlecht gerundet bis angerundet. Ihre Größe ist sehr variabel, wobei der Durchschnitt zwischen 5 und 15 cm liegt. Einzelne Blöcke mit Kantenlängen von 50 cm und mehr sind selten. Durch den glazialen Transport entstandene gekritzte Geschiebe finden sich relativ häufig, sind jedoch, je nach Verwitterungsgrad der Komponenten, oftmals schwer zu erkennen.

Morphologie: Abgesehen von sekundären Merkmalen wie feuchten, teilweise sumpfigen Almwiesen (z.B. Ochsentalalm-Niederleger, Nonnenalm), oft dichtem Bestand mit Niederwuchs (Haselnuss und Birke) sowie feuchtliebenden Pflanzen (Schachtelhalme und Farne) haben sich im Arbeitsgebiet keine primären Morphologie-Merkmale erhalten können.

Alter: Alle kartierten Fernmoränen gehören dem Würm-Glazial an, dessen Maximum vor etwa 22.000–21.000 Jahren vor heute datiert wurde. Der Beginn des Würm-Spätglazials wird bei ca. 16.000 Jahren vor heute angesetzt (DOPPLER et al., Quaternary Science, 60/2/3, 2011).

Moräne (Lokalmoräne): Würm-Hochglazial bis Würm-Spätglazial

Im Kartiergebiet waren einzig im oberen Baumgartental direkt unter dem Delpshals die Bedingungen für die Ausbildung für Lokalglutschers gegeben – ausreichende Höhenlage über dem Ferneisstromnetz sowie Firnansammlung. Der „Delpsgletscher“ hatte seine Hauptnährgebiete im Kar unter Baumgarten- und Delpsjoch südöstlich des Schafreiters und floss sowohl dem heutigen Verlauf des Delpsbaches nach SE hin zum Karwendelgletscher, als auch

über die Einsattelung des Delpssees als „Krottenbachgletscher“ ins gleichnamige Tal auf bayerischer Seite ab (vgl. HORNING & GRUBER, in Vorb.).

Mächtigkeit: Sie liegt im Bereich von wenigen Metern bis maximal 20 m und damit höchstwahrscheinlich unter jener von Fernmoränen im Blattgebiet.

Lithologie: Lokalmoränen lassen sich im Kartiergebiet gegenüber Fernmoränen durch das ausschließliche Führen von im unmittelbaren Umfeld anstehenden Lithologien abgrenzen. Die Lokalmoränen im Obersten Baumgartental setzen sich beinahe ausschließlich aus Schichten der Ammergau-Formation und untergeordnet Ruhpoldinger Radiolariten sowie Gesteinen der Rotkalkgruppe zusammen.

Morphologie: Flache Seiten- und Endmoränenwälle verschiedener Rückzugsstadien des Delpsgletschers haben sich rund um den Delpsee und auf Höhe der Delpsalz unter dem Baumgartenjoch erhalten. Sowohl anhand der Talmorphologie des Hochkares zwischen Baumgartenjoch und Westlichem Torjoch, als auch anhand der unterschiedlichen Vegetation lässt sich zumindest eines der jüngeren Rückzugsstadien recht gut erahnen. Ein deutlicher Geländeknick in beidseitigen Schutthängen korreliert mit einem auffallenden Latschenbewuchs, der vermutlich in einer von Hangschutt überdeckten Moräne als Wasserstauer begünstigt wird.

Eisstauschotter: ?Frühes Hochwürm bis Spätglazial

An der Mündung des Eiskönigbaches in den Baumgartenbach unweit E' des Jagdhauses Pletzboden hat sich ein Vorkommen von Eisstauschottern erhalten. Dieses datiert vermutlich auf die Frühphase der Hauptvereisung im Hochwürm zurück, als Nebentäler wie das Eiskönigtal beim Vorstoß des Baumgartengletschers zeitweilig mittels Seitenmoränen abgeriegelt wurden. Das Vorkommen liegt als terrassenähnlicher Körper beidseits des Zwickels beider Bäche über würmzeitlichen Grundmoränen und grenzt zum Baumgartenbach an eine Felsbarriere aus Kössener Schichten und tiefjurassischen Rotkalken.

Mächtigkeit: ca. 10 bis 15 m.

Lithologie und Morphologie: Das benannte Vorkommen unterscheidet sich gegenüber Moränenresten in seiner relativen Gleichkörnigkeit (Sande und Kiese) bei gleichzeitigem Fehlen einer Ton- und dem seltenen Auftreten einer Schluff-Kornfraktion. Damit zeigt es mit unreifen Sanden und Grobkiesen eine deutlich erhöhte Homogenität und darüber hinaus eine durch Korngrößenvariationen hervorgerufene (subhorizontale) Schichtung. Wie bereits oben angedeutet, besteht ein Onlap zur unterlagernden Moräne, der jedoch nicht direkt erschlossen ist. Die Grundmoräne selbst ist im Eiskönigbach sowie an der Fahrstraße am orografisch rechten Hang zur im Schotterkörper gelegenen Kiesgrube aufgeschlossen. Die leicht nach NE zum Baumgartenbach abfallende, 40 m über heutigem Bachniveau liegende Oberfläche der Eisstauschotter, die Eintiefung eines Trockentales sowie die Imbrikationsgefüge sprechen für eine Ablagerung des Terrassenkörpers durch den Eiskönigbach.

Fazies: Die Zusammensetzung der beschriebenen Sedimente, ihre stratigrafische Position zu anderen quartären Ablagerungen wie Moränen inklusive Onlap, weiters eine deutlich Terrassen-Oberfläche zeigen klar eine glazilakustrine Genese als Eisrandsedimente und/oder Eisstauseimente an.

Holozän

Schuttkegel: Holozän

Schuttkegel und/oder Schuttfächer sind ein häufig auftretendes Morphologie-Merkmal des Kartiergebietes. Sie bedecken einerseits die Hochkare wie unter Delp- und Baumgartenjoch, andererseits reichen sie als einzelne Schuttkegel an beiden Hangseiten bis in die Niederungen des Baumgartentales hinab.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Schuttkegel und -fächer liegt für gewöhnlich im Meterbereich, kann jedoch wie bei den größten Arealen im Hochkar unter Baumgartenjoch und Delpsjoch auf geschätzte 20 m und mehr anwachsen.

Lithologie / Morphologie: Die Schuttkegel setzen sich ausschließlich aus unsortiertem und nicht bis allenfalls sehr schlecht gerundetem Lokalmaterial zusammen. Besonders die leicht erodierbare Ammergau-Formation neigt zur Ausbildung weitläufiger Schuttfächer (Baumgartenjoch, Delpsjoch).

Hangschutt, Hangschutt blockreich sowie geringmächtige Hangschuttdecke: Holozän

Die Akkumulation von Schuttmassen ist an den Flanken der höheren Gebirgszüge des Kartiergebietes wie Schuttfächer vor allem im Hochkar unter Delpsjoch und Baumgartenjoch verbreitet. Dort ist auch eine gute Gradierung von feineren zu gröberen Bereichen mit Blockschutt (mit reichlichen Komponentendurchmessern von mehr als 20 cm) vom Wandfuß bis zur Karbasis zu beobachten.

Mächtigkeit: Sie liegt für gewöhnlich im Bereich von wenigen Metern, kann jedoch am Hangfuß von Hochkaren auch 20 m und mehr betragen.

Lithologie: Die Lithologie der Schuttfelder wird durch das lokal Anstehende unmittelbar beeinflusst, das Korngrößen-Spektrum und der Habitus der Schuttbestandteile wiederum von den rheologischen Eigenschaften der betreffenden Lithologie. So neigt beispielsweise Plattenkalk zu tafeligem bis blockigem Detritus, die Ammergau-Formation produziert eher kleinstückigen Schutt.

Schuttablagerungen auf erkennbarem Untergrund mit Mächtigkeiten von weniger als 70 cm wurden in der geologischen Karte mit einer eigenen Übersignatur „Hangschuttdecke“ versehen.

Anmoor bis humusreiche Böden: Holozän

Lediglich im Bereich des Delpssees liegen ausgesprochen vernässte bis anmoorige Bereiche, letztere mit humusreichen Böden vor. Größere, zusammenhängende Areale fehlen. Die Mächtigkeiten von Anmoor bzw. humusreichen Böden betragen höchstwahrscheinlich wenige Dezimeter.

Auenscotter, Talfüllung: Holozän

Das Baumgartental ab Mündung Delpsbach ist mit Fluss-, Bach- und Überschwemmungs-Ablagerungen aufgefüllt, die z.T. den rezenten Talboden bilden.

Mächtigkeit: Es können lediglich Abschätzungen der Gesamtmächtigkeit gegeben werden, die sich bei ca. 10 m im Bereich Pletzboden belaufen dürften.

Lithologie: Die Zusammensetzung der Ablagerungen ist einerseits von den lithologischen Gegebenheiten des Einzugsgebietes, andererseits von der Oberflächenmorphologie und der Transportkraft des Wassers abhängig. Demzufolge differieren die Ablagerungen von Kiesen über Sande bis hin zu Schluffen. Strömungsbedingte Einrege-

lungen von Komponenten in Kies- und Steingröße sind häufig.

Terrassenrand oder Erosionskante: Holozän

Die augenscheinlichsten und gleichzeitig einzigen „Terrassenränder“ zeigt das Eisstauschotter-Vorkommen an der Einmündung des Eiskönigbaches in den Baumgartenbach. Daneben sind vor allem in Moränenresten durch perennierende und periodisch fließende Bäche mehr oder weniger tief eingeschnittene Erosionsrinnen unterschiedlicher Breite zu beobachten.

Künstliche Ablagerungen (Damm bzw. Halde): Industriezeitalter

Einzig der westlichste Teil der Deponie von Aushubmaterial des TIWAG-Stollens und Seeaushubmaterial vom Speicher Pleziboden zählt zu den anthropogen verursachten Ablagerungen des Untersuchungsgebietes.

Massenbewegungen

Rutschmassen

Der methodische Verschnitt aus Geländearbeit und Interpretation digitaler Geländedaten (frei zugängliche DGM-Daten aus TIRIS) resultierte in einer flächendeckenden Überarbeitung von Massenbewegungen. Über den gesamten Untersuchungsbereich konnten so Rutschmassen lokalisiert werden, die einerseits im Gelände als solche ohne weiteres einsehbar waren, sich andererseits aber auch in unzugänglichem Terrain befanden, so z.B. in den steilen, felsdurchsetzten Waldfluchten am orografisch linken Hang des Baumgartentals. Insbesondere dort machen Vegetation bzw. Überdeckung mit Schutt und Humus, vor allem aber die fehlende Perspektive im Gelände eine großräumige Einsicht unmöglich. Die Feldarbeit gestattete dort – wenn überhaupt – nur die punktuelle Erhebung von Massenbewegungs-Anzeichen (z.B. Nackentälchen, Abrisskanten, Sackungsmassen, Säbelwuchs, etc.).

Die meisten Rutschungen bzw. Gleitungen im Festgestein werden durch die Gesteinslagerung im Nordschenkel der Karwendelmulde verursacht: das generelle Südfallen der Schichten und die strikte Südexponiertheit der Hänge unter Stierjoch und Östlichem Torjoch resultieren in einer hangparallelen Schichtung von Plattenkalk und Kössener Schichten, die oftmals im ebenflächig gebankten und zudem von Mergelfugen durchsetzten Plattenkalk kleinräumige Gleitschollen hervorbringt. Eine ähnliche Situation zeigt die Südabdachung von Delpsjoch und Baumgartenjoch, jedoch hier in Gesteinen der Ammergau-Formation.

Größere Massenbewegungskörper finden sich einerseits unter Schafreiter und Westlichem Torjoch, wo ein augenfälliger Plattenkalk-Blockstrom den Kargrund erreicht

und vor allem im Gelände morphologisch erhaben deutlich sichtbar ist. Lockergesteinsbegründete Rutschmassen zeichnen die moränenbesetzten Hänge in Talnähe aus, so im Bereich der Ochsentalm und Nonnenalm.

Tektonischer Bau

Das gesamte Kartiergebiet liegt zur Gänze im Nordflügel der Karwendel-Synklinale, einer großtektonischen Struktur, die sich von der Region Mittenwald durch das Karwendel und das nördliche Rofan-Massiv zieht und letztendlich östlich der Achentaler Überschiebung in der Thiersee-Synklinale ihre Fortsetzung bis ins Unterinntal findet.

Der Nordschenkel der der Einengungsrichtung entsprechend nordvergente Karwendelmulde ist gekennzeichnet durch ein generelles Südfallen der Schichten, wobei das Streichen nicht strikt E–W-gerichtet erscheint, sondern flexurelle Verbiegungen in WNW- und ESE-Richtung vor allem im Oberen Baumgartental anhand des Ausbisses geringmächtiger jurassischer Einheiten offensichtlich sind.

Sowohl der schluchtartige Durchbruch der Dürrach im mittleren Bächental nach N zum Sylvensteinspeicher, als auch der Sattel zwischen Westlichem Torjoch und Stierjoch erlauben Einblicke in den internen strukturellen Aufbau des Nordschenkels an zwei Punkten:

- a. Im Bereich Dürrach–Durchbruch besteht die bereits in GRUBER (2007) erwähnte E–W-streichende Aufschiebung von Hauptdolomit auf Plattenkalk mit Bewegung der Hangendscholle nach N. Aus diesem Grund reicht der Hauptdolomit bis etwa 1.550 m Seehöhe hinauf, erreicht auf der anderen Seite (Blatt 88 Achenkirch) jedoch gerade 1.250 m. GRUBER (2007) erklärt dies mit der lateralen Einengung der Überschiebung westlich der Dürrach und dem Achsenabtauchen nach ENE bis ESE: noch unter dem Kote 1.602 m grenzt Hauptdolomit zumindest in einem Teilbereich ungestört an Plattenkalk.
- b. Vom Westlichen Torjoch und Schafreiter lassen sich in der Stierjoch-Westwand im Plattenkalk zahlreiche Spezialfaltungen mit nordwärts durchscherten Achsen beobachten, die jedoch den unterlagernden Hauptdolomit nicht zu betreffen scheinen. Dies liegt einerseits in der deutlich erhöhten tektonischen Mobilität von dünn- bis mittelbankigen Kalk-Mergel-Wechselfolgen des Plattenkalks in Relation zum rigideren Hauptdolomit, andererseits natürlich in der fortschreitenden N-gerichteten Einengung, Faltung und Steilstellung der bereits an der Dürrach beobachteten Aufschiebungsstruktur.

Blatt 102 Aflenz Kurort

Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Gebiet zwischen Gsolltörl – Ilgner Alpl und Fölz auf Blatt 102 Aflenz

GERHARD BRYDA

Im Sommer 2010 wurden die im Jahr 2008 begonnenen Arbeiten in der Aflenzener Trias der Mürzalpen-Decke im Bereich der Westflanke des Feistringgrabens fortgesetzt und

die bisherigen Ergebnisse im Rahmen einer gemeinsamen Exkursion mit Richard Lein (Department für Geodynamik und Sedimentologie der Universität Wien) und Leopold Krystyn (Institut für Paläontologie der Universität Wien) diskutiert.

Zusätzlich wurde die Ostflanke des Bergzuges zwischen Gsolltörl – Ilgner Alpl – Rusteck bis zum Fölzbach (Kote 690 m. ü. A.) geologisch neu aufgenommen.