©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

stand. Nur die jüngste Form in ca. 750 m unterhalb der Forststraße Klamm – Laudachsee ist noch weitgehend intakt.

Das Alter diese Schuttströme ist wohl würmzeitlich, wobei die intakte Form dem beginnenden Spätglazial zuzuordnen sein wird. Die höchst gelegenen, speziell die gering mächtigen Reste auf dem Rücken südlich Klamm, könnten auch aus älteren Eiszeiten (Riß) stammen, was auch durch die fortgeschrittene Verwitterung (Korrosion) der Blöcke angezeigt werden könnte, wenn diese nicht auf stärkere Lösungsvorgänge in der durch Flyschschutt (pH-Wert) dominierten Verwitterungszone zurückzuführen ist.

Weiters finden sich SE der Kote 695 m die selben Ablagerungen, die den Hang bis gegen Kote 855 m aufbauen. Diese werden von den westlichen durch den Flyschrükken getrennt, der von Kote 695 m bis zur Kuppe 930 m westlich der Kote 855 m zieht.

Die Ablagerungen des Schuttstromes gehen von wallartigen Rücken aus, die parallel zur Laudach verlaufen und hoch über dieser auslaufen. Eine äquivalente Form, ebenso aus dem unbearbeiteten, groben Schutt, findet sich auf dem Rücken östlich der Laudach, die hoch über dem Schrattenbach vor der Mündung in die Laudach ausstreicht. Dieser Schutt bedeckt den Rücken nur zur Hälfte, so daß der nächste, östlich gelegene Graben nur noch im Flysch verläuft.

In den tieferen Teilen der Hänge zur Laudach zu finden sich einerseits an der Forststraße oberhalb der Schrattenbachmündung, andererseits am orographisch linken Ufer in kleinen Rutschungen (alter, verfallener Weg) wesentlich besser gerundete und manchmal gekritzte Geschiebe in einer feinkörnigen, gut konsolidierten Grundmasse. Es sind dies Grundmoränen des Laudachseegletschers, der in einer steilen engen Zunge bis in diesen Raum (Zusammenfluß Laudach-Schrattenbach) gereicht hat. Durch die Verteilung der verschiedenen Sedimente ergibt sich, daß diese Gletscherzunge zumindest randlich – wenn nicht völlig – von grobem Karbonatschutt bedeckt war, der dann weiter talaus als Schuttstrom weiter vordrang, da hier keinerlei Moränenablagerungen zu finden waren. Die durch die Schuttströme erfolgte Verfüllung des Tales (Kote 695 – Klamm) hat dazu geführt, daß die Laudach weiter nordöstlich ein neues Tal anlegte, das heute steil in den Flysch eingeschnitten ist. Wahrscheinlich erfolgte diese Verlegung aber nicht erst nach der letzten Eiszeit.

Der Gletscher der letzten Eiszeit im Becken des Laudachsees läßt sich an seinem linken Ufer gut rekonstruieren. Er verlief von der Kote 855 m nach SW um die Kuppe 930 m herum, an deren Südseite kleine Wallformen eine Höhe von 920 m für den Eisrand markieren. Der flache Sattel westlich der Kuppe 930 m wurde noch vom Gletscher mit einer kurzen Zunge überflossen. Weiter südlich lag der Eisrand dann am Steilabfall der älteren Gehängebreccie. Über diese kurze Eiszunge ist viel Schutt (Breccie sowie Kalke) transportiert worden, der dann den Schuttstrom nach Norden bildete. NE des Katzensteins ist eine ausgedehnte Massenbewegung entstanden, die die tiefe Kerbe im Hang verursachte. Die Abrißnische greift bis auf 1060 m Höhe bis an die Überschiebung der Kalkalpen zurück. Darunter zeigen sehr scharfe, frische Formen zumindest nicht lange zurückliegende Bewegungen in manchen Teilen an.

Unterhalb der Straße in ca. 900–920 m Höhe ist morphologisch ein Übergang von einzelnen, bewegten Schollen zu langgestreckten Rücken, die der Fallinie folgen, zu erkennen. Ab hier ist in den Gräben nur Murenschutt mit tonig-schluffiger Matrix aufgeschlossen. Diese mächtigen Murenschübe haben auch dazu geführt, daß die Laudach an die orographisch linke Böschung gedrängt wurde, wo sie die grobblockigen Moränen unterschneidet. Daß diese Bewegungen auch über den Zeitraum unmittelbar nach dem Abschmelzen des Eises angedauert haben, wird dadurch angezeigt, daß es der Laudach bis jetzt nicht gelang, ein ausgeglichenes Gefälle herzustellen, sie muß östlich Kote 855 m eine hohe Steilstufe überwinden.

Im Bereich der Laudach ist oberhalb der Mündung mit dem Schrattenbach mächtiges Murenmaterial aufgeschlossen, das das nördlichste Ausgreifen dieser Murentätigkeit anzeigt. Innerhalb dieser Materialien war ein Horizont mit organischen Resten (Blätter, Äste, Holzstücke) zu finden, der einer Zone stärkerer Verwitterung und Oxydation auflag. Das ca. 5 m mächtige hangende Murenmaterial war völlig unverwittert.

Zwei ^{14}C-Datierungen an größeren Holzstücken aus diesem Horizont ergaben übereinstimmende Ergebnisse:

VRI 1234 3900 ± 50 BP (calibriert BC 2470–2330)
und
VRI 1235 3900 ± 50 BP (calibriert BC 2580–2330).

Dies bedeutet, daß der jüngste Murenstrom, der das Laudachtal auffüllte, in dem Zeitraum zwischen 2580 und 2330 vor Christi Geburt erfolgte.

Weitere kleinere Massenbewegungen im Fels entstanden durch die Ausräumung der Täler nach der Eiszeit am orographisch rechten Ufer der Laudach bei Klamm und am südlichen Hang des Schrattenbaches, ca. 500 m östlich seiner Mündung in die Laudach.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Bereich Kasberg – Meisenberg auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von MICHAEL MOSER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Zur geographischen Lage und tektonischen Position des Kartierungsgebietes

Das Kasbergmassiv ist ein etwa 100 km² umfassendes, zwischen dem Almtal, Steyerlingtal, der Hochsalmgruppe und dem Toten Gebirge gelegenes Mittelgebirgsmassiv, das im wesentlichen aus zwei tektonischen Stockwerken, nämlich der tieferen Höllengebirgsdecke und der höheren Totengebirgsdecke aufgebaut ist. Beide tektonische Einheiten werden dem Tirolikum zugerechnet.

Der Nordteil des Kartierungsgebietes wird im Bereich des Wallibach-Grabens von der relativ einfach gebauten, tektonisch tieferen Höllengebirgsdecke (hauptsächlich Hauptdolomit, der im Osten in Plattenkalk übergeht) eingenommen, während die tektonisch höher positionierte Totengebirgsdecke (Deckengrenze auf etwa 1100 m SH) mit einer vorläufig noch schlecht erfaßten Schuppenabfolge verschiedener mitteltriadischer Schichtglieder den oberen Teil der Spitzplaneck-Kasberg-Roßschopf-Gruppe aufbaut. Die Deckengrenze zwischen Höllengebirgsdecke und Totengebirgsdecke kann am bequemsten entlang des von der Jh. Wallibach nach Norden in Richtung Kasberg führenden Jagdsteiges studiert werden.

Der dem Kasbergmassiv südlich vorgelagerte Meisenberg-Rabensteinzug stellt den Südteil des Kartierungsgebietes dar und wird allgemein der aus tieferer Mitteltrias bestehenden Basis der Totengebirgsdecke zugeordnet. Entsprechend der deckenbasisnahen Position ist diese

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Mitteltriasabfolge stark tektonisiert und verschuppt worden. Die tektonofaziell äußerst interessante tirolische Stellung dieser Mitteltrias ist Ziel der gegenwärtigen Untersuchungen, die vor allem von Doz. Dr. Leopold KRYSTYN vorangetrieben werden. Ihm verdanke ich neben der Bestimmung der Conodonten manchen wertvollen Hinweis für meine Kartierungsarbeiten.

Mitteltrias im Bereich Meisenberg – Rabenstein

Für das Anis konnte im Bereich des unteren Rabensteines (gute Aufschlüsse vor allem entlang der neuen Forststraße, die vom Rabenstein Richtung Langscheidalm führt) folgende Abfolge erfaßt werden:

- Unteres Anis – Gutensteiner Kalk
  Zumeist dunkelgrau bis schwarz gefärbter, bituminöser, dünnbankig-dünnschichtiger Kalk mit ebenen Schichtflächen, dessen Mächtigkeit 100 m nicht überschreiten dürfte (häufig tektonisch zugeschnitten und verfaltet); nicht selten ist der durch wurstförmig-gekrümmte Marken gekennzeichnete "Wurstelkalk" zu beobachten;
- Mittleres Anis – Knollenkalk
  Im Bereich des Rabensteines auf etwa 1000 m SH ist gut der Übergang von typisch ebenflächig-dünnbankigem Gutensteiner Kalk in zunächst noch dünnbankige, sehr knollige, feinspätig-dichte, dunkelgraue-schwarze Kalke des Unter-Pelson (*Nicorella kockeli*) zu beobachten. Diese Knollenkalke gehen nun allmählich in zumeist noch dunkle, im Hangenden eher braungraue bis seltener mittelgraue, meist feinspätige, durchwegs dm- (und dicker) gebankte knollig-welligschichtige Kalke (denen im Liegenden lagenweise auch mittelgraue, dünnschichtig-ebenflächige Kalke eingeschaltet sind) über. Eine Conodontenprobe aus dem obersten Abschnitt der dm-gebankten, mittel- bis braungrauen Knollenkalke, die hier stellenweise auch (sekundär) dolomitisiert sein können, ergaben Ober-Pelson-Alter (*Gondolella bifurcata*). In diesem höheren Abschnitt des mittelanisischen Knollenkalkes sind Einschaltungen von dunklen Biogenschuttkalken mit Crinoiden und Bivalven zu beobachten. Der unmittelbar darüber folgende Wettersteindolomit des Brunnkogels ist diesen mittelanisischen Knollenkalken mit großer Sicherheit tektonisch aufgelagert.

Interessant ist ein im Bereich des oberen Rabensteines auf etwa 1300 m SH (etwa 800 m SSW' K.1647 Roßschopf) zwischen dem Gutensteiner Kalk und dem mittelanisischen Knollenkalk eingeschaltetes, geringmächtig wandbildendes Band von teils undeutlich gebankten bis massigen, teils dünnschichtig bis dm-gebankten ebenflächig bis welligschichtigen, mittel–dunkelgrauen feinspätigen Kalken, die z.T. Brachiopoden, z.T. dunkle, mittelkörnige Crinoidenspatkalke führen. Dieses Schichtglied, aus dem eine Schliffprobe mit ?Meandrospiren, *Pilammina densa*, und anderen Foraminiferen gewonnen wurde, habe ich vorerst als Steinalmkalk bezeichnet und findet sich z.B. auch in einem wiederum wandbildenden schmalen Streifen an der Forststraße etwa einen Kilometer WSW' der Langscheidalm wieder.

Der oben bereits erwähnte Wettersteindolomit ist stets als massiger, kleinklüftiger, hellgrau bis weiß gefärbter Dolomit entwickelt und lagert offensichtlich immer tektonisch den unter- und mittelanisischen Gesteinsserien auf. An der Südseite des Meisenberges lagert der Wettersteindolomit oftmals den unteranisischen Gutensteiner Kalken auf und spiegelt somit einen sehr engen, lamellenförmig anmutenden Schuppenbau wieder.

Interessanterweise sind im Bereich unmittelbar nordöstlich der Iserwiese helle Wettersteinkalke in Form von hellmittelgrauen, massig bis undeutlich gebankten, feinspätigen Kalken dem Dolomit, aber auch den Gutensteiner Kalken eingelagert. Eine Conodontenprobe aus einer hellen Massenkalkrippe 700 m ENE' der Iserwiese ergab unterladinisches Alter dieses offensichtlich beckennahen Wettersteinkalkes (undeutliche Bankung!).

Tektonik im Bereich Meisenberg – Rabenstein

Der tektonische Baustil des Meisenberg – Rabenstein-Zuges ist durch einen auffällig lamellenförmigen Schuppenbau dünner, rasch auskeilender Mitteltriasschichtglieder mit starker Internfaltung charakterisiert. Zusätzlich wird dieser Schuppenbau durch etwa N–S-streichende Störungen bzw. Störungszonen an der Südseite des Meisenberges kompliziert. Besonders auffällig ist der deutlich ausgeprägte Einschnitt zwischen Meisenberg und Rabenstein, bei dem entlang einer N–S-streichenden Störungszone in der westlichen Grabenflanke die Gutensteiner Kalke mit den mittelanisischen Knollenkalken und den hellen Wetterstein-(?Steinalm-)kalken verschuppt worden sind. Einen ähnlich engen, mehr lamellenförmig W–E-streichenden Schuppenbau findet man oberhalb der Forststraße 600 m WSW' der Langscheidalm wieder.

Die b-Achsen-Analyse aus dem Bereich Meisenberg – Rabenstein zeigt zwar stark streuende, zumeist jedoch nach SW und auch ESE einfallende Faltenachsen. Das generelle Einfallen der Schichtflächen ist gegen Süden gerichtet.

An der Nord- und der Westseite des Meisenberges ist die flach nach Süden einfallende Deckengrenze zwischen der tektonisch höheren Totengebirgsdecke und der tektonisch tieferen Höllengebirgsdecke (Gutensteiner Kalk auf Hauptdolomit der Höllengebirgsdecke) gut verfolgbar.

Mitteltrias an der SW-Seite des Kasberg–Roßschopf-Zuges

An der SW-Seite des Kasberg – Roßschopf-Zuges treten oberhalb der Deckenbasis der Totengebirgsdecke weit verbreitet stark verfaltete Gutensteiner Kalke in tektonisch bedingt übergroßer Mächtigkeit auf. Ein in etwa 1300 m SH gut durchverfolgbares Dolomitband ermöglicht eine Untergliederung in eine tiefere, weitestgehend aus 80–100 m mächtigem Gutensteiner Kalk bestehende Schuppe, die sich offensichtlich in den Meisenbergzug fortsetzt, und in eine höhere, aus Gutensteiner Kalk, „Steinalm/Annaberger Kalk" und Reiflinger Kalk zusammengesetzte Schuppe, die bis an den Gipfelkamm des Kasbergmassives heranreicht. An dieser offenbar sehr flach gelagerten (evtl. subparallel zur Deckengrenze verlaufenden) Schuppengrenze tritt 450 m E' Jh. Wallibach in etwa 1300 m SH eine Kalkrippe aus dickbankigen bis massigen, hellmittelgrauen feinspätigen Kalken vom Typus Steinalm- oder Wettersteinkalk auf. Diese Situation ist auffälligerweise gut mit den Verhältnissen SE' der Iserwiese, wo sich diese Schuppengrenze evtl. fortsetzt, vergleichbar.

In der tieferen Schuppeneinheit ist das mittlere Anis scheinbar völlig abgeschert worden, lediglich die an der Oberkante der Gutensteiner Kalke vereinzelt auftretenden Crinoidenkalke und auch seltener Knollenkalke dürften als erste Indizien für „basales Mittelanis" gewertet werden können.

Vollkommener erhalten ist die Abfolge der höheren Schuppeneinheit des Kasberg – Roßschopf-Kammes. Sie

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

beginnt wiederum mit unteranisischem Gutensteiner Kalk, der im Hangendsten heller, zunehmend dickbankiger und spätiger entwickelt ist und von folgendem, etwas eigenständig anmutendem Schichtglied, das offensichtlich den gesamten Wandzug an der Kasberg – Roßschopf-SW-Seite aufbaut, abgelöst wird:

- Zunächst noch dünnbankige bzw. dm-gebankte, welligschichtige aber auch ebenflächige, mittelgraue, feinspätige, teilweise auch feinkörnige Kalke.
- Darauf folgen mittel- bis dunkelgraue, spätige Bankkalke (teilweise grobspätige Crinoidenkalke), die im Liegenden noch mehr dünngebankt–welligschichtig, im Hangenden jedoch durchwegs dm-gebankt und mehr ebenflächig ausgebildet sind.

Für dieses Schichtglied wurde vorläufig die sich auf lithologische und stratigraphische Überlegungen stützende, vorläufig noch weitgespannte Bezeichnung „Steinalm-Annaberger Kalk" verwendet. Im Bereich des Roßschopf-Gipfels folgen auf etwa 1600 m SH helle (teilweise auch mehr mittelgraue), spätige Hornsteinkalke, die spärlich auch Filamente führen.

Tektonik des Kasberg – Roßschopf-Zuges

Wie schon im letzten Kapitel erwähnt, vermute ich, daß die Totengebirgsdecke des Kasberg – Roßschopf-Zuges von zwei flach übereinander liegenden Mitteltriasschuppen aufgebaut wird. Die tiefere dieser beiden Schuppeneinheiten dürfte sich direkt in den Meisenbergzug fortsetzen, während die höhere Schuppeneinheit den oberen Teil des Kasberg – Roßschopf-Zuges bildet.

Die gemessenen Faltenachsen in diesem Bereich zeigen ein durchaus gut ausgeprägtes Maximum flach in Richtung Südwest. Die tektonische Hauptbeanspruchung des Kasberggebietes könnte somit in Richtung (N) NW erfolgt sein, allerdings sind häufig auch Querfalten zu beobachten. Das generelle Schichteinfallen – so ein solches überhaupt erkennbar ist – dürfte gegen Südosten gerichtet sein.

Im Gebiet zwischen Kasberg und Spitzplaneck (K. 1617) konnten zwei bedeutende Längsstörungen beobachtet werden. Die eine Störung läuft NE–SW-streichend von einem deutlichen Einschnitt 350 m NW' des Kasberggipfels (K. 1747) in einen in den Röllgraben einmündenden Seitengraben, wobei der SE-Flügel gegenüber dem NW-Flügel etwas angehoben wurde (Vertikalversatz etwa 50 m) – wie es sowohl aus der Morphologie (versetzte Felswände) als auch aus der versetzten Dekkengrenze zwischen Höllen- und Totengebirgsdecke deutlich abgelesen werden kann.

Eine weitere Störung stellt den deutlichen Einschnitt unmittelbar am Ausgang des kleinen Kares östlich des Spitzplanecks dar und verläuft etwa W–E bei steilem südlichen Einfallen. Auch in diesem Fall ist der Südflügel steil auf den Nordflügel aufgefahren. Harnischflächen in diesem Bereich zeigen neben dip slip auch oblique slip Bewegungen (revers sinistral) an.

Die Höllengebirgsdecke im Wallibach-Graben

Im etwa W–E-streichenden Wallibach-Graben, der etwa 1 km N' Wh. Jagersimmerl in das Almtal mündet, tritt die tektonisch tiefere Höllengebirgsdecke halbfensterartig unter der darauflagernden Totengebirgsdecke hervor. Die in diesem Bereich flach antiklinalförmig gebaute Höllengebirgsdecke besteht weitestgehend aus stets gut gebanktem Hauptdolomit, der nördlich des Grabens nördliches bis nordöstliches, südlich des Grabens östliches bis südöstliches Einfallen zeigt. Daraus ergibt sich eine flach nach Osten abtauchende Antiklinale, die von der Deckengrenze zwischen Höllen- und Totengebirgsdecke schräg abgeschnitten wird, da der über dem Hauptdolomit folgende Plattenkalk, der im Bereich der Jh. Wallbach etwa 40–50 m mächtig wird, gegen Süden zu an der Deckengrenze rasch auskeilt.

Im Bereich unmittelbar westlich der Jh. Wallibach ist der allmähliche Übergang von Hauptdolomit in Plattenkalk gut zu beobachten:

Zunächst schalten sich nur vereinzelt dolomitische Kalkbänke in die noch überwiegend dolomitisch entwikkelte Hauptdolomitserie ein; diese „Übergangsschichten" sind etwa 80 m mächtig. Darauf folgt der vorwiegend kalkig entwickelte Plattenkalk in einem zwischen 1100 m SH und 1170 m SH liegenden Band zwischen Jh. Wallibach und dem Röllgraben. Dabei handelt es sich um

- gut dm-gebankte bis dickbankige, ebenflächige mittelgraue–braungraue, feinkörnig-feinspätige Kalke, wechsellagernd mit
- cremegrauen–mittelgrauen Dolomiten, teilweise mit Algenlaminiten und
- (dunkler)mittelgrauen, bituminösen, feinspätigen, dolomitischen Kalken.

Ausblick

Die vorläufig noch recht unvollständig erfaßte Mitteltrias der Totengebirgsdecke soll neben der Auflösung der tektonisch komplexen Situation Ziel der Kartierungsarbeiten im Jahr 1992 sein.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von Beatrix Moshammer
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das vorgegebene Gelände bildet den südöstlichsten Ausschnitt des Kartenblattes und ist nach N und W folgendermaßen begrenzt: Bergkamm des Hochstein (1405 m), SE-Flanken von Jausenkogel (1514 m) und Schwalbenmauer (1657 m) bis Steyrer Hütte, von dort nach S über den Sattel zwischen Roßschopf (1647 m) und Brunnkogel (1063 m) in die Hetzau.

Die tektonische Zuordnung nach A. Tollmann (1976) erfolgt zur Totengebirgsdecke, nahe deren N-Rand. Diese flach SSE-abtauchende Großstruktur ist im N und NW des Gebietes durch Gutensteiner-, Steinalm- und Reiflingerkalke erschlossen, der Zug des Hochkogel (1193 m) bis zur Kirchdorfer Hütte im W, sowie der gesamte Bereich der Steyrling S der Einmündung des Zösenbaches über Brunnkogel (1063 m), Hundskogel (1167 m) und Ring bis zur Hetzau wird von Wettersteindolomit, sehr untergeordnet von Wettersteinkalk, aufgebaut. Nahe des S Kartenblattrandes finden sich, bisher nur im W nachgewiesen, Hinweise auf eine saigere, E–W-streichende Störung durch ebenso streichende Gutensteinerkalke im Sattel S des Sandberges (1106 m), die N an Wettersteindolomit grenzen, und durch mylonitisierte, buntgefärbte Dolomite und tektonische Schürflinge von Nordalpinen Raiblerschichten, ca. 1200 m E im Sandgraben bei 800 m SH. In relativem stratigraphischem Verband treten Nordalpine Raiblerschichten bis auf wenige Ausbisse, wie in der W' und N' Felsrinne des Schranken (1482 m) und in der Hinteren Hungerau, am S' Anschlußblatt (ÖK 97 Bad Mitterndorf) auf. In letzterem umfangreichstem, obgleich ebenfalls tektonisch begrenztem Vorkommen, im SW' Tal-

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1992

Band/Volume: 135

Autor(en)/Author(s): Moser Michael

Artikel/Article: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Bereich Kasberg - Meisenberg auf Blatt 67 Grünau im Almtal 693