

Unterscheidung der genetisch unterschiedlichen Lehmvorkommen (z. B. Lösslehm – Decklehm aus verwittertem Schlier). Die Proben ergaben Quarzgehalte um 44 %, Schichtsilikatanteile um 40 % sowie Feldspatanteile um 10 %, untergeordnet kommen Calzit, Dolomit, Amphibol und Lepidokrokot vor. Innerhalb der Tonminerale überwiegt Smectit (um 50 %) vor Illit/Hellglimmer (um 40 %) und Kaolinit/Fireclay (10–20 %). In der obersten Probe treten zusätzlich Vermiculit und Chlorit auf. Kennzeichnend für die Identifikation des Vorkommens als Lösslehm wird die Anwesenheit von Amphibol und Kaolinit angesehen, die bisher im Schlier nicht gefunden wurden.

Schwermineralanalysen

Zur Unterscheidung zwischen tiefgründig verwittertem Flyschsandstein und Melker Sand wurden von W. SCHNABEL Schwermineralanalysen an 10 ausgewählten Proben aus dem 2006 kartierten Bereich östlich von Elsbach durchgeführt. Bei den relevanten Schwermineralen überwiegen stabile Minerale bei hohem Zirkonanteil (34–69 %), nur in einer Probe überwiegt der Granatanteil (4–41 %). Daneben sind in fast allen Proben Turmalin, Rutil und Staurolith mit Anteilen von 1–25 % vorhanden. Instabile Minerale (Epidot/Zoisit, Disthen, Hornblende) fehlen fast völlig, was auf intensive Verwitterungsvorgänge und mechanische Beanspruchung hinweist und die Zugehörigkeit der untersuchten Sedimente zur Molasse („Melker Sand“) bestätigt.

Blatt 87 Walchensee

Bericht 2007 über geologische Aufnahmen im Quartär und in den Nördlichen Kalkalpen auf den Blättern 87 Walchensee und 88 Achenkirch

ALFRED GRUBER

Im Berichtszeitraum lag der Schwerpunkt der Kartierungen westlich des Achentales im Unterau-, Blaserbach- und Dollmannsbachtal, weiters im Bächental (Kesselbach, Hiesenschlagalm, Raberskopf). Die Geländebegehungen wurden auf ÖK 87 Walchensee in den österreichisch-bayerischen Grenzraum ausgedehnt: z. B. am Dürrenbergjoch (1838 m) und Hühnerberg, auf der Lerchkogelalm und weiter westlich am Schafreuter (2102 m) und Delpssee. Weiters wurden einige große Aufschlüsse in Quartärablagerungen entlang der Grundache besichtigt, die WISCHOUNIG (2006) in seiner Diplomarbeit beschreibt. Die Aufnahmen zwischen Schulterberg (1686 m), Juifen (1988 m), Pitzkopf (1670 m) und Brettersbergalm sowie an den Südhängen von Außersteinberg und im Schönjochtal (Teilbereiche auf ÖK 119 Schwaz und ÖK 89 Angath) konnten noch nicht abgeschlossen werden. Details hierzu folgen im Aufnahmsbericht 2008 (in Vorbereitung).

Quartäre Ablagerungen

Blaserbach

Der Blaserbach ist fast durchgehend in die Ammergau-Formation eingeschnitten, die zumeist mittelsteil nach S bis ESE einfällt und im m-Bereich gefaltet ist.

Auf beiden Seiten des Baches, v. a. auf der Südseite sind mächtige Grundmoränen aufgeschlossen, die in zahlreichen Muranrissen zutage treten. Es handelt sich um sehr schluffreiche Moräne, teilweise um „dropstone Diamikte“ mit lagenweise dm-dicken Schlufflagen. Kompaktion, scherbigiger Bruch und Scherflächen belegen typische Grundmoräne. Die Komponenten bestehen aus mehr als 90 % Karbonatgesteinen (u. a. Hirlatzkalke, Oberrhätkalke, Wettersteinkalke), die häufig gekritz sind. Kristalline Gesteine sind selten und fast nur als große Gneis-Findlinge anzutreffen, besonders häufig am Rücken zwischen Achentale und Blaserbachtal (auf der Achentalseite). Im Einzugsgebiet des Blaserbaches fehlen sie völlig. Die Moränen sind teilweise mehrere Dekameter mächtig. Sie reichen lokal bis zum Bachbett und verstopfen alte Bachläufe des Blaserbaches, die dieser in epigenetischen Fels-

durchbrüchen in der Ammergau-Formation umfließt, z. B. zwischen 960 m und 1010 m Höhe.

Entlang eines Stichweges, der bei 1000 m Höhe von der Falkenmoosalstraße in Richtung Blaserbach abzweigt, sind über Grundmoränen Schotter des Blaserbaches aufgeschlossen, die in kleinen Terrassen vorliegen und als Eisrandsedimente klassifizierbar sind. Es sind dies Blöcke führende Kiese, sandige Kiese und Sande, die matrix- und klastengestützt, horizontal- und schräggeschichtet sowie imbrikiert und gradiert sind. Die basalen Blöcke führenden Kiese sind reich an gekritzten Geschieben. In den Zwickeln treten Schluffnester auf.

An den Hängen zwischen der Mündung des Unterautales und des Blaserbaches sind Grundmoränen bis 1050 m Höhe verbreitet und von zahlreichen West–Ost-laufenden Gräben zerrissen, in denen der inverse Hauptdolomit der Achentaler Schubmasse sowie die Ammergau-Formation und die Schrambach-Formation der Liegendenscholle anstehen. Klar ersichtlich ist, wie die Grundmoräne in Fließrichtung von Süden nach Norden an sanft südfallende „Hindernisse“ angelagert wurde, z. B. am Hauptdolomitrücken 1 km südwestlich von Achenkirch bzw. im Lee von Rundhöckern akkumuliert wurde (Ausgang Blaserbach). Auf Stichwegen am Beginn der Straße zur Seewaldhütte sind in der grün-grauen Grundmoräne auch Kies- und Feinsandlagen involviert. Der Anteil der Kristallingeschiebe (m^3 -große Orthogneis-Findlinge) liegt hier unter 5 %.

Christlmalpe

Moränenreste sind im Südteil der Christlmalpe weit verbreitet. Das Tälchen bei der Gföllalm (1381 m) ist mit mächtiger Grundmoräne ausgekleidet. Die Findlingsstreu besteht aus Platten- und Oberrhätkalke sowie aus Quarzphylliten, Glimmerschiefern und Orthogneisen, so z. B. unterhalb des Trinkwasser-Hochbehälters. Der invers liegende Hauptdolomit der Achentaler Schubmasse ist tektonisch stark zerlegt und daher häufig als Lockergestein (Kakirit) anzutreffen. Der eckige Dolomitschutt stellt daher häufig die Grobfraction des basalen Teiles der Grundmoräne. Ebenso wurde der Dolomit für Pistenplanierungen tiefgreifend abgetragen und großflächig aufgeschüttet.

Moosenalm

Am markanten Südwest-Schwenk des Forstweges zur Moosenalm (ca. 1400 m Höhe) passiert man einen schwach entwickelten, rechtsseitigen Moränenwall eines spätglazialen Gletschers. Die Umgebung der Moosenalm ist durch Hang-, Lawinen- und Murschuttablagerungen

sowie durch größere erdstromartige Rutschmassen charakterisiert.

Unterautal

Das Unterautal zeigt im unteren Talverlauf einen Wechsel von groben Blockablagerungen des Talbaches, die seitlich von Mur- und Schwemmkegeln bedrängt werden. Während des Hochwassers im August 2005 wurden große Mengen an Geschiebematerial umgelagert. Hierbei wurden auch ältere, terrassierte Talalluvionen, teilweise mit Bodenhorizonten, erodiert und der Talboden großflächig vermurt.

Am Beginn der Klammstrecke zur Hochstegenalm treten orographisch rechts (Brücke des alten Talweges) schluffreiche Grundmoränen mit vielen gekritzten Geschieben hervor, die von Grobsanden, Feinsanden, Bänderschuffen mit drop stones und zuletzt unreifen Murschuttsedimenten überlagert werden. Die Grobsande sind horizontweise schwarz gefärbt (durch Mn?) und von ockerfarbenen Oxidationshorizonten durchzogen (Bodenbildungen?). Die beschriebene Quartärabfolge (unten Grundmoränen, darüber feinklastische Seesedimente mit drop stones) lässt auf eine Abdämmsituation mit möglichem Vorstoß eines Lokalgletschers in ein glazilakustrines Milieu schließen (Eisrandsee), das durch den Zerfall des Hauptgletschers im Achtental zustande kam. Der Zusammenhang Seesedimente – Lokalmoränen lässt sich jedoch aus den bisherigen Geländedaten nicht direkt nachweisen.

Ein neuer Forstweg quert, ausgehend von der Hochstegenalm, den Hochwald nach Südosten und durchschneidet mehrmals kleine SW–NE-verlaufende Rücken aus locker gepackten, kiesig-sandigen Diamikten, die gut gerundete Gerölle beinhalten. Es handelt sich vermutlich um Seitenmoränenwälle eines Gletschers von der Moosenalm bzw. von der Gröben- und Kleinzemalm. Diese Lokalmoränen könnten auch Lieferanten oben genannter drop stones sein.

An den Flanken des Moosenbaches, der sich tief in die Ammergau-, Oberalm- und Schrambach-Formation eingeschnitten hat, stehen Grundmoränen an. Auch orographisch links des Unteraubaches, auf den Weiden der Hochstegenalm, kommen Moränen, allerdings mit wenig bearbeiteten Klasten und viel mergeliger Matrix, vor.

Das Tal, das von der Hochstegenalm zum Gröbner Hals hochführt, weist südwestlich der Hochstegenalm Grundmoränen und darüber grobblockigen Lawinenschutt, wechsellagernd mit Murschuttmaterial auf. Etwa 500 m west-südwestlich der Hochstegenalm erblickt man in einem hohen Bachanriss eine Abfolge von unten grobblockigen Schuttmassen in feinklastischer Matrix, oben Grundmoränen, die schuttbedeckt sind.

In einem tiefen südeitigen Graben nordöstlich unterhalb der Zunterspitze (1926 m) trifft man wieder auf Grobblockschutt, der aufgrund seiner hohen Kompaktion von einem Gletscher bedeckt gewesen sein müsste. Die dazugehörige Moräne im Sinne eines subglazialen Sediments wurde in diesem Aufschluss verschüttet, hebt sich aber unmittelbar westlich als terrassenartige Hangstufe heraus und ist in der Folge in mehreren kleinen Aufschlüssen als Grundmoräne identifizierbar. Auf Höhe 1500 m, ca. 300 m südöstlich der Gröbenalm, durchbricht einer der Quellbäche einen schönen, geschwungenen Moränenwall. Innerhalb des Walles entspringen mehrere Quellen aus dem Hangschutt, die sich vermutlich an die Grenze zwischen Schrambach-Formation und Oberalm-Formation halten. Außerhalb des Walles schließen stärker verwitterte, ältere Moränenwälle an. Alle diese Wälle stammen von lawinengenährten Gletschern unter den schattigen Nordabstürzen der Zunterspitze (1926 m).

Auch der Rücken, an dem sich die Straße von der Hochstegen- zur Gröben- und Kleinzemalm hochwindet, zeigt

sich großteils moränenbedeckt. Die glaziale Formung der Hänge westlich der Gröbenalm und zwischen Gröben- und Kleinzemalm ist ebenso evident wie die sattelförmige Ausweitung des Gröbner Halses durch transflierendes Eis aus dem Bächental.

In der näheren Umgebung der Gröbenalm fallen die tief in ältere Hang- und Murschutttablagerungen eingeschnittenen Gräben aus der Südostflanke des Rether Kopfes (1926 m) auf, die auf Höhe der Alm in kleinen Murschuttfächern auslaufen. Sackungen und Erdströme sowie flächiges Hangkriechen charakterisieren sowohl die Südost- als auch die Nordostabhänge des Rether Kopfes.

Im Umkreis der Kleinzemalm sind folgende quartäre Phänomene zu erwähnen: Ein Seitenmoränenwall südwestlich der Hochplatte (1813 m), der zusammen mit einem wenig akzentuierten Wall am Rücken nördlich der Kleinzemalm ein kleines ehemaliges Zungenbecken eines spätglazialen Gletschers umschließt; ausgedehnte Moränenreste unterhalb der Kleinzemalm; die Blockansammlungen eines Felssturzes von der Hochplatte; zusammenhängende Murschuttfächer unterhalb des Verbindungsgrates Rether Kopf – Kafell; Rutschungen und Solifluktionsszungen sowie verschiedene Karstformen (Karren, Schwinden), die auf den dicken Kalkdetritusbänken der Oberalm-Formation entwickelt sind.

Dollmannsbach, Großzemalm, Schulterbergalm

Die orographisch linke Seite des Dollmannsbachtales ist im unteren Talabschnitt dürrtig, im höheren weitflächig von lokalen Grundmoränen bedeckt. Auf der Höhe des Schulterbergalm-Mitterlegers sind am Hang absteigend zwei Linksseitenmoränen ausgebildet; wallartige Blockschuttansammlungen im Talboden darunter könnten auf ein Gletscherende hindeuten. Vereinzelt sind auch auf der rechten Talseite südlich gegenüber der Schulterbergalm entlang der Bacheinschnitte unter Felssturz-, Lawinen- und Murschutttablagerungen Moränen (Grundmoräne) entblößt.

Große Moränenflächen sind auf der Großzemalm anzutreffen, z. B. südlich und nördlich der Alm sowie auf der großen Verflachung westlich darüber (ca. 1600 m), wo sich auch ein kleiner Endmoränenwall abzeichnet. Der breite, abgerundete Wiesenhügel dürfte ein mit Moräne überkleideter Festgesteinsrücken sein.

Südöstlich unterhalb der Lämperer Alm ist eine Wallform über glazial geschliffenen Oberalmer Schichten sichtbar, die sowohl als Moränenwall als auch als Sackungswulst interpretierbar ist. An den Südostabhängen des Juifen (1988 m) und südlich der Lämperer Alm beobachtet man kleine Rutschmassen aus Schrambachschichten. Die Einsattelung zwischen Marbichlerspitze (1898 m) und Juifen zeigt Spuren einer Eistransfluenz vom Bächental ins Achtental. Hang-, Lawinen- und Murschuttkegel, vereinzelt kleinere Felssturzablagerungen (z. B. Oberrhätalkblöcke von der Hochplatte) beherrschen die steilen Grasflanken im Umkreis der Großzemalm, an der Nordflanke der Marbichlerspitze und an der Nord- und Ostflanke des Juifen.

Entlang des Forstweges, der das Dollmannsbachtal auf der orographisch rechten Seite von Pkt. 1142 m abwärts begleitet, trifft man auf massige bis leicht talabwärts geschichtete, sandige Kiese, sandige Blocklagen und Feinsande, die aus polymikten, eckigen bis gerundeten Geröllen der im Tal vorkommenden Gesteine bestehen. Vereinzelt erkennt man zur Basis hin Übergänge in kompakte Grundmoräne. Die genannten Lockersedimente bilden vor dem Ende des Weges mächtige Rücken aus und sind m-hoch mit Hauptdolomitschutt bedeckt. Sie sind als Eisrandsedimente des Achtalgletschers zu deuten. Mächtige Bach- und Murschutttablagerungen begleiten den nach S führenden Zweig des Dollmannsbaches bis 1180 m sowie zwischen 1240 m und 1280 m Höhe. Orographisch linksseitig steht bis 30 m mächtiges Lawinen- und Mur-

schuttmaterial aus Ammergauer, Oberalmer und Allgäuschichten an. Das sedimentäre Gefüge ist in den hohen Abschnitten des Forstweges auf 1270 m Höhe studierbar: Die eckigen bis- kantengerundeten Klaster sind häufig mit der plattigen Seite hangparallel eingeregelt, bisweilen ist eine Gradierung sichtbar. Matrixreichere (Murschutt) wechseln mit matrixärmeren Lagen (Sturz- und Lawinenschutt).

Die genannten Sedimente könnten in proximaleren Abschnitten einer spätglazialen Eisrandfazies entstanden sein; dem distaleren Abschnitt dieser Fazies könnten die oben erwähnten, weiter talabwärts gelegenen Bachsedimente, Kiese und Sande zugeordnet werden.

Das dominante Landschaftselement am Zusammenfluss der beiden Quellläste des Dollmannsbaches sind große, tiefreichende Sackungen und Rutschungen. Der Fahrweg zur Jagdhütte führt weitestgehend über Sackungstrepfen und tiefe Nackentälchen sowie dolinenähnliche Mulden. Südlich der Brücke bei Pkt. 1142 m sind hausgroße Schollen von Allgäuschichten, Adneter Rotkalken und Ruhpoldinger Radiolariten in versackter und verkippter Lagerung anzutreffen. Dasselbe Bild bietet sich entlang der beiden Bachläufe bis zum oberen Forstweg, der zur Jagdhütte führt, in Form nachsackender Bachufer. Hierbei wird evident, dass die vorher beschriebenen spätglazialen Bachablagerungen 10er-Meter-mächtig mit den Sackungs- und Rutschmassen verschüttet wurden, die sich großteils vom Lindstein abgelöst hatten. Die nachfolgend auf die Massenbewegungen abgegangenen Schutthalde und Murschuttungen füllten das charakteristische Sackungsrelief auf und wurden selbst wieder in Sackungen involviert. Die Massenbewegungen sind ursächlich mit den im Untergrund verbreiteten, inkompetenten Gesteinen der Kössen-Formation und deren lokal hangparallelem Schichteinfallen verbunden.

Bächental: Kesselbach, Hiesenschlagalm, Raberskopf

Das Einzugsgebiet des Kesselbaches ist im großen Stil durch Massenbewegungen gekennzeichnet. Wie an anderen Orten schon beschrieben, kommen in Verbindung mit der Verbreitung der Tonsteine und Mergel der Kössen-Formation teilweise komplexe Massenbewegungssysteme von flachgründigen Rutschungen bis tiefreichenden Sackungen vor. Am Übergang der Kössen-Formation in die Plattenkalke stabilisieren sich die Hänge wieder.

Beispiele: Auf der Südseite des Kesselbaches, zwischen Hiesenschlagalm und Rethalm Hochleger, nimmt eine große zusammenhängende, tiefgründige Massenbewegung ein Areal von über 50 ha Fläche ein. Die Hauptmerkmale sind hausgroße, antithetisch verkippte Schollen der Rotkalkgruppe, der Scheibelberg-Formation und der Allgäu-Formation, bereichsweise sogar als im Verband stehende Formationsabfolge, Nackentälchen, offene Zerrgräben, „betrunkenen Wald“ mit großen, krumm gewachsenen Fichten, Wasseraustritte und -schwänden, Vernässungszonen. Das breite wandförmige Abrissgebiet unterhalb des Rethalm-Hochlegers und die breite Vorwölbung des Rutschungsfußes gegen den Kesselbach hin sind klar ausgebildet. Die hohen frischen Böschungen und die immer wieder nachsackenden Teile entlang des Kesselbaches gelten als Maß für die Aktivität dieser Rutschung. Stabilere Bereiche bestehen aus Kössener Kalken und Grundmoränen. Etwa 500 m südsüdwestlich von Pkt. 1215 m treten unter den Grundmoränen zementierte Murschuttbreccien hervor.

Über das relative Alter dieser Massenbewegung gibt es im Kesselbach unterhalb der Jagdhütte interessante Hinweise: Dort überfährt die Rutschmasse in einer Mächtigkeit von über 10 Metern einen Bodenhorizont mit zahlreichen Baumstämmen, also einen ehemaligen Waldboden, der selbst wieder auf 2–3 m mächtigem Rutschmaterial gründet. Der Bach hat sich hier bis zu den anstehenden Kösse-

ner Schichten eingetieft. ¹⁴C-Datierungen und dendrochronologische Untersuchungen der Baumstämme sind in Vorbereitung. Ein weiteres Datierungspotential (Mindestalter) ergäbe sich aus dem Moor an der Forststraße 100 m südlich der Jagdhütte.

Der flache moränen- und moorbedeckte Rücken im Zwickel zwischen Kessel- und Rotwandalmbach besteht im Kern aus polymiktem, unsortiertem, eckigem Schutt verschiedener Korngrößen. Dieses Material könnte einer alten Sackung, möglicherweise mit prähochglazialen Alter, zugeordnet werden. Die Sackungen lassen sich auch über den oberen Forstweg den Hang hinauf verfolgen.

Eine große schuttstromförmige Rutschmasse wälzt sich beidseits des Rotwandalmbaches von den Rotwandalmen und der Baieralm bis unterhalb der oberen Forststraße herab. Dort wird sie von quer zum Bach streichender, N–S-gefalteter Kössen-Formation wie durch eine natürliche Barriere aufgehalten.

Der Raberskopf (1383 m) ist an drei Seiten in spektakulärer Weise durch riesige Sackungen der jurassischen Schichtfolge auf Kössen-Formation gekennzeichnet. Am Südhang des Raberskopfes ist dadurch ein fast 500 m langer zusammenhängender Rotkalk-Hirlatzkalk-Zug mehr als 100 Höhenmeter abgesackt und hat folglich die große Geländeverflachung auf 1200 m verursacht. Ausläufer der Massenbewegung reichen mit Schuttstromzungen bis zum Zotental-Niederleger. Auch die Allgäuschichten sind nachgesackt: eine größere Scholle davon steckt auf 1220 m Höhe an der Rotwandalmstraße.

Die Südostseite des Raberskopfes zeigt auf 1340 m Höhe einen großen nischenförmigen Anbruch einer Massenbewegung. Die Rutschung reicht bis zum Rotwandalmbach und weist viele schief stehende alte Bäume auf.

Auch die Westseite des Raberskopfes weist eine große Sackung auf, die den Zotentalbach bedrängt.

Strukturgeologische Beobachtungen

Lerchkogelalm (ÖK 87 Walchensee)

Die Almrodungen des Lerchkogelalm-Niederlegers (äußeres Bächental, Bayern) halten sich an die lithologische und strukturelle Beschaffenheit dieses Gebietes: im östlichen Teil stehen hauptsächlich die leicht verwitterbare Kössen-Formation und der Plattenkalk an; im westlichen Teil reichen mächtige Grundmoränen bis zum Kotzenbach hinab.

Die weitläufige Lerchkogelalm gibt auch beispielhaft das Bild einer strukturell geprägten Schichtstufenlandschaft wieder: Der Plattenkalk und die Kössen-Formation wiederholen sich mehrmals, wobei die bewaldeten Züge fast durchwegs vom Plattenkalk eingenommen werden. Der Grund liegt im E–W-streichenden Faltenbau mit Faltenamplituden von Dekameter- bis Hektometern, begleitet von sekundären Kleinfalten und einer dominanten N- bis NNE-Vergenz der Falten-Achsenebenen. Die Vorderschenkel der Antiklinalen (das sind gleichzeitig die Rückschenkel der Synklinalen) stehen meist saiger oder sind steil überkippt S-fallend. Die engen Antiklinalscharniere werden fast durchwegs vom Plattenkalk gebildet und liegen oftmals unzugänglich in glatten Wänden, die von senkrecht stehenden Einzelbänken des Plattenkaltes gebildet werden. Die Synklinalscharniere liegen in der Kössen-Formation. Die inversen Schenkel der Falten stellen Schwachpunkte dar, sind daher häufig durchgerissen und zu kleinen Überschiebungen weiterentwickelt. W- und E-Fallen sowie umlaufendes Streichen der Schichten, bedingt durch abtauchende Faltenachsen, zeigen eine zweite Einengungsphase in SE–NW-Richtung an.

Am Weg vom Lärchkogel-Niederleger zum Lärchkogel-Hochleger trifft man etwa 600 m südlich der Kapelle auf eng in NE–SW-Richtung gefaltete Kössener Kalke, deren

Achsen mäßig steil (ca. 30°) nach NW und SE abtauchen und möglicherweise mit einer Rotation und Steilstellung von Faltenstrukturen im Nahbereich von Seitenverschiebungen zusammenhängen. In der Nordflanke des Lärchkogels (1688 m) sind auf ca. 1500 m Höhe ebenso NW–SE-streichende und nach Nordosten überkippte Faltenstrukturen entwickelt. Das Kartenbild zwischen Rappenköpfl (1465 m) und Lärchkogel-Hochleger zeigt klar, wie die NE–SW-streichende, sinistrale Schwarzbachl-Rotwand-Störung (siehe Aufnahmebericht 2005) in zwei Hauptäste aufzweigt: der östliche Störungsast versetzt die große, nach NNE überkippte Hauptdolomit-Antiklinale des Lerchkogels mit ihrem steil invers S-fallenden Nordschenkel weit nach Südwesten. Der westliche Störungsast zieht von Grenzpunkt 215 in leichtem Bogen nach Südwesten zum Lärchkogel-Hochleger, morphologisch durch eine markante Furche in NE–SW-Richtung durch das Almgelände und zwischen den Grenzpunkten 221 und 220 markiert. Von Westen streichen die Faltenstrukturen über größere Strecken ungestört bis an den westlichen Störungsast heran. Der Abschnitt zwischen den beiden Störungen ist durch NE–SW-Faltung und kleine Überschiebungen in NE-Richtung sowie durch Schlepplung der Schichten am Rand der Störungen zusätzlich deformiert. In erster Annahme dürfte ein größerer Anteil des sinistralen Versatzes durch diese Verfaltungen kompensiert werden.

Im gesamten Gebiet lassen sich die größeren Lateralstörungen auch an konjugierten dextralen NW–SE- und sinistralen NE–SW- bis N–S-streichenden Seitenverschiebungen im Kleinaufschluss untermauern. Die Versätze betragen hier nur wenige Meter: eine sinistrale N–S-Störung mit größerem Versatz (ca. 80 m) ist 500 m nordnordwestlich von Grenzpunkt 221 kartierbar. Eine weitere erwähnenswerte NNE–SSW-Blattverschiebung versetzt etwa 600 m östlich der Weißen Hütte die Faltenstrukturen in sinistraler Richtung; sie kann als große Riedelstörung zur sinistralen Schwarzbachl-Rotwand-Störung interpretiert werden.

Im unteren Teil des Schwarzbachls (Grenzpunkt 215 abwärts zur Dürrach) tritt ein im Plattenkalk eingesenkter und zu einer isoklinalen Synklinale verfalteter Streifen aus Kössen-Formation auf. Das NE–SW-Streichen dieser Faltenstruktur weist auf eine prägosaunische Anlage hin, die sinistrale Zerschierung in NE–SW-Richtung parallel zur Schwarzbachl-Rotwand-Störung erfolgte postgosaunisch.

Nachtrag zur Rotwandstörung: Störungsverlauf zwischen Dürrach und Zoternalm-Mitterleger:

Im Graben, der vom Grenzhäuschen im Bächental nach Nordosten zum Zoternalm-Mitterleger verläuft, ist östlich des Baches der tektonische Kontakt zwischen dem Hauptdolomit im Westen und dem Plattenkalk und der Kössen-Formation im Osten als scharfe Störungsfläche (S 136/70, Höhe 1040 m) ausgebildet. Parallel dazu kommen weitere Störungsflächen vor. Zwischen 1040 m und 1140 m Höhe ist die Störung durch Massenbewegungen verdeckt, ebenso von 1200 m aufwärts; Quellaustritte zeigen jedoch deren Verlauf an. Dazwischen ist die Störung nochmals als steil ESE-fallende Fläche mit sinistralen Bewegungsindikatoren (S 105/55, L 175/25 sin.) ausgebildet.

Während der Plattenkalk und die Kössen-Formation östlich der Störung stärker verfaltet sind (mit E–W-Achsen), fällt der Hauptdolomit generell mittelsteil nach SSW bis SSE ein. Lediglich auf 1060 m bis 1080 m Höhe ist eine kleinere, enge ESE–WNW-streichende Synklinale vorhanden. Auf 1130 m Höhe geht der Hauptdolomit nach oben in Plattenkalk über; der Kontakt ist durch eine NNE–SSW-streichende sinistrale Störung (S 115/85, L 208/25 sin.) etwas überprägt. Diese und ähnliche kleine Störungsflächen sind als Riedelscherflächen zur Hauptstörung zu betrachten.

Schafreuter-Antiklinale (ÖK 87 Walchensee)

Der Schafreuter (2102 m) im Grenzkamm Bayern/Tirol bildet den höchsten Punkt im Nordschenkel der Karwendel-Synklinale zwischen dem Achental im Osten und dem Rißtal im Westen. Es handelt sich um eine große, gewölbte Antiklinale bis Domstruktur mit dominant WNW–ESE-streichendem Achsenverlauf. Das Scharnier liegt im Gipfelbereich. Das W- und E-Fallen bzw. Rundum-Streichen der Schichten an der Ost- und Westabdachung des Berges ist auf eine Überlagerung der E–W-streichenden Antiklinale durch kleinmaßstäbigere, NE–SW- bis N–S-streichende Falten bzw. auf die Zweiphasigkeit der Einengung zurückzuführen. Im flachen Almgelände (Wiesingberg) südwestlich unterhalb des Schafreuters ist ein nach Osten in die Luft ausstreichendes, WNW–ESE-verlaufendes Scharnier einer Synklinale mit der Kössen-Formation im Kern sehr schön sichtbar.

Ein Blick in die Nordabstürze des Ostgrates des Schafreuters bzw. in die Westflanke des Stierjoches (1909 m) zeigt, dass der Nordflügel der Karwendel-Synklinale intern noch sehr stark N-vergent verfaltet ist und durch NE–SW-streichende sinistrale Seitenverschiebungen bis Schrägabschiebungen zerschert ist. Eine dieser Störungen (S 155/60, L 60/32 sin. Absch.) versetzt unmittelbar nördlich des Tölzer Hauses (1835 m) den Plattenkalk um einige 10er Meter gegenüber der Kössen-Formation nach Südwesten.

Faltenstrukturen im Bereich Kesselbach – Hiesenschlagalm

Die sorgfältige Geländebegehung des unteren Abschnittes des Kesselbaches und der nordwestseitigen Hänge des Marlkopfes (1776 m), verbunden mit zahlreichen Schichtmessungen, vermag ein klares Bild des tektonischen Baues dieses Gebietes wiederzugeben: Ähnlich wie auf der Westseite des Bächentales zeigen sich auch hier große E–W-streichende, asymmetrische Faltenzüge mit Amplituden im Hektometer-Bereich: Ein meist flach bis mittelsteil S-fallender aufrechter Schenkel steht einem steil N-fallenden, vertikalen bis überkippt S-fallenden Schenkel gegenüber, dessen Zerschierung durch N-gerichtete Überschiebungen erfolgt ist. Die engen Scharniere sowohl der Antiklinalen (meist aus Plattenkalk) als auch der Synklinalen (Kössen-Formation) sind entlang der Forststraße zur Rotwandalm und entlang des Kesselbaches und eines südlichen Seitenbaches bestens ersichtlich. Morphologisch sind damit Steil- oder Wasserfallstufen (Antiklinal-scharniere bei der Brücke auf 1080 m bzw. auf 1200 m Höhe) bzw. Verflachungen, Vernässungen oder Almrodungen verbunden.

Die große Synklinale im unteren Teil des Kesselbaches soll beispielhaft für den strukturellen Stil dieses Gebietes näher erläutert werden. Hierzu bietet der Steig vom Forsthaus Aquila (919 m) nach Osten zur Wassereinfassung des Kesselbaches (Achenseekraftwerk der TIWAG) ideale Einblicke: Der anfangs WNW-streichende und steil nach ENE einfallende Plattenkalk geht nach 300 m des Weges in die Kössen-Formation über. Das Streichen der Schichten dreht wieder auf ENE, dem der Bach ab nun aufwärts folgt. Die Südseite des Baches wird über 150 m Länge von einer einzigen vertikalen Schichtfläche des Plattenkalkes gebildet. Etwa 200 m westlich der Wassereinfassung erkennt man im Bachbett das Scharnier einer Synklinale, das nach Osten in die Luft ausstreicht. Der aus der Kössen-Formation bestehende Kern der Synklinale wurde jedoch, bis auf die härteren Plattenkalke, großteils erosiv ausgeräumt. Der Plattenkalk zeichnet diese Synklinale mit steilem Südschenkel (SS 340/85) und weniger steilem Nordschenkel (SS 190/40) nach. Der Synklinalkern wird schließlich vom Südschenkel überschoben. Der Südschenkel ist selbst wieder verfaltet, wie wenige Meter westlich der Wasserfas-

sung ersichtlich ist. Bei der Wasserfassung selbst ist nochmals das Scharnier der genannten Synklinale ausgebildet (Faltenachse L 258/20).

Der steil S- bis SW-fallende Nordschenkel der Synklinale zeigt an der Geländekante zum Zotenalm-Niederleger wieder ein Umbiegen um eine Antiklinale nach Nordwesten (Faltenachse L 255/15). Dieser Geländeknick markiert auch den Übergang des Plattenkalkes nach Norden in die Kössen-Formation. Nördlich gegenüber der Einmündung des Seitenbaches vom Markkopf biegt die Schichtung von NNW- auf NNE-Fallen um, wodurch die Kössen-Formation bei 1050 m Höhe wieder im Kesselbach ansteht. Im Wechsel des Schichtstreichens von WNW auf NE bis E paust sich die ältere, prägosauische WNW-Einengung durch.

Das Umbiegen des steilen bis überkippten Südschenkels der oben beschriebenen Synklinale um ein Antiklinalischarnier nach Süden in einen aufrechten, flach S-fallenden Schenkel ist an der Rotwandstraße direkt bei der Brücke über den Seitenbach (Höhe 1080 m) aufgeschlossen. Unmittelbar südlich davon geht der Plattenkalk in die Kössen-Formation über. Auf 1200 m Höhe wiederholt sich diese Struktur von Neuem: Der Plattenkalk bildet den Kern und das Scharnier (direkt bei der Wasserfallstufe) einer N-vergerten Antiklinale und schiebt mit dem steilen bis über-

kippten Vorderschenkel auf die nördlich vorgelagerte Synklinale auf. Entlang des unteren Teiles der Rotwandalmstraße (von Höhe 1000 m bis 1100 m) lässt sich die laterale Entwicklung der von zwei Antiklinalen flankierten, N-vergerten Synklinale mit der Kössen-Formation im Kern nochmals nachverfolgen: hierbei streicht die Kössen-Formation etwa auf 1070 m Höhe nach Westen in die Luft aus. Der steile bis überkippte Südschenkel aus Plattenkalk und Hauptdolomit weist mehrere sekundäre Syn- und Antiklinalen mit Meter- bis Dekameter-Amplituden auf; dabei sind die Scharniere und die Schenkel öfters nach Norden und Süden durchgeschert.

Entlang des Zuflusses von der Rotwandalm ist die Kössen-Formation im Abschnitt untere/obere Rotwandalmstraße (1100–1200 m) durchgehend aufgeschlossen und zu dekametergroßen, engen N- bis NW-vergerten Falten mit überkippten Schenkeln verformt. Die steil stehenden und quer zum Bach streichenden härteren Kalkrippen (Lithodendronkalk) der Kössen-Formation wittern an den Flanken rippenförmig heraus. Die Dehnungsstrukturen in den Antiklinalischarnieren führten zur Zerlegung und zum Zerfall der auflagernden, rigideren Rotkalkdebrite in große Sackungs- und Rutschkörper.

Blatt 88 Achenkirch

Siehe Bericht zu Blatt 87 Walchensee von A. GRUBER.

Blatt 102 Aflenz Kurort

Bericht 2007 über geologische Aufnahmen im Gebiet Almundumkogel – Falkensattel – Falkenkogel – Spannkogel – Hals – Hochleiten auf Blatt 102 Aflenz-Kurort

MICHAEL MOSER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde die Kartierung des Almundumkogels bei Rotmoos (die im Jahr 2000 begonnen wurde) fortgesetzt. Weiters wurde die der Sonderfazies des Wettersteinkalkes der Zeller Staritzen normal aufruhende Obertrias im Gebiet der Roten Mauern – Hochleiten begangen und (wie am Almundumkogel) zur Mürzalpen-Decke gestellt. Dabei wurde die Deckengrenze in den kleinen Sattel zwischen Gratmauer und Spannkogel gelegt, da Letzterer aus lagunärem Dachsteinkalk der Gölle-Decke aufgebaut ist. Somit rechne ich die Obertrias von Almundumkogel und Gratmauer zur Mürzalpen-Decke, die tektonische Äquivalente zu Lurghöhe und Grangenriedel bei Hinterwildalpen (ÖK 101, Eisenerz) darstellen dürften. Hauptdolomit und lagunärer Dachsteinkalk von Falkensattel – Falkenkogel – Spannkogel können (wie die Kräuterin) zur Gölle-Decke gestellt werden. Im Bereich des Falkenkogels ist der gebankte Dachsteinkalk steilgestellt und verleiht daher dem Berg sein klotziges Aussehen. Weiters ist in dessen Westwand eine NNW–SSE-streichende Bruchlinie anzunehmen (Naturharnische). Eine ähnliche Bruchlinie dürfte auch für eine dolomitisch-brecciöse Zerlegung des Dachsteinkalkes in der Ostflanke des Berges sein. Die Deckengrenze zwischen Mürzalpen-Decke und Gölle-Decke wird

sowohl am Almundumkogel als auch zwischen Spannkogel und Gratmauer von Werfener Schichten markiert und durch ein deutlich ausgeprägtes, NNE–SSW-streichendes Bruchsystem mehrmals abgeschnitten und versetzt. Eine der Stirn der Mürzalpen-Decke vorgelagerte Haselgebirgs-Deckscholle N' Sulzboden dürfte zur Gänze auf tirolischem Hauptdolomit der Gölle-Decke liegen.

Das kartierte Gebiet wird von stellenweise mächtiger, ribeiszeitlicher Moränendecke und -streu überdeckt, wobei aus der regionalen Zusammensetzung des Moränenmaterials mindestens zwei verschiedene Einzugsgebiete der Gletscher unterschieden werden können: einerseits die Hochtürnachregion (Wettersteinkalk) und andererseits die Region Kräuterin – Dürradmer (Werfener Schiefer, Hauptdolomit, Dachsteinkalk und bunte Jurakalke). Neben rein glazigenen Moränensedimenten können auch glazifluviatile Sedimentkörper sowie Gehängebreczien vermutet werden.

Am Almundumkogel (auch „Umundumkogel“, K. 1119), der seine (wie sein zweiter Name bereits sagt) allseits flache Gipfform gewiss einer starken alteiszeitlichen Überformung zu verdanken hat, tritt sehr blockreiches, bunt (polymikt) zusammengesetztes Moränenmaterial der Rib-Eiszeit (siehe auch KOLMER, 1993, S. 85f) auf. Die Komponentenzusammensetzung der Moränengeschiebe besteht etwa zur Hälfte aus Dachsteinkalk und Hauptdolomit der Kräuterin (oft Blöcke), zur anderen Hälfte aus Kalken und Dolomiten der Mitteltrias (Wettersteinkalk und „Sonderfazies des Wettersteinkalkes“) der unmittelbaren Umgebung und des Türnachstockes sowie aus Sandsteinen, Kalken und Dolomiten der Raibler Schichten. Auf der