

Die Eiszunge zog sich immer mehr in die Südwestseite des Kars zurück und ließ eine mächtige Bedeckung aus Ausschmelzmoräne zurück. Das Eis der letzten spätglazialen Gletscherstände erodierte diese Ablagerungen, wodurch die heutige steile und hohe Böschung entstand. Östlich des Saissköpfls sind geringmächtige, spitz zulaufende Endmoränenwälle zu sehen, in deren Vorfeld eine kleine Sanderfläche angelagert ist.

Versuch einer zeitlichen Einordnung

Die Seitenmoränenwälle, welche den Talschluss im Lali-derer Tal auskleiden, sind aufgrund ihrer Höhenlage und der deutlichen Staffelung des rechtsseitigen Walles wahrscheinlich dem Egesen-Stadium zuzuordnen.

Auch die gestaffelten Wälle im Johannestal sind dem Egesen-Stadium zuzuordnen. Ihre wesentlich größere Mächtigkeit bzw. Ausdehnung bis zum Kleinen Ahornboden verdanken sie vermutlich der Bedeckung mit Bergsturzmaterial.

Bericht 2012 über geologische und strukturgeologische Aufnahmen im Karwendelgebirge auf Blatt 2223 Innsbruck und auf Blatt 2217 Hinterriß

SINAH KILIAN
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das in den Sommermonaten 2012 im Rahmen der Neuaufnahme des UTM-Blattes 2223 Innsbruck und im Rahmen einer strukturgeologischen Dissertation im Maßstab 1:10.000 kartierte Gebiet, liegt in den westlichen Nördlichen Kalkalpen, im Karwendel. Das Arbeitsgebiet umfasst den Nordabfall im Mittelabschnitt des Karwendel-Hauptkammes und erstreckt sich von der Moserkarspitze (2.533 m) im Westen bis zur Fiechterspitze (2.299 m) im Osten. Kartiert wurden die Nordwände zwischen den genannten Bergen, das Gebiet rund um das Ladizköpfl (1.920 m), der Bereich südlich des Gamsjoches (Gumpenspitze, 2.176 m und Teufelskopf, 1.978 m), der Bereich rund um die Binsalm inklusive Hahnkampl (2.080 m) sowie das Gebiet nördlich der Lamsenjochhütte, welches das Schafjöchel (2.157 m) und den Rauhen Knöll (2.278 m) umfasst. Während von der Verfasserin dieses Berichtes vorwiegend die Festgesteine und die tektonischen Strukturen kartiert wurden, nahm Katrin BÜSEL zeitgleich und teils überlappend die quartären Sedimente und die Massenbewegungen auf.

Stratigraphischer Überblick und Gesteinsbeschreibung

Die sedimentäre Abfolge der Festgesteine des Arbeitsgebietes reicht von der Reichenhall-Formation (Mitteltrias, Anisium) bis zur Schrambach-Formation (Unterkreide). Nachfolgend werden die einzelnen Formationen anhand des Geländebefundes beschrieben.

Triassische Schichtfolge

Reichenhall-Formation (Anisium)

Die Reichenhall-Formation besteht aus mittelgrau verwitternden, im cm- bis dm-Abstand unregelmäßig, aber gut

gebankten Kalken und Dolomiten sowie aus ockerfarbenen mächtigen Rauwacken, die meist im Verband mit den Kalken stehen. Von H. ORTNER wurden nahe dem Kern der Gamsjoch-Antiklinale Rauwacken in Form von Brekzien beobachtet, in denen Klaster und Schollen gebankter Kalke vorkommen. Im Anschlag sind die Kalke der Reichenhall-Formation häufig schwarz und glitzern aufgrund der Rekristallisation stark. Auch findet man häufig eine poröse Struktur vor. Zudem treten auch Dedolomite auf. Bei den Dedolomiten handelt es sich um weißliche, sandige Lagen, die leicht zerbrechen und die eine zellenartige Struktur aufweisen. Im Bereich der Deckengrenze Inntal-Lechtal-Decke ist die Reichenhall-Formation zum Teil tektonisch extrem stark zerlegt, sodass keine Schichtung mehr messbar ist. Die Reichenhall-Formation tritt ausschließlich im Hangenden der Deckengrenze, an der Basis der Inntal-Decke, auf.

Virgloria-Formation (Anisium)

Bei der Virgloria-Formation handelt es sich um mittelgrau bis gelblich verwitternde Kalke, die im Anschlag dunkelgrau sind. Die Virgloria-Formation ist im dm-Bereich gebankt. Unterhalb der Gumpenspitze (Westseite des Engtales) treten lokal strukturlose gebankte schwarze Kalke auf, die nach R. BRANDNER mit der Annaberg-Formation der östlichen Nördlichen Kalkalpen (Literatur siehe LEIN et al., J. of Alp. Geol., 54, 471–498, 2012) vergleichbar sind. In der hier beschriebenen geologischen Manuskriptkarte wurde dieses anisische Schichtglied jedoch aufgrund der im Detail und lateral schwer aushaltbaren Unterscheidungen nicht berücksichtigt. Im trockenen Anschlag und auf den Schichtflächen sind häufig Crinoiden zu sehen. Aufgrund abschnittsweise häufig auftretender Bioturbationsspuren (Wühlspuren) in den Kalken spricht man im Zusammenhang mit der Virgloria-Formation auch von „Wurstelkalken“. Die Abgrenzung der Reichenhall-Formation zur Virgloria-Formation ist wegen fließender lithologischer Übergänge und Unzugänglichkeit der Aufschlüsse häufig schwierig vorzunehmen. Nach TOLLMANN wird „als Obergrenze des Komplexes der Reichenhaller Schichten ... in den Tiroler Kalkalpen ein crinoidenreicher Kalkhorizont angesetzt“ (TOLLMANN, Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums, 1976b: 69). Nachdem sowohl in der Reichenhall-Formation als auch in der Virgloria-Formation Wühlspuren sowie Crinoiden zu finden sind, wurde im vorliegenden Fall ein anderes Unterscheidungskriterium festgelegt: Ab dem Auftreten der letzten Rauwacken der Reichenhall-Formation wird die Virgloria-Formation kartiert. Die Virgloria-Formation tritt ausschließlich im Hangenden der Deckenüberschiebung, in der Inntal-Decke auf.

Steinalm-Formation (Anisium)

Die erste Karbonatplattformentwicklung im Anisium mit riffähnlichen Wachstumsstrukturen wird durch den Steinalkalk repräsentiert. Es handelt sich dabei um massige helle Kalke, die voll von Dasycladaceen sind (TOLLMANN, Der Bau der Nördlichen Kalkalpen, 1976a). Der Steinalkalk verzahnt mit der Virgloria-Formation und kann jeweils an der Basis der bioturbaten Bänke („Wurstelkalke“) vorkommen. Im Arbeitsgebiet treten in der Virgloria-Formation immer wieder massigere Kalkbänke auf, diese zeigen jedoch weder eine hellere Farbe, noch handelt es sich dabei um Algenkalke. Erst am Top der Virgloria-Formati-

on findet man den Steinalmkalk im engeren Sinn, mit einer Mächtigkeit von 5–10 m. In diesem Bereich handelt es sich um einen hellen, wolkig strukturierten Kalk. Oft liegt die Steinalm-Formation in Form von Schuttkalken vor, am häufigsten treten Crinoidenschüttungen oder Encrinite auf (vgl. RÜFFER & ZAMPARELLI, *Facies*, 37, 115–136, 1997; NITTEL, *Geo. Alp*, 3, 93–145, 2006). Dasycladaceen konnten im Steinalmkalk des Untersuchungsgebietes nicht gefunden werden. Der Steinalmkalk ist aufgrund seiner Verbreitung in den Nordwänden des Arbeitsgebietes zumeist schwer zugänglich. Ausgehend von den kartierten Bereichen ist jedoch anzunehmen, dass dieser durchgehend über der Virgloria-Formation auftritt. Östlich der Barthspitze war der Steinalmkalk an keiner Stelle zugänglich und konnte daher nur von der Ferne kartiert werden. Daher wurde ab hier nach Osten bis zur Fiechterspitze der Steinalmkalk nur noch als strichlierte Linie in der Karte dargestellt. Im Bereich der Gumpenspitze ist die klare Abgrenzung des Steinalmkalkes zu den anderen Formationen auf Grund der Aufschlussverhältnisse und der Zugangsmöglichkeiten schwierig. Ein durchgängiger, klar abgrenzbarer Steinalmkalk war nicht kartierbar, weswegen auch hier in der Karte nur eine strichlierte Linie gezeichnet wurde.

Reifling-Formation (Anisium–Ladinium)

Bei den Reiflinger Knollenkalken handelt es sich um hellgrau anwitternde, dünnbankige Kalke mit Kieselknauern. Im Anschlag sind diese dunkel. Mit der Lupe sind in den Mikriten meist Filamente erkennbar. Die Reifling-Formation verzahnt im Untersuchungsgebiet mit dem Wettersteinkalk (beispielsweise an der Westseite des Engtales unterhalb des Gamsjochs). Es kommt häufig zur Einschüttung von Flachwasserdetritus der Wetterstein-Plattform in die Beckensedimente der Reifling-Formation und damit zu einer Wechselfolge von Knollenkalken und m-dicken Kalkdetritusbänken. In diesen Abschnitten sind auch die Knollenkalke selbst reich an arenitischem Flachwasserdetritus. Dieser Verzahnungsabschnitt wird von NITTEL (2006) als Seegruben-Member der Reifling-Formation bezeichnet. Gelegentlich nehmen die Schüttungen so überhand, dass die Knollenkalke vollkommen zurücktreten.

Die Reifling-Formation ist, wie die meisten anderen mitteltriassischen Gesteine, nur in der Inntal-Decke zu finden. Die Reifling-Formation wird im Arbeitsgebiet nach Osten mächtiger und keilt nach Westen im Bereich des Enger Grundes aus, bzw. wird die Mächtigkeit auf eine Schichtfuge reduziert. Erst nordöstlich unterhalb der Westlichen Moserkarspitze (Sauissköpfl) ist die Reifling-Formation wieder deutlich mächtiger ausgebildet. Von weitem erkennt man dies bereits am Zurückwittern der Wand.

Wettersteinkalk (Anisium–Karnium)

Der Wettersteinkalk ist neben dem Hauptdolomit der Hauptfelsbildner in den westlichen Nördlichen Kalkalpen. Im Arbeitsgebiet baut der Wettersteinkalk vor allem den mächtigen Karwendel-Hauptkamm und dessen gewaltige Nordwände auf. Dieser erreicht dort eine Mächtigkeit von ca. 800 bis 1.000 m. Der Wettersteinkalk kommt fast nur in der Inntal-Decke vor. Zusätzlich findet man am Fuße der Fiechterspitze auch in der liegenden Einheit, Lechtal-Decke (nach bisherigem Verständnis), Wettersteinkalk, auf welchen, durch eine Abschiebung getrennt und unter Ausfall der Raibler Schichten, Hauptdolomit folgt. Im Gelände handelt es sich um massige oder undeutlich gebankte,

helle Kalke. Im Anschlag sind diese hellgrau bis mittelgrau, zum Teil sind die Kalke auch leicht rosa gefärbt. Zusätzlich sind die Kalke voll von Klasten zerbrochener Rifforganismen. Die Oberfläche des Wettersteinkalkes ist häufig verkarstet. Der Wettersteinkalk verwittert weißgrau. In den steilen Nordwänden des Arbeitsgebietes kann man östlich des Hohljochs und am Westrand des Hochglückkars nach Süden fallende Klinoförmigkeiten erkennen. Dies deutet darauf hin, dass der im Arbeitsgebiet vorkommende Wettersteinkalk nur in Vorriffzonen vorliegt.

Nordalpine Raibler Schichten (Karnium)

Bei den Nordalpinen Raibler Schichten handelt es sich um eine Wechselfolge aus Karbonaten, Rauwacken, Schiefer-tonsteinen und Sandsteinen. Im Arbeitsgebiet existiert keine vollständige Abfolge, es wurden nur am Lunstsattel und östlich oberhalb des Binsalm-Hochlegers Schiefer-tone vorgefunden, welche diesem Schichtglied zugeordnet werden können. Es handelt sich dabei um Tonschiefer, denen grobkörnige Sandsteine bzw. Kalke zwischengeschaltet sind. Im Bereich des Lunstsattels fungieren diese vermutlich als Wasserstauer, da hier ausgedehnte Vernäsungen zu beobachten sind.

Hauptdolomit (Norium)

Der Hauptdolomit wird dreigeteilt, in den Unteren, den Mittleren und den Oberen Hauptdolomit (MÜLLER-JUNGBLUTH, *Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomits der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol*, in: *Festband des Geol. Instituts, 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck*, 255–308, 1971; DONOFRIO et al., *GPM Innsbruck*, 26, 91–107, 2003). Im Gelände konnte diese Untergliederung nicht angewendet werden, lediglich unterhalb der Drijaggenalm konnte der Mittlere Hauptdolomit kartiert werden. Im Gelände handelt es sich um bräunlich bis grau verwitternde, gut gebankte Dolomite. Im Anschlag sind diese schwarz bis dunkelgrau, stark bituminös und brausen nicht mit Salzsäure. Die Bankdicke variiert im cm- bis dm-Bereich. Einzelne Bänke zeigen eine deutliche Lamination, was auf das Fehlen von Bioturbation hindeutet. Der Mittlere Hauptdolomit unterhalb der Drijaggenalm ist kalkig, dünnbankig, im Anschlag schwarz und stark bituminös und wechselagert mit Dolomitbänken. Diese lithologische Ausbildung entspricht jener der Seefeld-Formation. Der Hauptdolomit erreicht in den westlichen Nördlichen Kalkalpen, beispielsweise an der westlichen Nordkette, eine Mächtigkeit von teilweise über 2.000 m (TOLLMANN, 1976b; BRANDNER & POLESCHINSKI, *Jahresber. Mitt. oberrhein. Geol. Verein*, N.F. 68, 67–92, 1986). Die Mächtigkeit im Arbeitsgebiet konnte anhand der Kartierung nicht festgestellt werden, da diese durch die Deckenüberschiebung oder durch das erosive oder strukturelle Fehlen der stratigraphischen Ober- und Untergrenze bedingt ist. Die größte Mächtigkeit ist im Bereich des Rauhen Knöll zu finden, hier beträgt sie ca. 800 m. Der Hauptdolomit tritt im Kartierungsgebiet ausschließlich im Liegenden der Deckenüberschiebung, in der Lechtal-Decke (nach TOLLMANN, 1976a) auf.

Plattenkalk (Norium)

Der Plattenkalk stellt in manchen Bereichen den Übergang vom Hauptdolomit in die Kössen-Formation dar. Es handelt sich dabei um eine Wechselfolge aus dunklen, teils bituminösen und bioturbaten Kalken und Dolomiten. In den Kalkbänken des Plattenkalkes können auch bereits Muschelschillagen vorkommen. Die Abgrenzung zur Kössen-Formation ist in manchen Bereichen unklar.

sen-Formation wurde für diese Kartierung mit den letzten Dolomitbänken gezogen. Das eigentliche Unterscheidungskriterium ist jedoch die Mächtigkeit der Mergel, die genaue Abgrenzung wird von R. BRANDNER und A. GRUBER noch diskutiert. Zieht man die Mächtigkeit der Mergel als Unterscheidungskriterium heran, würde die Mächtigkeit des Plattenkalkes in manchen Bereichen zunehmen. Der Plattenkalk tritt im Liegenden der Deckenüberschiebung (Lechtal-Decke) auf.

Kössen-Formation (Rhaetium)

Die Kössen-Formation ist charakterisiert durch eine Wechselfolge von Kalken und Mergeln bzw. Tonschiefern, wobei die Kalkbänke Bankdicken im dm-Bereich aufweisen, die Mächtigkeit der Mergellagen jedoch stark variiert. In einigen Bereichen können die für die Kössen-Formation typischen Muschelschilllagen (Schilltempestite) in den Kalkbänken erkannt werden. Auch im Anschlag sind häufig Muschelschalen zu sehen. Die Verwitterungsfarbe der Kössen-Formation ist meist mittelgrau und die Kalke zeigen häufig gelbe Beläge, die von den Mergellagen stammen. Die Schichtoberflächen der Kössen-Formation sind meist wellig bis knollig. In weiten Teilen des Gebietes handelt es sich bei der Kössen-Formation um schwarze, bituminöse Mudstones ohne zwischengeschaltete Mergellagen. Wie bereits erwähnt könnte man diese vielleicht auch dem Plattenkalk zuordnen, allerdings wurde vor dieser Kartierung festgelegt, dass mit dem Ende der Dolomitbänke im Plattenkalk die Kössen-Formation kartiert werden sollte. Die Kössen-Formation tritt im Liegenden (Lechtal-Decke) der Deckenüberschiebung auf. Im Bereich des Lallidersalm-Niederlegers ist die Kössen-Formation die stratigraphisch tiefste Einheit. Im restlichen Kartiergebiet liegen unter der Kössen-Formation der Plattenkalk, sowie der Hauptdolomit.

Oberrhätalk

Beim Oberrhätalk handelt es sich um einen Riffkalk, der bis zu 200 m mächtig werden kann und mit den Kössener Schichten als Beckenfazies verzahnt (TOLLMANN, 1976b). Die Kalke sind hellgrau bis gelblich-weiß, dickbankig und massig. Der Oberrhätalk scheint hier in den meisten Bereichen tektonisch zu fehlen. Nur unterhalb der Binsalm ist dieser anstehend aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um hellgraue, massige Kalke, die viel Riffschutt enthalten. Die Mächtigkeit erreicht im kartierten Gebiet max. 10 m. Der Oberrhätalk findet sich im Liegenden (Lechtal-Decke) der Deckenüberschiebung.

Jurassisch-kretazische Schichtglieder

Die „Jungschichten“ beschränken sich auf die liegende Einheit der Deckenüberschiebung und kommen demnach in der Lechtal-Decke vor.

Die Schichtmächtigkeiten entsprechen nicht den zu erwartenden Mächtigkeiten und sind meist stark reduziert. Häufig ist die gesamte Schichtfolge im Bereich weniger Meter aufgeschlossen.

Adnet-Formation – Rotkalk-Gruppe (Unterjura)

Die Adnet-Formation ist, wie der Oberrhätalk, selten aufgeschlossen. In zwei Bereichen, im Enger Grund und am Westlichen Lamsenjoch, konnten Gesteine der Rot-

kalk-Gruppe anstehend kartiert werden. Im Enger Grund handelt es sich um eine ca. 1,5 m mächtige Bank, welche schlierig grau und rot gefärbt ist. Die Bankungsfläche ist wellig. Im Anschlag erkennt man, dass es sich um einen dichten Mudstone handelt, der muschelrig bricht. Bei den Gesteinen am Westlichen Lamsenjoch handelt es sich um rote Kalke, die im Anschlag eine karminrote Farbe zeigen und voll von Crinoidendetritus sind. Diese Kalke würde man, nach der Definition von TOLLMANN (1976b), den Hierlatzkalken zurechnen. Zahlreiche Bruchstücke der Rotkalk-Gruppe sind im Bereich des Enger Grundes sowie unterhalb der Fiechterspitze zu finden. Im Bereich der Fiechterspitze konnte das Gestein jedoch nicht anstehend gefunden werden.

Allgäu-Formation (Unter- und Mitteljura)

Im Unterjura kann die Allgäu-Formation in den westlichen Nördlichen Kalkalpen in Form von Brekzien auftreten (TOLLMANN, 1976b). Bekannt ist die Allgäu-Formation jedoch vor allem für die Fleckenmergel, welche auch im Arbeitsgebiet aufgeschlossen sind. Die Allgäu-Formation tritt im kartierten Gebiet meist in einer Mächtigkeit von ca. 20 m auf. Es handelt sich dabei um Fleckenmergel und/oder grau-grüne Mudstones. Die Mudstones sind sehr dicht und zeigen zahlreiche Styrolithen. Zum Teil ist die Allgäu-Formation auch stark verfaltet. Morphologisch findet man in der Allgäu-Formation häufig auch flachgründige kleine Bodenansätze; es bilden sich auf ihr rötlich bräunlich verwitternde, stark lehmige Böden.

Ruhpolding-Formation (Oberjura)

Die Ruhpolding-Formation tritt im Arbeitsgebiet häufig und gut erhalten auf. Es handelt sich dabei um dünn-schichtige Radiolarite, deren Bankdicke zwischen 2 und 10 cm beträgt. Die Ruhpolding-Formation ist kräftig rotbraun bis violett, zum Teil auch grünlich gefärbt. Im Anschlag sind mit der Lupe zahlreiche Radiolarien zu sehen, zusätzlich ritzt das Gestein den Hammer und kann so leicht von den roten Ammergauer Schichten unterschieden werden. Im Arbeitsgebiet ist die Ruhpolding-Formation häufig stark gefaltet.

Ammergau-Formation (Oberjura–Unterkreide)

Die Ammergau-Formation besteht aus dichten, muschelrig brechenden, gelblichen bis hellgrauen, teilweise auch leicht grünlichen mikritischen Kalken. Die Verwitterungs-farbe ist meist hellgrau bis gelblich. Im frischen Bruch sind diffus verteilt Radiolarien zu sehen. In manchen Bereichen kommen auch rote Ammergauer Schichten vor. Da sich die Ammergau-Formation oft direkt unter der Deckengrenze befindet, weist diese meist keine Schichtung, sondern eine Schieferung auf. Die Schieferung kann in diesem Fall nicht zur Konstruktion des Schichtverlaufes verwendet werden, jedoch können mit diesen Messwerten Aussagen über die Scherrichtung gemacht werden. Die Gesteine der Ammergau-Formation wurden früher wegen ihres Gehaltes an Aptychen auch Aptychenschichten genannt. Im Arbeitsgebiet wurden keine Aptychen entdeckt. Dies erklärt sich vermutlich mit der durchwegs starken tektonischen Beanspruchung dieses Schichtgliedes im Nahbereich der Deckenüberschiebung. Häufig sind jedoch Kieselkonkretionen zu sehen.

Die Ammergau-Formation tritt im Arbeitsgebiet in der gesamten Lechtal-Decke auf, ist häufig wandbildend und demnach meist gut erhalten.

Schrambach-Formation (Unterkreide)

Die Schrambach-Formation tritt im Gebiet nur sehr geringmächtig auf. Es handelt sich dabei um graugrüne bis braungrüne Mergelkalke. In Ausnahmefällen findet man auch Sandsteinlinsen. Die Schrambach-Formation ist aufgrund ihrer Nähe zur Deckengrenze extrem stark zerlegt. Entlang der Deckengrenze kommt es zur tektonischen Vermischung (Melange) von diversen Formationen (Reichenhall-Formation, Ammergau-Formation, Schrambach-Formation), wodurch die Abgrenzung von einzelnen Gesteinseinheiten im Kartiermaßstab unmöglich ist. In manchen Bereichen kann man daher nur noch von einem Störungsgestein (Kataklasit, Tektonit) sprechen. Die Schrambach-Formation kann kaum durchgehend kartiert werden, die Aufschlüsse sind aufgrund des hohen Zerlegungsgrades schlecht erhalten, die Ansprache als Formation schwierig. Zudem fungierten die Mergel der Schrambach-Formation als ausgeprägter Scherhorizont im Zuge der Deckenüberschiebung und wurden demnach zu einem großen Teil abgesichert.

Tektonische Strukturen

Die Deckengrenze

Im kartierten Gebiet befindet man sich in vielen Bereichen an der Grenze zwischen der Inntal- und der Lechtal-Decke (TOLLMANN, 1976a), wobei die Inntal-Decke das Hangende und die Lechtal-Decke das Liegende darstellt. Die Deckengliederung der westlichen Nördlichen Kalkalpen geht auf den Innsbrucker Geologen OTTO AMPFERER (1875–1947) zurück, der bereits bei seiner Dissertation im Karwendel den tektonischen Kontakt zwischen Ablagerungen der Kreide und den darauf aufgeschobenen Gesteinen der Trias erkannt hatte (AMPFERER, Jb. Geol. R.-A., 53, 169–252, 1904). Im Alpenquerschnitt von 1911, einer Arbeit die in vieler Hinsicht ein Meilenstein war (vgl. SENGÖR, Journal of Geology, 85, 631–634, 1977), skizzierten Ampferer und Hammer das erste Mal die Deckengliederung der Nördlichen Kalkalpen, wobei sie auf die Bezeichnung der Deckenkörper verzichteten, und nur die Überschiebungsflächen nannten (AMPFERER & HAMMER, Jb. Geol. R.-A., 61, 531–710, 1911). Die Begriffe Inntal-Decke und Lechtal-Decke wurden – zusammen mit der Allgäu-Decke – erstmals von AMPFERER (Verh. Geol. R.-A., 1912, 197–212) im Mieminger Gebirge und in den Lechtaler Alpen, sowie im Karwendel, geprägt. Die heute verwendete Deckengliederung stammt aus einer Zeit, in der die Deckennatur der Nördlichen Kalkalpen in Frage gestellt wurde. Im Zuge dieser Diskussion entwickelte TOLLMANN (1976a) ein dogmatisches Modell, in dem jede Einheit einer Decke zugeordnet war. Nachfolgende Arbeiten, die sich mit der Struktur der Alpen befassen, beziehen sich auf die Deckengliederung nach TOLLMANN (1976a). Seit langem sind jedoch Probleme mit dieser Deckengliederung bekannt, wurden von zahlreichen Autoren diskutiert (vgl. dazu SPENGLER, Jb. Geol. B.-A., 96, 1–64, 1953; TRÜMPY, Ecl. Geol. Helv., 62, 105–142, 1969; MAY & EISBACHER, Ecl. Geol. Helv., 92, 307–320, 1999; JANAK et al., Tectonics, 23, TC5014, 2004; VON EYNAT-

TEN, Provenanzanalyse kretazischer Siliziklastika aus den nördlichen Kalkalpen: Petrographie, Mineralchemie und Geochronologie des frühalpidisch umgelagerten Detritus, unpubl. Doctoral Thesis Univ. Mainz, 1996; GEUTEBRÜCK et al., Erdöl, Erdgas, 100, 296–304, 1984; RÜFFER & BECHSTÄDT, Jb. Geol. B.-A., 138, 701–713, 1995), unter anderem von HEISSEL (Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 8, 227–288, 1978) im bearbeiteten Gebiet. Im Wesentlichen handelt es sich auch bei der Deckengrenze im Arbeitsgebiet um eine Überschiebungsbahn, die zwei Einheiten voneinander trennt. Im Hangenden ist eine Serie von triassischen Gesteinen aufgeschlossen, welche auf die liegende Einheit, Gesteinsschichten von der Obertrias bis in die Unterkreide, überschoben wurden. Die während der tertiären Deformationen erfolgte sekundäre Überformung der eoalpin gebildeten Decken und Deckengrenzen lässt beide Decken in der sogenannten Karwendel-Schuppenzone (vgl. HEISSEL, 1978) nicht mehr klar voneinander abgrenzen. Die neuesten Geländeerkennnisse zeigen jedoch, dass die Inntal-Decke vermutlich wesentlich weiter nach Norden reicht als in den bisherigen tektonischen Gliederungen. Wir halten daher fest, dass aufgrund von durchreißenden Überschiebungen die Deckengrenze nicht konsequent ziehbar ist, sondern immer wieder versetzt wird, und daher die Inntal-Decke beispielsweise nicht immer die Hangende und die Lechtal-Decke nicht immer die Liegende Einheit darstellt. Die Deckengrenze ist das im Arbeitsgebiet strukturell auffälligste flächige tektonische Element. Entlang der Deckengrenze treten stark zerlegte Gesteine auf. Es handelt sich dabei meist um die Schrambach-Formation und/oder die Ammergau-Formation. Die Gesteine sind häufig stark geschiefert, eine Messung der Schichtflächen ist selten möglich. In Bereichen, in denen es zu einer Vermischung der Gesteine kommt, wurde entschieden, das Gestein als Tektonit zu bezeichnen. Dabei handelt es sich in einigen Bereichen um stark kleinstückig zerlegte und zerscherte Ammergau- oder Schrambach-Formation, in denen Blöcke der Ammergau- oder Ruhpolding-Formation schwimmen. In anderen Bereichen (beispielsweise in der Ostflanke des Laliederertals) handelt es sich um einen Kataklasit, dessen Ausgangsgestein aufgrund des hohen Zerlegungsgrades und der Zementierung durch Kalzit nicht mehr festgestellt werden kann. Häufig treten die Ammergau-Formation und die Schrambach-Formation in so knapper Wechselfolge auf, dass diese nur noch als Kontaktzone oder Mischzone in der Karte ausgehalten werden können. Zusätzlich lassen sich entlang der Überschiebung immer wieder Quellaustritte beobachten, welche vermutlich die Überschiebungsbahn über der Schrambach-Formation markieren. Die Schrambach-Formation bildet aufgrund ihres hohen Mergelgehaltes und den sich darauf bildenden Tonfilmen einen Wasser stauenden Horizont. Das Einfallen der Deckengrenze kann kaum direkt gemessen werden und orientiert sich meist an der darüber liegenden Reichenhall-Formation. In Bereichen, wo die Deckengrenze gut erschlossen ist, ist zu erkennen, dass sie parallel zur Schichtung des Hangendblockes verläuft. Die Reichenhall-Formation ist selten geschiefert und weist einen deutlichen Materialwechsel zwischen Kalken/Dolomiten und Rauwacken/Dedolomiten auf, der die Schichtung, selbst nahe der Deckengrenze, messbar macht. Die Reichenhall-Formation fällt im Bereich der Deckengrenze meist nach Süden bzw. Südosten und Südwesten mit ca. 5–30 Grad ein.

Störungen

Gebiet Stallental

Wie bereits erwähnt, ist am Fuße der Fiechterspitze in der Lechtal-Decke (nach TOLLMANN, 1976a) unterhalb des Hauptdolomites noch Wettersteinkalk zu finden. Zwischen dem Wettersteinkalk und dem Hauptdolomit muss demnach eine Abschiebung liegen, deren weiterer Verlauf in Richtung des Lunstsattels weist. Eine genauere Untersuchung des Gebietes östlich des Lunstsattels war im Rahmen dieses Kartierauftrages jedoch nicht vorgesehen.

Gebiet Binsalm

Das Gebiet um die Binsalm ist von zahlreichen Störungen geprägt, welche nachfolgend kurz beschrieben werden. Die Deckengrenze ist nördlich des Binsalm-Niederlegers aufgeschlossen. Hier werden die Ammergau- bzw. die Schrambach-Formation nach oben durch die Deckenüberschiebung begrenzt. Die Basis des Hangendblocks über der Überschiebung ist die Reichenhall-Formation. In Richtung des Binssattels wird die Deckengrenze durch eine Abschiebung (Drijaggen-Abschiebung) um ca. 250 Hm versetzt. Zwischen dem Binssattel und dem Hahnkampfl folgt eine weitere Abschiebung (Binsattel-Abschiebung), welche die Kössen-Formation gegen den Hauptdolomit begrenzt; diese fällt mit ca. 40 Grad nach Westen ein (Orientierung der Abschiebung: STab (284/40)). Eine auffallende Störung (Lamsenjoch-Schafjöchl-Störung) zieht vom Gasthof Eng den Graben unterhalb der Binsalm entlang. Sie teilt sich in mehrere Äste, welche im Bereich des Westlichen Lamsenjoches wieder zusammenfinden. Die Störung teilt sich oberhalb der Binsalm in einen nördlichen und in einen südlichen Zweig.

Der nördliche Zweig begrenzt den Hauptdolomit im Norden gegen die südlich davon liegenden Tonschiefer der Raibler Schichten. Die Raibler Tonschiefer sind durch eine Störung zu trennen, da diese nur westlich des Westlichen Lamsenjoches aufgeschlossen sind, östlich davon jedoch nicht weiter verfolgt werden können. Der südliche Ast teilt sich wiederum in zwei Äste, wobei einer die Adnet-Formation und die Allgäu-Formation am Westlichen Lamsenjoch von den Raibler Tonschiefern nördlich davon sowie die Allgäu-Formation von der Abfolge der Kössener Schichten südlich davon trennt.

Gebiet Gumpenspitze

Auf der Ostseite unterhalb der Gumpenspitze ist die Deckengrenze auf einer Höhe von ca. 1.800 m aufgeschlossen. Entlang der Deckengrenze findet man die stark zerlegte Schrambach- und Ammergau-Formation. Die Deckengrenze verläuft weiter in Richtung des Gumpenjochs, biegt unterhalb des Gamsjoches auf einer Höhe von ca. 2.100 m um und verläuft, vorbei am Gumpenaln-Hochleger, nach Südsüdwesten unterhalb des Hohljoches und in weiterer Folge unterhalb der Laliderer Wände. Am Osthang der Gumpenspitze auf einer Höhe von ca. 1.700 m wird die Deckengrenze von einer durchreichenden Überschiebung versetzt. Dies führt dazu, dass es in den Gräben oberhalb der Engalm zu einer Verdoppelung der Schichtfolgen kommt. Das bedeutet, dass auf 1.500 m Seehöhe die Ammergau-Formation aufgeschlossen ist, die in Folge von der Reichenhall-Formation überlagert wird. Nachfolgend ist jedoch wieder die Ammergau-Formation und

darüber die Reichenhall-Formation aufgeschlossen. Die Verdoppelung der Deckengrenze kann durch eine durchreichende Überschiebung erklärt werden. Diese durchreichende Überschiebung (Gumpen-Überschiebung) zieht am Osthang der Gumpenspitze in Richtung Enger Grund; der genaue Verlauf konnte jedoch aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht geklärt werden. Die weitere Fortsetzung der Gumpen-Überschiebung nach Süden könnte im Kern einer Synklinale in der Schrambach-Formation unterhalb des Hochglückkars zu suchen sein. Die Gumpen-Überschiebung setzt sich nach Westen unterhalb des Gumpenaln-Hochlegers und südlich des Einsiedels ins Laliderertal fort. Im weiteren Verlauf steigt die Überschiebung zum Ladizjöchl an.

Gebiet Ladizköpfl

Das Ladizköpfl gehört zum Hangendblock der Deckenüberschiebung und besteht zur Gänze aus Gesteinen der Reichenhall-Formation. Die Deckengrenze verläuft in diesem Bereich auf einer Höhe von ca. 1.820 bis 1.850 m. Die Falkenhütte steht auf der Reichenhall-Formation, die Deckengrenze in diesem Bereich ist durch stark zerlegte Gesteine der Ammergau- und der Schrambach-Formation im Liegendblock der Überschiebung charakterisiert.

Faltenstrukturen

In diesem Abschnitt werden die großmaßstäblichen Falten des Arbeitsgebietes beschrieben. Auf die Kleinfalten, wie sie beispielsweise in der Ruhpolding-Formation oder in der Ammergau-Formation zu sehen sind, wird nicht näher eingegangen.

Gebiet Teufelskopf

Der Teufelskopf (1.978 m) gehört zum Hangenden der Deckenüberschiebung und besteht aus einer aufrechten Trias-Abfolge, beginnend mit der Reichenhall-Formation bis hin zum Steinalmkalk. Der Teufelskopf ist auf der Südseite verfaultet, es handelt sich dabei um eine Synklinale, deren Faltenachse (FA), nach E einfällt (FA 089/13) und deren Achsenebene (AE) nach SSE fällt (AE 164/47).

Falten nördlich unterhalb des Hochglückkars

Unterhalb der Deckenüberschiebung in der Lechtal-Decke im Bereich des Hochglückkars bis in den Enger Grund sind mehrere Falten aufgeschlossen: Im unteren Abschnitt zwischen 1.400 und 1.480 m fehlt die Ammergau-Formation, die Schrambach-Formation grenzt unten und oben direkt an die Ruhpolding-Formation. In diesem Abschnitt findet sich eine erste isoklinale Synklinale, mit der Schrambach-Formation im Kern. Die Schichtung ist, außer in der Kössen-Formation, meist schwer messbar, da die Gesteine extrem reduziert sind und die gesamte Abfolge nur wenige Meter dick ist. Messbare Schichtflächen fallen nach Süden bzw. nach Südosten ein. Der Kern der Synklinale ist vermutlich in der Schrambach-Formation durchgeschert, zumal diese Abfolge in den westlich davon gelegenen Gräben nicht mehr anzutreffen ist. Bei dieser Störung könnte es sich um die Fortsetzung der Gumpen-Überschiebung handeln. Nach oben folgt die Abfolge aus Ruhpolding-Formation, Ammergau-Formation und Schrambach-Formation, sowie von neuem Ammergau-Formation. Während die Ammergau-Formation als breites Band erhalten ist, bildet die Schrambach-Formation lediglich einen schmalen Streifen, der sich nach Osten schließt. Daher ist dieses

Auskeilen als Scharnier einer liegenden Synform, mit der Schrambach-Formation im Kern, zu interpretieren.

Drijaggen-Falte

Im Bereich der Drijaggen Alm, im Liegenden der Drijaggen-Abschiebung, ist die Lechtal-Decke verfaultet. Es handelt sich dabei um eine Antiklinale, mit einer Faltenachse (FA) von 111/03 und einer Achsenebene (AE) von 197/39. Aus diesem Grund findet man im Nordhang unterhalb der Drijaggenalm (Plattenkalk und Kössen-Formation) nur steile (60–85°), nach Norden fallende Schichten. Südlich der Drijaggenalm sind die Schichten südfallend und ebenfalls steil (ca. 60–75°). Direkt bei der Drijaggenalm liegen die Schichten flacher (15°), demnach befindet man sich hier am Scheitelpunkt der Falte. Zudem gilt, dass der Südchenkel der Falte zu einem großen Teil von der Drijaggen-Abschiebung abgeschnitten wird. In der Diskussion mit H. ORTNER wurde erwähnt, dass der Grund für das Umbiegen der Schichten auch aus dem Effekt der Schleppung an der Abschiebung stammen könnte, dies konnte jedoch noch nicht hinreichend geklärt werden.

Gebiet Schafjöchl

Die Kössen-Formation ist ca. 400 m ost-südöstlich des Gipfels auf der Südseite des Schafjöchl-Kamms in einem 10er-Meter Maßstab gefaltet. Es handelt sich dabei um ein NE-vergentes Antiklinal-Synklinal-Paar, mit einer FA von 121/11 und einer AE von 208/77.

Stratigraphische und tektonische Strukturen in den Nordwänden des Karwendel-Hauptkammes

Aufgrund der ungenauen Höhenliniendarstellung in den Felswänden auf der topographischen Karte kommt es häufig zu Verschnitten, die nicht den Einfallswerten entsprechen. Die Darstellung der Wände beruht aufgrund der Steilheit auf Geländeskizzen sowie auf Daten, welche an den zugänglichen Stellen erhoben wurden. Zusätzlich wurden digitale Geländemodelle (Laserscanning) und Luftbilder dazu verwendet, Schichtgrenzen zu kartieren. In allen Wandabschnitten sind zahlreiche steile, quer zu den Wänden streichende Störungen vorhanden, die in der geologischen Manuskriptkarte und in den geologischen Panoramen der erweiterten Fassung des vorliegenden Berichtes (GBA-Archiv) eingezeichnet wurden, die jedoch nicht zugänglich sind und für die demnach keine Messwerte vorgelegt werden können.

Wandabschnitt zwischen der Lalidererspitze und der Moserkarspitze

Die Wände zwischen dem Hohlloch und der Moserkarspitze beinhalten die Trias-Abfolge von der Reichenhall-Formation bis zum Wettersteinkalk. Wie bereits im Kapitel „Reifling-Formation“ erwähnt, keilt die Reifling-Formation von Ost nach West im Bereich des Enger Grundes aus oder verliert deutlich an Mächtigkeit, erst unterhalb der Moserkarspitze wird diese wieder westwärts deutlich mächtiger und hebt sich von der Virgloria-Formation ab. Diese Situation wird vermutlich durch „backstepping“ verursacht. Im Bereich des Enger Grundes scheint es durch die Progradation des Wettersteinkalk-Riffes zum Verschwinden (oder zur Mächtigkeitsreduktion) der Reifling-Formation zu kommen. Das Wiederauftauchen der Reifling-Formation im Bereich des Moserkars ist vermutlich auf das oben genann-

te „backstepping“, d.h. die strukturelle Tieferlegung des Ablagerungsraumes durch Abschiebungen, zurückzuführen. Am westlichen Rand unterhalb der Moserkarspitze ist die Faltung der Reichenhall-Formation und Virgloria-Formation deutlich zu sehen. Es handelt sich dabei um eine Antiklinale und eine nördlich anschließende Synklinale. Im östlichen Wandteil, zwischen der Kühkarspitze und der Bockkarspitze, lässt sich keine konkrete Abgrenzung des Steinalkalkes bzw. der Virgloria-Formation zum Wettersteinkalk vornehmen. Aus diesem Grund wird hier der Steinalkalk nur durch eine Linie symbolisiert. Im westlichen Wandteil ist die Abgrenzung aufgrund der besser erkennbaren Schichtfugen wieder klarer.

Wandabschnitt zwischen der Lalidererspitze und dem Hochglückkar

Zwischen dem Hochglückkar und dem Hohlloch ist in der Inntal-Decke eine aufrechte Trias-Abfolge zu sehen, wobei die Reichenhall-Formation über der Überschiebung an der Basis des Hangendblockes liegt. Zusätzlich hat es den Anschein, dass die Reifling-Formation im Bereich des Enger Grundes auskeilt. Dies kann jedoch nicht mit Sicherheit gesagt werden, da die Wände hier nicht zugänglich sind. Es könnte auch sein, dass es sich um eine deutliche Mächtigkeitsabnahme der Reifling-Formation handelt und selbige nur noch in Form einer Schichtfuge am Top der Virgloria-Formation vorhanden ist. Die Mächtigkeitsabnahme der Reifling-Formation fällt zusammen mit deutlich ausgeprägten Klinoformen an der Basis des Wettersteinkalks, was laut der bisherigen Geländebefunde nahelegt, dass die Reifling-Formation größtenteils durch den Wettersteinkalk ersetzt wird.

Wandabschnitt zwischen dem Hochglückkar und der Lamsenspitze

In diesem Abschnitt setzt sich die aufrechte Trias-Abfolge nach Osten fort. In Falllinie der Lamsenspitze ist eine NE-vergente Falte zu sehen, deren Faltenachse nach Süden und deren Achsenebene nach Südwesten einfällt.

Wandabschnitt zwischen der Fiechterspitze und der Lamsenspitze

Auffallend ist, dass die Mächtigkeit der Reifling-Formation in Richtung der Fiechterspitze wieder deutlich zunimmt. Wie bereits erwähnt sind die Wände von zahlreichen Störungen durchzogen. Bei einer der Störungen handelt es sich um die Fortsetzung der Drijaggen-Abschiebung, welche im Bereich des Westlichen Lamsenjoches die Deckengrenze nach Südwesten herabsetzt. Diese Abschiebung ist möglicherweise mit den Abschiebungen in der Nordost-Wandflucht zwischen Rotwandl- und Steinkarspitze zu verbinden.

Weitere Besonderheiten

Auf der Südostseite des Ladizköpfls zeigt die geologische Manuskriptkarte Ammergau- und Ruhpolding-Formation, die jeweils entlang der dortigen Felsbänder aufgeschlossen sind. Da die Felsbänder nicht zusammenhängen, sieht es so aus, als würde es in diesem Bereich durch eine Störung zum Versatz kommen. Weder im Gelände noch auf den Laserscanning-Bildern konnte jedoch ein Hinweis auf eine Störung gefunden werden. Vermutlich kommt es durch das hangparallele Einfallen der Schichten im Bereich des Versatzes zu diesem eigenartigen Geländeverschnitt.

Quartäre Ablagerungen und Massenbewegungen

Wie bereits erwähnt, wurden die quartären Ablagerungen vorwiegend von Kathrin BÜSEL kartiert. Ergänzend sollen hier noch einige Phänomene genannt werden. Moränenwälle spätglazialer Gletscherstände wurden im Bereich des Gumpenalm Hochlegers sowie unter dem Teufelskopf kartiert. Zusätzlich befindet sich auf der Südsüdostseite des Teufelskopfes eine flachgründige Rutschung. Der gesamte mittlere und untere Hang südöstlich unterhalb des Teufelskopfes wird durch eine große, tiefgreifende Felsgleitung charakterisiert, die z.T. auch die auflagernden Quartärablagerungen mit erfasst. Diese Massenbewegung wurde von Kathrin BÜSEL und Alfred GRUBER kartiert (näheres dazu im Bericht 2012 von Katrin BÜSEL, Jb. Geol. B.-A., 153, 2013, dieser Band). Eine weitere Felsgleitung mit markanten Bergerzeißungsphänomenen befindet sich auf dem nach Westen exponierten Hang oberhalb der Drijaggenalm. Entlang des Grates kommt es zur Bildung eines ausgeprägten Doppelgrates. Im Bereich der Felsgleitung treten auch weitere Zerrgräben auf. Entlang der Abrisskannte ist die Ammergau-Formation aufgeschlossen. Ursache dafür sind vermutlich die darunter liegenden, mechanisch inkompetenten Gesteine der Allgäu- und Kössen-Formation, welche durch ihren hohen Mergelanteil und ihre Wasser stauenden Eigenschaften einen guten Gleithorizont darstellen.

Zusammenfassung

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass das kartierte Gebiet tektonisch durch die Überschiebung der Inntal-Decke auf die Lechtal-Decke geprägt ist. Die Überschiebung der Inntal-Decke fand in der höheren Unterkreide statt; die Schrambach-Formation stellt das jüngste, noch unter der Überschiebung liegende Schichtglied dar.

Eine wesentliche Erkenntnis aus der Kartierung ist, dass die Geometrie der Deckengrenze stark durch Abschiebungen geprägt ist, wie beispielsweise durch die Drijaggen-Abschiebung oder die Gumpen-Abschiebung.

Die Störungen in den großen Nordwänden des Karwendel-Hauptkammes können nur zum Teil strukturell und zeitlich zugeordnet werden. Bis auf die Drijaggen-Abschiebung ist keine der Störungen bis zur Deckengrenze hin aufgeschlossen. Die Störungen könnten demnach älter oder jünger als die Deckenüberschiebung sein. Es könnte auch sein, dass einige Störungen in den Wänden anisischen Ursprungs sind (siehe „backstepping“ – Reifling-Formation) und im Zuge der Deckenstapelung reaktiviert wurden.

Die Drijaggen-Abschiebung versetzt die Deckengrenze und ist demnach jünger als die Überschiebung. Bei der Gumpen-Überschiebung handelt es sich um eine out-of-sequence Überschiebung, die ebenfalls die Deckengrenze versetzt. Dazu muss festgehalten werden, dass die Gamsjoch-Antiklinale, die im Norden der Gumpenspitze liegt, dabei eine wesentliche Rolle spielt. Die Gumpen-Überschiebung schert eine in der Inntal-Decke bestehende Antiklinale durch und versetzt somit die Deckengrenze nach Norden.

Die zeitliche Abfolge der Deformationsereignisse in diesem Abschnitt lässt sich wie folgt rekonstruieren: In einem ersten Schritt erfolgte die Überschiebung der Inntal-Decke (nach TOLLMANN, 1976a) auf die Lechtal-Decke (nach TOLLMANN, 1976a). Im Zuge der Überschiebung kam es zur

Faltung der Deckengrenze und somit zur Tieferlegung des Abscherhorizontes, was in der Folge ein Durchreißen der gefalteten Deckengrenze ermöglichte.

Folgende Fragen konnten im Zuge der Kartierung nicht beantwortet werden:

1. Der Verlauf der Gumpen-Überschiebung nach Südwesten konnte aufgrund der Aufschlussverhältnisse nicht eindeutig geklärt werden.
2. Es ist unklar, ob es sich bei der Störung unterhalb des Hochglückkars tatsächlich um die Fortsetzung der Gumpen-Überschiebung handelt. Auch konnte deren Verlauf nach Westen nicht verfolgt werden.
3. Der weitere Verlauf der Drijaggen-Abschiebung nach Westen kann im Gelände nicht erhoben werden und wird vielleicht im Zuge der Datenauswertung im Rahmen der Dissertation zu lösen sein.

Bericht 2012 über Profilaufnahmen und biostratigraphische Probenbearbeitungen in der Mitteltrias der Nördlichen Kalkalpen (Karwendelgebirge) auf Blatt 2223 Innsbruck und auf Blatt 2217 Hinterriß

RAINER BRANDNER & LEOPOLD KRYSZYN
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die untersuchten fünf Mitteltrias-Profile auf dem UTM-Blatt 2223 Innsbruck liegen am Südrand (Hafelekar) bzw. am Nordrand (Hochglückkar, Bockkar, Hochalmkreuz) der Inntal-Decke (sensu bisheriger Abgrenzung) sowie knapp nördlich davon (Eng). Fazies- und Conodonten-Datenanalyse zeigen nun, dass die Nordtiroler Wettersteinkalk-Plattform auf Blatt Innsbruck einen ca. E-W streichenden Nukleus im Raum zwischen Eng–Laliderer Wand–Karwendelhaus hatte, von dem aus sie nach Norden und Süden wuchs. Da der Wettersteinkalk-Zug des Gamsjochs (Profil Eng) und der Torscharte (1.815 m) in der nördlichen Karwendelkette faziell direkt anschließt, kann bzw. muss diese und in weiterer Folge auch das im Westen verbundene Wettersteingebirge einer damit deutlich nach Norden erweiterten Inntal-Decke angeschlossen werden. Die Wettersteinkalk-Bildung beginnt im Nukleus im obersten Anisium (oberes Illyrium) und die Plattform progradiert bis ins frühe, obere Ladinium (Langobardium 2) mindestens 12 km nach Süden zum Hafelekar. Ein ähnlicher Progradationswert dürfte übrigens auch nordwärts im Wettersteingebirge vorliegen, wobei hier aber tektonische Verkürzungen das Bild komplexer gestalten.

Die detaillierten Altersdaten zeigen einen Hiatus und einen markanten Faziesschnitt an der Obergrenze des Steinalkalks, der durch lateral rasch wechselnde Fazies von Beckensedimenten (Reiflinger Kalk) zu flach offenermarinen Karbonaten („Bioklastischer Wackestone“ als Arbeitsbegriff) gekennzeichnet und durch ein, wohl post-Steinalmkalk angelegtes Relief bedingt ist. Die Profilaufnahmen erlauben eine Verfeinerung der Gesteinsansprache und die Ausscheidung von zusätzlichen Lithotypen, die zwischen Becken (Reiflinger Kalk s. str.) und Wetterstein-Riffkalk vermitteln. Es sind dies Bankfazies-Typen, die filamentreich („Filamentkalk“) oder detritusreich („Bioklastischer