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

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016–7800 | Band **141** | Heft 3 | S. 245–327 | Wien, November 1998

Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1 : 50.000 im Jahr 1997

Blatt 16 Freistadt

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 16 Freistadt

MANFRED ROCKENSCHAUB

Die geologische Kartierung des Freistädter und des Kefermarkter Tertiärs wurde, vom Kartenblatt Steyregg kommend, nach N auf Blatt Freistadt fortgesetzt. Das Hauptverbreitungsgebiet dieser Tertiärsedimente liegt mehr oder weniger im Talbereich der Jaunitz bzw. entlang der Bahnlinie nach Tschechien. Der Sedimentkörper lässt sich im wesentlichen zweiteilen – in rostbraune Sande und Kiese im Hangenden und blaugraue Sande, Schluffe und Tone im Liegenden. Die liegenden Feinsedimente zeigen eine wechselhafte Zusammensetzung. Blaugraue, sehr feste und zähe Tone, die lokal Kohlestückchen beinhalten, wechseln mit grauen Schluff- und Sandlagen, die oft wasserführend sind. Sedimentäre Strukturen sind selten zu erkennen. Die fluviatilen Sande und Kiese im Hangenden sind ebenfalls wechselhaft zusammengesetzt. Bereiche mit vorherrschender kiesiger Fazies wechseln mit mehr sandig-schluffigen Sedimenten. Es handelt sich durchwegs um sehr glimmer- und feldspatreiche Sedimente. Die Feldspate weisen eine schlechte bis keine Rundung auf. Für die kiesigen Bereiche sind die sehr gut gerundeten, oft dunkelgrauen bis schwarzen Quarzgeröllе typisch. Immer wieder können Stücke von verkieseltem Holz in diesen Sedimenten gefunden werden.

N des Bahnhofes Freistadt lagern die Kiese und Sande einerseits in geringer Mächtigkeit im Talbereich der Jaunitz und andererseits ziehen sie vom Bahnhof Freistadt nach N bzw. NE über den Höhenrücken zum Gehöft Prandl. Danach vereinigen sich diese beiden Äste wieder zu einer zusammenhängenden Sedimentrinne. Diese folgt dem Tal der Jaunitz bis S von Summerau und dann dem Rainbachtal bis etwa Kranklau. N davon, z.B. im Bereich des Bahnhofes Summerau, bei Pürau und östlich bzw. nordöstlich von Zulissen finden sich noch gering mächtige Reste dieser Sande und Kiese. Der einzige gute Aufschluss in den Sedimenten ist die Kies- und Sandgrube in Jaunitz, ca. 500 m NE des Gehöftes Lengauer.

Die tonigen Sedimente stehen vorwiegend in den Uferböschungen der Bäche an. Die Bäche lagerten kaum nennenswerte Mengen an Alluvionen ab. Sie erodierten vorwiegend, so dass in den Talböden, unter gering mächtigen Böden und alluvialen Ablagerungen, die tertiären Sedimente anstehen.

Größere Verbreitung haben die blaugrauen Tone im Bereich nördlich (Harbachtal) und östlich des Bahnhofes Summerau und in Richtung Froscherbachtal. Sie wurden hier erbohrt bzw. waren sie temporär in einer Künette aufgeschlossen. N und E des Bahnhofes Summerau liegt ein großteils trockengelegtes Hochmoor. Im Waldgebiet E des Gehöftes Schober konnte in den Entwässerungsgräben eine Torfmächtigkeit von ca. 1,5 m festgestellt werden. Knapp N des Bahnhofes verläuft die europäische Wasserscheide. Der Harbach und der Froscherbach entwässern nach Norden, Rainbach und Jaunitz fließen nach Süden ab.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 16 Freistadt

GERHARD SCHUBERT

Im Zuge der diesjährigen Aufnahmetätigkeit wurde das Gebiet östlich der Linie Allhut – Reichenthal – Vorderkönigschlag neu begangen. Nach der „Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald“ (G. FRASL et al., 1965) war in diesem Bereich in der Hauptsache Grobkorngneis zu erwarten (bei diesem Gestein handelt es sich weniger um einen eigentlichen Gneis, sondern vielmehr um ein anatektisches Gestein, das bei seiner Genese bereits partiell aufgeschmolzen war). Im begangenen Gebiet tritt anstehendes Gestein selten auf, sodass man bei der Kartierung im wesentlichen auf Blockfunde und Lesesteine sowie auf die Zuordnung des im Boden vorhandenen Gruses angewiesen ist.

Bei der Neubegehung stellte sich heraus, dass im Gebiet zwischen dem Granitzenbach und der Straße nach Allhut Weinsberger Granit eine größere Verbreitung besitzt, als aus der erwähnten Übersichtskarte hervorgeht. Dieses Gebiet ist als Übergangszone von Weinsberger Granit zu Grobkorngneis anzusprechen, in der auch immer wieder größere Bereiche von Weinsberger Granit alleine aufgebaut werden.

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

Südlich des Steinberges konnte eine 500 m lange, etwa WNW–ESE-gerichtete Zone mit Hornblende und Titanit führendem Grobkorngneis auskartiert werden.

Im nördlichen Teil des Steinwaldes tritt über einen Bereich von 500 m ein feinkörniges Granitoid auf, das Material von Weinsberger Granit und vermutlich auch Grobkorngneis übernommen hat.

400 m östlich der höchsten Erhebung des Fuchsbauerberges treten in einem Umkreis von 150 m im Grobkorngneis gehäuft Gänge eines feinkörnigeren, dunkleren Granitoids auf. Am SW-Grat des Fuchsbauerberges zeigt der Grobkorngneis über eine Länge von 500 m zumeist eine feinkörnigere Ausbildung als sonst.

Im Bereich der Graslmühle und südlich von Kohlgrub waren über eine Länge von 2 km bzw. 1,5 km zwei 300 m breite SSW–NNE-gerichtete Zonen zu verfolgen, an denen gehäuft Anzeichen einer stärkeren Tektonisierung (geschieferter Grobkorngneis und Granit bis Ultramylonit) festzustellen waren. Im Graslbachtal westlich von Allhut ist an die erste dieser Zonen ein hellglimmerführendes, geschiefertes, mittel- bis feinkörniges Gestein gebunden, das mitunter pegmatitartig, teils aber auch sehr homogen ausgebildet sein kann und dann makroskopisch einem etwas feinkörnigeren Grobkorngneis ähnlich wird. Im Wald südöstlich des Fuxjörgels ist die zweite dieser Störungszonen in zwei Steinbrüchen gut aufgeschlossen.

Blatt 23 Hadres

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 23 Hadres

IVAN CICHA & JIŘÍ RUDOLSKÝ
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Jahre 1997 wurde das Gebiet in der weiteren Umgebung von Altenmarkt im Thale, im Bereich von Rattenberg, Latschenberg, Sauberg, Hausberg und zwischen Haslach und Kleinsierndorf kartiert.

Im diesem Gebiet lassen sich im Neogen folgende stratigraphische Einheiten unterscheiden:

a) Laa-Formation (Karpatium, älterer Teil).
b) Grund-Formation (Oberes Karpatium–Unteres Badenium).
c) Hollabrunner Schichtenfolge (Pannonium).

Dem älteren Karpatium gehören graue bis grüngraue, feinsandige, kalkige Tone und graugelbe, feinkörnige, glimmerige, bis einige Meter mächtige Sande an. Diese Sedimente sind im Nordosten, in der Umgebung des Roten Kreuzes und der Flur „Wart“ (Kote 264 m) aufgeschlossen.

Die Tone führen *Virgulinella pertusa* (RSS.), *Pappina primiformis* PAPP & TURN., *Pappina breviformis* PAPP & TURN., *Praeglobobulimina pupoides* (D'ORB.), weiters *Spiratella* sp. und pyritisierte Diatomeen.

Einige Proben in dieser Gegend enthalten nur die Vertreter der Gattungen *Pappina* und *Praeglobobulimina*.

Das Vorkommen von Sedimenten der Laa-Formation ist mit der kleinen Erhebung der Kote 264 (Flur „Wart“) verbunden. Darüber folgen gegen SW, durch einen Übergang feinsandige, kalkige Tone mit *Praeglobobulimina pupoides* D'ORB., *Uvigerina graciliformis* PAPP & TURN. und *Globorotalia bykovae* AISENSTAT.

Dieses Schichtglied ist an der Oberfläche zwischen Holzlüsse und S Ratscherberg erschlossen und entspricht dem Grenzbereich Laa-Formation/Grund-Formation. Das Erstauftreten von „Globorotalien“ ist für den ältesten Teil der Grund-Formation typisch.

Im kartierten Raum ist eine weitgehend gleichbleibende Schichtfolge des „jüngeren“ Karpatium bis Unteren Badenium (Grund-Formation) zu beobachten. Es sind vorwiegend grünblaue, gelbbraune bis grüngraue, feinglimmerige, oft feinsandige, kalkige Tone.

Die flächige, tonige Verbreitung der Grund-Formation wurde in der Gegend zwischen Haslach, Dernberg, Reslingberg, Bockstall, Kleinsierndorf und Ratscherberg auskartiert.

In diesem Gebiet tritt eine Foraminiferenfauna der-Grund-Formation auf (älterer Teil, SW vom Bockstall – Kote 352 m, im Tal). Die Tone führen hier häufig *Pappina primiformis* PAPP & TURN., *Pappina breviformis* PAPP & TURN., *Globorotalia transylvanica* POPESCU und *Globigerinoides bisphericus* TODD.

Der höhere Teil der tonigen Schichtfolge des kartierten Bereiches entspricht dem Schichtglied mit *Globigerinoides trilobus* (RSS.), *Praeorbulina glomerosa circularis* BLOW und *Orbulina suturalis* BRONN. Es handelt sich um die Zone mit *Orbulina suturalis* des Unteren Badenium.

In der Gegend SSE Kleinsierndorf (S Ratscherberg) und am Bockstall (aufgelassene Kiesgrube) treten Tone mit häufigen, hellbraunen bis grüngrauen Feinsandbänken (Bockstall) und grüngrauen Feinsandlagen und einigen Quarzgeröllen mit limonitischem Belag (S Ratscherberg) auf.

Mikrofaunistisch entsprechen die Schichten am Bockstall dem höheren Teil der Grund-Formation.

Im Aufschluss südlich Ratscherberg umfasst die Mikrofauna außer *Orbulina suturalis* BRONN. noch *Planulina ostraviensis* VASICEK. Die letztgenannte Art charakterisiert die „Zone“ *Lenticulina echinata* des Badenium, die wahrscheinlich die Grund-Formation stratigraphisch überlagert.

Südlich von Haslach und Kleinsierndorf, am Latschenberg, Sauberg, Hausberg, Bockstall und im Gebiet vom Raingrund tritt die Hollabrunner Schichtenfolge auf, die dem jüngsten Teil des Miozäns entspricht.

An der Basis dieser Schichtfolge sind manchmal grünblaue bis braune, oft gelbbraune, sandige Tone wie z.B. nördlich von Altenmarkt im Thale verbreitet.

Die Schotter darüber führen Quarz, Granodiorit, Granit, Gneis und Sandstein und sind gemeinsam mit Grob- bis Feinsanden für die Hollabrunner Schichtenfolge typisch. Die Sedimente treten am Latschenberg, Sauberg (hier vorwiegend Sande), Hausberg und Bockstall auf und setzen südlich des Göllersbaches fort.

Nur ein geringer Teil des Kartierungsgebietes ist mit Quartärsedimenten bedeckt.

Die Lösse haben im Untersuchungsgebiet eine relativ kleine Verbreitung südöstlich vom Latschenberg und Hausberg.

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

Die deluvialen Sedimente sind in den unteren Partien der Talhänge verbreitet. Fluviatile und deluvio-fluviatile Schichten bestehen aus braunen, graubraunen, rostigen, sandigen Lehmen bis lehmigen Sanden und füllen die Täler der Wasserläufe und kleinen Mulden.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 23 Hadres

PAVEL ČTYROKÝ
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 1997 wurde die Kartierung im Maßstab 1 : 10.000 östlich des Mailberger Kammes und Galgenbergs, im Bereich der Gemeinden Nappersdorf, Kleinweikersdorf und Dürnleis durchgeführt.

Tertiär

Im Vergleich zum westlich und nordwestlich anschließenden Gebiet (ČTYROKÝ, 1997) ist der lithologische Aufbau der miozänen Sedimente des 1997 begangenen Teilbereiches viel gleichförmiger.

Es wurden nur Sedimente der Laaer Schichtenfolge (Unteres Karpatium) ermittelt, die generell durch zwei lithologische Typen vertreten sind. Über die laterale Beziehung der beiden lithologischen Typen gibt es mangels guter Geländeprofile keine präzisen Daten. Fest steht jedoch, dass der erste Typus, in dem Siltsteine und siltige Tone und Tonsteine überwiegen, flächlich viel häufiger auftritt.

Am verbreitetsten sind grüngraue, olivgrüne und grünockerfarbige bis weißgraue, überwiegend kalkige oder schwach kalkige, stark feinglimmerige Silte und brüchige Siltsteine, mit verschieden mächtigen Lagen grüngrauer bis grüner, feinglimmeriger, siltiger Tone.

Eines der wenigen Profile in diesen Sedimenten war in Kleinweikersdorf, westlich der Kirche, in einer kurzzeitig aufgeschlossenen Wand hinter einem Neubau einzusehen. Die 4 m bis 5 m mächtigen, weißgrauen, stark feinglimmerigen, brüchigen Siltsteine bis tonigen Siltsteine führten in den unteren 2 m mehrere Lagen maximal 1 cm bis 3 cm mächtiger, grüngrauer, siltiger Tone.

An den Lokalitäten mit Überwiegen der Siltsteine wurde nur eine stark gerundete Flachwasserfauna mit den Arten *Ammonia beccarii* (L.), *Asterigerinata planorbis* (D'ORB.), *Elphidium fichtelianum* (D'ORB.) und Vertreter der Gattung *Cibicides* festgestellt.

Zu einer etwas tieferen Biofazies, die noch dem ersten Sedimenttypus zuzuordnen ist, sind olivgrüne bis grüngraue, mehr oder weniger siltige Tone und Tonsteine zu stellen, die oft gut geschichtet und stark feinglimmerig sind und örtlich Siltbeläge auf den Schichtflächen haben. Ein Aufschluss in diesen Sedimenten befand sich in der Kellergasse nördlich von Kleinweikersdorf, wo bei der Reparatur eines Weinkellers auf einer Fläche von 2 m × 3 m ein insgesamt 2,5 m mächtiges Profil einzusehen war.

In diesen siltigen Tonsteinen ist eine relativ reiche Foraminiferenfauna mit benthonischen Arten wie *Uvigerina acuminata* HOSIUS, *U.* cf. *barbatula* MACFADYEN, *Hopkinsina primiformis* (PAPP & TURN.), *Praeglobobulimina pupoides* (D'ORB.), *Bolivina hebes* MACFADYEN, *Bolivina dilatata dilatata* REUSS, *Bolivina fastigia* CUSHMAN, *Fursenkoina acuta* (D'ORB.), *Valvulineria complanata* (D'ORB.) und anderen enthalten. Im Plankton sind die Arten *Globigerina praebulloides* BLOW, *G. ottnangiensis* RÖGL, *Turborotalia quinqueloba* (NATLAND) und *Tenuitellinata angustiumbilicata* (BOLLI) festgestellt worden. Die Schalen der Foraminiferen sind in diesem Sedimenttypus an den meisten Lokalitäten limonitisiert und mäßig durch Druck deformiert. Sowohl die Zusammensetzung der Arten als auch der Erhaltungstypus sprechen für ihre Zugehörigkeit zu der Laaer Schichtenfolge. Eine sehr ähnliche Assoziation von Foraminiferen wurde z.B. in olivgrünen, siltigen Tonen in einem Aushub in den Weinkellern östlich von Dürnleis ermittelt. Auch hier sind die Schalen der Foraminiferen limonitisiert. Außerdem ist hier das Vorkommen von *Virgulinella pertusa* (REUSS) wichtig, die auch in den Sedimenten des Karpatium im anschließenden Südmähren bekannt ist.

Ausgeackert in den Feldern oder aus Tierbauten ausgeworfen konnten fast im gesamten Kartierungsbereich ähnliche, olivgrüne und grüngraue, stark feinglimmerige, siltige Tone festgestellt werden, die eine mehr oder weniger reiche Foraminiferenfauna der Laaer Schichtenfolge lieferten.

Als zweiter Sedimenttypus der Laaer Schichtenfolge wurden grünbraune bis braune, stark feinglimmerige, feinsandige Quarzschotter auskartiert. Sie treten in den Feldern, oft als ungenau begrenzbare, unregelmäßig kreisförmige Flächen, meistens auf Anhöhen (z.B. Kote 237 östlich der Flur „Tallüsse", in der Flur „Gsteinert" oder nördlich vom „Gsteinertweg") auf. Die Gerölle aus weißem Gangquarz sind vollkommen gerundet, gut sortiert und haben meist Durchmesser von 2 cm bis 3 cm, selten bis 5 cm. Es ist anzunehmen, dass die nicht allzu mächtigen Lagen oder Linsen mit unterschiedlich hohem Anteil von Quarzgeröllen in der sandigen Grundmasse durch die langjährige Beackerung an der Oberfläche verschleppt wurden. Leider konnte kein Profil gefunden werden, um die Schichtfolge genauer zu untersuchen.

In diesen Sedimenten wurde überwiegend eine schlecht erhaltene und umgelagerte Foraminiferenfauna aus dem Flachwasserbereich mit Arten der Gattungen *Ammonia, Cibicidoides* und *Heterolepa* gefunden. Verhältnismäßig häufig sind auch Seeigelstacheln und Schalenfragmente von Mollusken. Die Fauna weist eindeutig auf einen marinen Flachwasserbereich hin.

Alle obengenannten Foraminiferen wurden von J. ČTYROKÁ bestimmt.

Quartär

Im nordwestlichen Teil des untersuchten Bereiches wurden in der Flur „Satz" ockerfarbig-gelbe Lößablagerungen kartiert, die gegen Westen in das im Vorjahr kartierte Gebiet fortsetzen. Ihre Begrenzung gegen Osten in die Flur „Steinbühel" konnte mangels guter Aufschlüsse nur tentativ durchgeführt werden. Die Kartierungsbohrungen im Jahre 1998 werden ihre Begrenzung sicher präzisieren.

Kleinerer Wasserläufe wie Galgenberggraben und Dürnleiser Graben werden von holozänen, deluvio-fluviatilen Sedimenten ausgefüllt. Seitlich münden in sie pleistozäne bis holozäne Schwemmsedimente.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 23 Hadres

PAVEL HAVLÍČEK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1997 wurden die geologischen Aufnahmen auf Blatt 23 Hadres im Grenzbereich zwischen Großkadolz und Alicenhof bis zur Staatsgrenze fortgesetzt.

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

Tertiär (Miozän)

Die stratigraphisch ältesten Sedimente im untersuchten Gebiet des Nordost-Teiles des Blattes Hadres sind hellgelbbraune, grüngraue, stellenweise bis beigefarbene, fleckige, kalkige, glimmerige Silte und sandige Tone. Vereinzelt treten auch Einschaltungen feinkörniger Sande und monomikter Schotter auf. Die vollkommen gerundeten Quarzgerölle, 1 cm bis 4 cm im Durchmesser, sind oft von weißen, kalkigen Krusten überzogen. Diese Schotter und Sande bilden entweder kleine Anhöhen, die Schotter sind aber häufig nur als dünne Schotterstreu im Ackerboden enthalten. Dank ihrer Widerstandskraft sind diese Gerölle als Beimischung praktisch in allen Quartärsedimenten als resedimentiertes Material zu finden.

Die Sedimente können durch die mikropaläontologischen Untersuchungen (J. ČTYROKÁ) zur Laa-Formation des Karpatium gestellt werden. Diese stratigraphische Einstufung ist auch durch die Schwermineraluntersuchungen (Z. NOVÁK) bestätigt worden. Die Schwermineralanalysen zeigen eine für die Sedimente des Karpatium typische Dominanz von Granat (80 % bis 91,3 %). Staurolith erreicht nur 0,8 % bis 9 % und Rutil maximal 3,4 %.

Besonders in dem flachen Gebiet entlang der Staatsgrenze nördlich von Großkadolz kam es vermutlich zu vereinzelter Resedimentation der tertiären Ablagerungen. Dort wurden problematische Eluvia(?) der karpatischen Silte gefunden, die stark sandigen Lössen ähnlich sind. Die Sedimente gehen allmählich in die unterlagernden, grüngrauen Silte über. Die mikropaläontologischen-Untersuchungen ließen eine polierte und bruchstückartige Fauna erkennen. Durch spezielle mikroskopische Untersuchungen konnte bewiesen werden, dass der oberflächennahe Teil der Silte örtlich durch Wind umgelagert wurde. Die Quarzkörner, z.B. aus einem Aufschluss westlich des ehemaligen Grenzüberganges nach Jaroslavice, zeigen sichtbare Spuren des Windtranportes. Diese Untersuchungen werden im nächsten Jahr fortgesetzt.

Neu entdeckt wurden auch bankige, unregelmäßige "Platten" von Sandsteinen in den Silten auf einem steilen, südwärts gerichteten Hang nördlich von Großkadolz. Eckige Bruchstücke dieser Sandsteine finden sich in sandigen Schottern im Einschnitt der Straße nach Jaroslavice, 1 km südlich der Staatsgrenze. Die Schotter bilden eine isolierte, unregelmäßige Linse, wahrscheinlich im Hangenden der karpatischen Silte. Bei den Geröllen überwiegen Quarz und grauschwarze Silizite, 1 bis 3 cm im Durchmesser. In der Schwermineralfraktion ist Granat (91,3 %) das weitaus häufigste Schwermineral neben Rutil (3,4 %) und Staurolith (0,8 %). Das Vorkommen der eckigen, bis 5 cm großen Sandsteinbruchstücke beweist das jüngere Alter dieser Sediment gegenüber den karpatischen Silten. Diese Sedimente werden ebenfalls im nächsten Jahr weiter untersucht werden.

Quartär

Pleistozän

Der gesamte untersuchte Bereich ist ein Denudations- oder Deflationsgebiet. Daher ist die Verbreitung der quartären Ablagerung nur sehr gering.

Flächenmäßig wenig verbreitet aber stratigraphisch und paläogeographisch wichtig sind die ockerbraunen bis hellbraunen Lösse, die örtlich an Wänden eine typische, säulenartige Ablösung zeigen und wenige Bruchstücke einer Lößmalakofauna enthalten. Sie sind als geringmächtige Anwehungen an dem steilen Abhang westlich und nördlich vom Zeißlkreuz, nördlich von Großkadolz zu finden. Ihre Mächtigkeit ist 1 m bis 3 m. An ihrer Grenze mit den unterlagernden karpatischen Sedimenten finden sich oft ausgeprägte, solifluidale Horizonte. Im Einschnitt der Asphaltstraße nach Jaroslavice, unmittelbar nördlich vom Zeißlkreuz liegen sie über zwei fossilen Böden, die sich auf den unterlagernden, durch Solifluktion umgelagerten Silten entwickelt haben. Bei den Paläoböden handelt es sich um einen Braunlehm und einen braunlehmartigen Pseudogley (mindestens Pedokomplex PK VII, jüngste Warmzeit im Mindel-Glazial; Bestimmung: L. SMOLÍKOVÁ). Ebenfalls nördlich von Großkadolz, im Einschnitt eines Fußweges zum Rabenberg ist ein Bodensediment einer holozänen Schwarzerde entwickelt.

Pleistozän – Holozän

Am Fuß der flachen Hänge wurden deluviale, sandig-tonige Lehme gefunden.

In den periodisch durchflossenen kleinen Tälern wurden humose, tonig-sandige, deluvio-fluviatile, bis 1 m mächtige Lehme mit Beimischung von Geröllen abgelagert. Diese Sedimente bilden örtlich flache Schwemmkegel. In den flachen Tälern mit kleinen Wasserläufen (zur Zeit als 2 m bis 3 m tiefe Wassergräben melioriert), und besonders im Pulkautal, sind die jüngsten, holozänen, dunkelbraunen, bis 1 m mächtigen Überschwemmungslehme abgelagert.

Außer den wenig verbreiteten anthropogenen Ablagerungen beim Maxhof und beim Bahnhof Kadolz-Mailberg sind auch Schutzdämme und die Überreste alter Teichdämme (z.B. Stranzendorf-Teich) morphologisch erkennbar.

Nordnordöstlich von Großkadolz befindet sich bei einem künstlich angelegten Biotop ein Naturreservat für den Schutz von Wasservögeln.

An einer kleinen, von Silten des Karpatium gebildeten Anhöhe in der Talflur der Pulkau beim Bahnhof Kadolz-Mailberg befand sich wahrscheinlich eine polykulturelle, urzeitliche Siedlung, wie die häufigen Funde von Keramik aus der La Tène-Zeit und römischen Zeit zeigen.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen von Quartärlokalitäten auf Blatt 23 Hadres

PAVEL HAVLÍČEK, OLDŘICH HOLÁSEK, JIŘÍ KOVANDA & LIBUŠE SMOLÍKOVÁ
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Jahre 1997 wurden 17 Quartärlokalitäten auf Blatt 23 Hadres in der Umgebung von Stronsdorf, Mailberg, Eggendorf im Thale, Alberndorf im Pulkautal, Hadres und Großkadolz detailliert untersucht.

Im Liegenden der Lösse und Lößschichtfolgen finden sich z.B. westlich von Mailberg grüngraue, kalkige Tone (Karpatium – Laaer Schichten). Bei der mikropaläontologischen Untersuchung durch J. ČTYROKÁ konnten folgende Arten bestimmt werden: *Globigerina praebulloides* BLOW, *Globigerina ottnangiensis* RÖGL, *Cassigerinella* sp., *Globigerinella* cf. *regularis* (D'ORB.), *Bulimina elongata* D'ORB., *Bolivina dilatata dilatata* REUSS, *Hanzawaia boueana* (D'ORB.).

Bei Stronsdorf und Eggendorf im Thale sind wahrscheinlich nur die jüngsten Lösse und Bodensedimente erhalten geblieben.

In der Umgebung von Mailberg treten dagegen schon die besser entwickelten, doch verhältnismäßig jungen, fossilen Böden PK III und PK II (Parabraunerde, Tschernosem) auf. In den Lössen ist hier eine allgemeine Mala-

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

kofauna erhalten geblieben, die die lößbedeckte Steppe kühler Prägung kennzeichnet. Durch die Arten *Pupilla muscorum* (L.), *Pupilla loessica* LZK., *Pupilla alpicola* CHARP., *Pupilla sterri* (VOITH), *Helicopsis striata* (MÜLL..), *Vallonia tenuilabris* (BR.), *Vallonia costata* (MÜLL.), *Trichia hispida* (L.), *Trichia* cf. *plebeia* (DRAP.), *Succinea oblonga* DRAP., und *Columella columella* (MART.) (det. J. KOVANDA) ist jedoch keine genaue stratigraphische Einordnung möglich.

Südlich von Alberndorf im Pulkautal sind schon in den Lössen mit Lagen deluvioäolischer Sedimente und auf den unterlagernden, karpatischen Silten viel stärker verwitterte Pseudotschernoseme und Parabraunerden der Pedokomplexe PK V und PK VI entwickelt.

In der nördlichen Umgebung von Hadres und Großkadolz befinden sich insgesamt 7 Quartärlokalitäten an denen, außer den Bodensedimenten, gut entwickelte, fossile Böden der Pedokomplexe PK II (Tschernoseme) und PK III (Parabraunerden) vertreten sind, die Stillfried A entsprechen. Mittelpleistozäne, fossile Böden der Pedokomplexe PK VI (vererdete braunlehmartige Parabraunerde) und PK VII (durch braunlehmartigen Pseudogley und Braunlehm vertreten) sind nördlich vom Pulkautal gut entwickelt.

Am stärksten verwittert und am besten entwickelt ist dort ein rubefizierter (rot vererdeter) Braunlehm, der in das Cromer-Interglazial (G/M, mindestens PK X) einzuordnen ist.

Die Mikromorphologie und Stratigraphie dieser fossilen Böden ist in der Arbeit von L. SMOLÍKOVÁ in diesem Heft dargestellt. Die Untersuchungen werden auch im Jahre 1998 fortgesetzt werden.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 23 Hadres

OLDŘICH HOLÁSEK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 1997 wurde das Gebiet zwischen den Gemeinden Hadres und Großkadolz im Norden bis zu den nördlichen Hängen des Buchberges, westlich von Mailberg im Süden kartiert.

Sowohl die flache Talung der Pulkau als auch die Hänge gegen den Buchberg bestehen geologisch vor allem aus miozänen Sedimenten des Karpatium, untergeordnet auch aus quartären Ablagerungen. Die tertiären und auch quartären Ablagerungen sind vollkommen ident mit jenen im nördlich anschließenden Gebiet (HOLÁSEK, 1997).

Tertiär (Miozän)

Die Sedimente des Karpatium (Laaer Schichten) treten als unregelmäßig wechsellagernde Sande und Tone auf, die örtlich Tonsteinlagen und an ihrer Oberfläche Quarzgerölle führen können.

Die für die Ablagerungen des Karpatium typische Foraminiferenfauna setzt sich nach J. ČTYROKÁ häufig aus Vertretern der Gattungen *Globigerina, Pappina, Uvigerina, Praeglobobulimina* und *Bolivina* zusammen.

Ein lokales, jedoch wichtiges Problem ist die Unterscheidung der Lösse von den Eluvia der Silte und Sande des Karpatium mit variablen, äolischen Beimengungen. Diese treten besonders in einigen Bereichen an der Staatsgrenze (vgl. Kartierungsbericht von P. HAVLÍCEK in diesem Heft), aber auch an den Nordhängen des Buchberges, westlich von Mailberg auf. In manchen Fällen ist der obere Teil der Sedimente des Karpatium in Farbe, starkem Kalkgehalt und stellenweise auch in der Porosität sehr ähnlich einem stark feinsandigen Löß. Diese lößartigen, gelbbraunen, braungelben bis gelblichen, stark kalkigen, tonigen Silte und Sande gehen jedoch nach unten in typische, tertiäre Sedimente mit grünlicher oder grauer Farbe über. Auch die fast fehlende Verlehmung und ein erhöhter Kalkgehalt bezeugen das Eluvium der Sande des Karpatium. Echte Lösse sind in diesem Gebiet deutlich stärker verlehmt und besitzen vor allem am Kontakt mit den unterlagernden Sanden eine markante Grenze, die auf eine Unterbrechung vor ihrer Ablagerung im Pleistozän hindeutet. Weiters besitzen sie örtlich an der Basis einen betonten Solifluktionshorizont.

Am Südrand des kartierten Gebietes reichen von Süden unzusammenhängend Algenkalksteine mit Einschaltungen von organodetritischen Silten und feinkörnigen Sanden des Badenium (Grunder Schichten) herein. Es sind dies die nördlichen Ausläufer des Buchberges (417 m Seehöhe), der aus diesen Algenkalksteinen aufgebaut ist (vgl. ČTYROKÝ, 1997). Häufig treten an der Oberfläche scharfkantige, mit humosem Lehm vermischte Kalkbruchstücke auf, stellenweise in kleinen, aber markanten Haufen. Bei letzteren handelt es sich wahrscheinlich um Relikte ehemaliger Abbaue. Eine flächige Begrenzung dieser Schichtfolge kann nur annähernd durchgeführt werden, da in dem bewaldeten Gebiet die Aufschlussverhältnisse sehr schlecht sind.

Quartär

Pleistozän

Lösse und Lößlehme reichen in das untersuchte Gebiet vor allem nördlich von Hadres aus dem Westen herein, wo ihre ausgedehnte Verbreitung endet. Weiter östlich und südöstlich findet man nur sehr kleine, 1,5 m bis 3 m, vereinzelt auch 5 m bis 6 m mächtige Lößvorkommen, die isoliert in alten Mulden und Gräben an den Nordhängen des Buchberges auftreten. Am Nordwestrand von Mailberg wurde im Löß ein 1,5 m bis 2 m mächtiger, fossiler Bodenhorizont (?) (A-Horizont) festgestellt, bei dem es sich jedoch auch um ein Bodensediment handeln kann. Die in der Nachbarschaft gefundene Columella-Malakofauna ermöglicht nach J. KOVANDA leider keine genauere stratigraphische Einstufung des Lösses.

Obwohl man aufgrund der Morphologie des Terrains eine Fortsetzung der Lößbedeckung weiter gegen Osten annehmen könnte, treten verbreitet Laaer Schichten des Karpatium bis zur Oberfläche auf. Mögliche Lößablagerungen in größerem Ausmaß aus dem Pleistozän sind damit bereits der Erosion zum Opfer gefallen.

Am Westrand von Obritz tritt der Rest einer wahrscheinlich oberpleistozänen, über 1,8 m mächtigen Terrasse der Pulkau auf, deren Oberfläche sich etwa 2 m über der Flur befindet. Darüber liegen bis 1,3 m mächtige Überschwemmungslehme mit isolierten Schottern. Die Terrassensedimente bestehen aus unregelmäßig wechsellagernden, tonigen Sanden und Schottern mit Quarzgeröllen, oder örtlich mit Geröllen von metamorphen und plutonischen Gesteinen bis 5 cm, maximal 8 cm Durchmesser. Ein ähnlicher Rest einer Terrasse ist auch an der gegenüberliegenden Seite, nördlich von Obritz erhalten geblieben.

Pleistozän–Holozän

Die deluvialen und deluvio-fluviatilen, solifluidalen Ablagerungen sind überwiegend dunkelbraune bis braune, humose, tonig-sandige Lehme bis tonige Lehme. Sie füh-

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

ren örtlich scharfkantige Quarz- und Kalkbruchstücke oder Quarzgerölle und haben eine nachgewiesene Mächtigkeit von 1 m bis 2 m. Ihr Vorkommen ist an kleine, lokale Depressionen an den Abhängen westlich von Mailberg gebunden.

Holozän

Die deluvio-fluviatilen Ablagerungen werden aus Lehmen und stellenweise, z.B. bei Seefeld, auch aus Tonen und Tonsanden aufgebaut. Sie sind 1 m bis 1,5 m mächtig, meist dunkelbraun bis braun, humos, sandig bis sandig-tonig, mit örtlichen Schlieren. Sie bilden Schwemmkegel an der Mündung in die Talflur der Gerinne oder in das mäßig geneigte Tal südlich von Obritz. Ihre Fortsetzung bis in die Talflur der Pulkau konnte wegen der intensiven landwirtschaftlichen Bebauung nicht verfolgt werden.

Fluviatile Ablagerungen sind vor allem in der Talflur der Pulkau verbreitet. Im oberen Teil sind bis in eine Tiefe von 1 m sandige bis tonige Lehme, darunter dann stellenweise graue und rotbraune Tone mit dünnen Schlieren aufgeschlossen.

Anthropogene Ablagerungen (Kommunalmüll) wurden in kleinem Ausmaß am Ostrand von Obritz und in einem Graben nordwestlich von Mailberg festgestellt.

Eine bereits stabilisierte Rutschung befindet sich am Südostrand des untersuchten Gebietes, westlich von Mailberg.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen auf Blatt 23 Hadres

ZDENĚK NOVÁK & ZDENĚK STRÁNÍK
(Auswärtige Mitarbeiter)

Das Kartierungsgebiet ist Bestandteil der alpin-karpatischen Vortiefe und liegt im südöstlichen Teil des Kartenblattes 23 Hadres zwischen den Gemeinden Weyerburg und Füllersdorf und im Umkreis der Gemeinde Herzogbirbaum. Das Gelände ist relativ zertalt. Der höchste Punkt des kartierten Gebietes ist der Gartenberg mit einer Seehöhe von 366 m, der tiefste Punkt ist die Talaue am NNE-Rand der Gemeinde Großmugl mit 220 m Seehöhe.

Das kartierte Gebiet wird von Sedimenten der Laaer Schichten (Unteres Karpatium), Hollabrunner Schotter (Unteres Pannonium) und des Quartär, in der Waschbergzone von Michelstettener Schichten (Egerium–Eggenburgium) und eisenschüssigen Tonen und Sanden (? Ottnangium) aufgebaut. Die Sedimente der Waschbergzone sind nur östlich von Herzogbirbaum und Ottendorf verbreitet.

Die Landesaufnahmen wurden im Gebiet der Vortiefe von Z. NOVÁK und in der Waschbergzone von Z. STRÁNÍK durchgeführt.

Alpin-karpatische Vortiefe

Laaer Schichten (Unteres Karpatium)

Die Sedimente des Unteren Karpatium (Laaer Schichten) sind vor allem im Gebiet von Herzogbirbaum, wo sie aber zum Großteil von quartären Sedimenten bedeckt sind, und im Bereich von Füllersdorf verbreitet. Es überwiegen vor allem veränderlich schluffige Tone bis tonige Schluffe und stark schluffige, feinkörnige Sande. In geringerer Menge sind auch mittel- bis grobkörnige Sande und Schotter vertreten. Die schluffigen Tone und feinkörnigen Sande wechseln einander im Profil unregelmäßig ab, wobei lokal einer dieser lithologischen Typen deutlich vorherrschen kann. Die grobkörnigeren Sedimente kommen meist als länglich-linsenförmige, in den feinkörnigeren Sedimenten eingeschaltete Lagen vor. Ihre Mächtigkeit und Verbreitung sind gewöhnlich nicht sehr groß.

Die schluffigen Tone bis tonigen Schluffe besitzen meist helle Farben. In trockenem Zustand sind sie üblicherweise weißlichgrau und hellgrau, beigefarben oder gelblich, nach Anfeuchtung zeigt sich eine graugrüne bis olivfarbene Schattierung. Angewittert haben sie eine gelbbraune bis hellbraune Färbung. Hellbraun bis rostbraun gefärbt sind manchmal auch die Pelite in der Nachbarschaft von Sandlagen, wo Eisenhydroxide färbend sind. Größtenteils sind sie stark bis sehr stark kalkig, nur ganz vereinzelt kommen infolge sekundärer Entkalkung schwach kalkige, karpatische Tone vor. Die Karbonatbeimengung ist lokal in weißlichen, unterbrochenen Lagen bis Linsen konzentriert, deren Mächtigkeiten einige wenige Zentimeter nicht überschreiten. Der Schluffanteil ist in den Tonen äußerst veränderlich. Bei zunehmender Menge gehen die Tone bis in tonige, manchmal feinsandige Schluffe über. Sehr häufig sind die stark schluffigen Tone reich an Hellglimmer. Sie enthalten oft Bestege bis dünne Schichten grobkörnigerer Sedimente, vor allem aus Schluffen und feinkörnigen Sanden, in einigen Fällen auch Schotterlinsen. In der Foraminiferenfauna kommen sowohl benthonische als auch planktonische Arten vor, womit die Sedimente dieses Komplexes in das Untere Karpatium (Laaer Schichten) gestellt werden können. Außer den typischen Foraminiferen des Karpatium sind in den beschriebenen Peliten auch sehr häufig meist stark abgerollte oder gebrochene Schalen, die vermutlich aus der Waschbergzone stammen und wieder resedimentiert wurden.

Die Sande sind im karpatischen Sedimentkomplex sehr verbreitet und im Großteil des Gebietes mit karpatischen Sedimenten dominierend. Gewöhnlich bestehen sie aus feinkörnigen, weißlichgrauen bis hellgrauen, beigen, gelbbraunen und gelbgrauen, vereinzelt auch grellgelben Sedimenten mit einem ausgeprägten Hellglimmeranteil. Das graue Gestein bekommt im feuchten Zustand eine grünliche Schattierung, angewittert ist es meist braun und rostbraun gefleckt. An der braunen bis rostbraunen Färbung der Sande sind oft Eisenhydroxide beteiligt. Der Schluffgehalt ist veränderlich, meist jedoch relativ hoch. Gut sortierte, feinkörnige Sande sind weniger häufig. Ihr Karbonatgehalt ist meist hoch. Im Schichtprofil wird oft eine unregelmäßige Wechsellagerung von feinkörnigen Sanden und pelitischen Sedimenten beobachtet. Gewöhnlich sind es dünne Bestege oder dünne Schichten, manchmal in der Form länglicher Linsen.

Mittel- bis grobkörnige Sande sind weniger häufig. Sie sind meist hellbraun bis rostbraun und enthalten ungleich weniger Karbonat als die feinkörnigeren Sedimente. In vielen Fällen sind die grobkörnigen Sande des Karpatium gänzlich kalkfrei. Ihr Sortierungsgrad ist meist sehr niedrig. Grobkörniger Sand enthält manchmal auch vorwiegend aus Quarz bestehende Gerölle. Faunistisch sind diese Gesteinstypen größtenteils vollkommen steril.

Die grobkörnigen Sande enthalten oft unterbrochene Schotterlagen mit einer grobkörnigen, kalkfreien, schlecht sortierten Grundmasse. Die Gerölle bestehen vorwiegend aus Quarz, in geringer Menge auch aus Karbonaten. Ihr Durchmesser ist gewöhnlich nicht größer als 3 cm. Neben den Schottern mit vorherrschenden Quarzanteilen werden innerhalb des karpatischen Komplexes auch bunt zusammengesetzte Schotter angetroffen. Zum Unterschied von den vorgenannten Schottern, die mit

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

grobkörnigen Psammiten verbunden sind, bilden die petrographisch bunten Schotter Lagen oder Linsen in feinkörnigen Sedimenten, insbesondere in Tonen und Silten. An der Zusammensetzung dieser deutlich polymikten Schotter sind vor allem gut gerundete Karbonatgerölle beteiligt. In einer der untersuchten Proben überstieg ihr Anteil 43 %, während Gerölle aus widerstandsfähigen Komponenten (Quarz, Quarzit und Hornstein) in dieser Probe nur knapp 30 % Anteil hatten. Relativ häufig sind auch verschiedene Sandsteintypen. Die Gerölle der petromikten Schotter haben meist charakteristische, weiße Karbonatkrusten. Die Durchmesser der Gerölle liegen meist zwischen 5 cm und 10 cm; vereinzelt kommen auch Gerölle bis zu 25 cm vor. Die Grundmasse der petromikten Schotter ist schluffig-tonig, meist weißlichgrau bis hellbraungrau und stark kalkig. Vereinzelt wurden in diesen Schottern Bruchstücke großer Austern gefunden.

In der Assoziation der durchsichtigen Schwermineralе ist der Granatgehalt meist zwischen 75 % und 85 % der Korngesamtzahl. Die anderen Minerale sind höchstens mit einigen wenigen Prozenten vertreten.

Hollabrunner Schotter (Unteres Pannonium)

Die fluviatilen Sedimente des Unteren Pannonium (Hollabrunner Schotter) wirkten in den Vortiefen, in dem stark gegliederten, vorpannonen Relief durch einen mächtigen Sand- und Schotterkomplex reliefausgleichend. Im nachfolgenden Zeitraum wurde dann ihre Mächtigkeit stark reduziert.

Innerhalb des kartierten Gebietes steigt die Mächtigkeit dieser Sedimente gegen Norden deutlich an. Im südlichen Teil, in der Umgebung von Herzogbirbaum, blieben diese Sedimente nur auf den Anhöhen erhalten oder sanken in ihren vorpannonen Untergrund ein, wie z.B. östlich des Marktberges.

Die unterpannonen Sedimente bestehen vor allem aus grobkörnigen Sanden und veränderlich sandigen Schottern. Feinkörnigere Sedimente sind verhältnismäßig selten und haben weder eine große Ausdehnung noch eine große Mächtigkeit. Unter den Sedimentfarben herrschen braungrau, graubraun und braun vor. Nach Anwitterung ist das Gestein rostfarben, manchmal mit lila Farbton.

Die Schotter bestehen vorwiegend aus Quarz, der z.B. in einer ausgezählten Probe gemeinsam mit Quarzit einen Gehalt von über 71 % erreicht. Weiße Karbonatkrusten sind auf den Quarzgeröllen sehr selten. Auch Karbonatgerölle sind in bedeutender Menge (ca. 14 %) vertreten, doch sind sie bei weitem nicht so häufig wie in den karpatischen Schottern. Die Quarzgerölle sind oft nahezu eiförmig, während die Karbonatgerölle einen höheren Rundungsgrad besitzen. In der Mehrzahl der Aufschlüsse ist der durchschnittliche Durchmesser der Gerölle nicht größer als 3 cm. Der Sortierungsgrad der Geröllkomponente ist meist gut. Die Grundmasse der Schotter besteht zum Großteil aus braunem bis rostbraunem, schlecht sortiertem, kalkfreiem Sand. Lokal sind die Schotterlagen zu Konglomerat verfestigt. Gerölle vom gleichen Gesteinsbestand sind in unterschiedlicher Mengen auch in den Sanden vertreten. Sande ohne beigemengte Gerölle treten weniger häufig auf.

Die unterpannonen Sande sind meist braune bis rostbraune, kalkfreie, schlecht sortierte, manchmal deutlich hellglimmerige Sedimente, die zum Großteil in den grobkörnigeren Ablagerungen längliche Linsen bilden. In manchen Fällen treten Parallel- oder Schrägschichtung auf, ferner auch erosive Schichtgrenzen und ausgeprägte linsenförmige Körper, die alle für Flussablagerungen charakteristisch sind. Gut sortierte Sande oder feinkörnige Sande kommen nur vereinzelt vor.

Die Pelite sind innerhalb des unterpannonen Komplexes relativ selten. Meist sind sie als hellgraue oder braungraue, kalkfreie Tone vorhanden, mit einem veränderlichen, nahezu immer aber ziemlich hohen Schluffgehalt. Die gewöhnlich schwach kalkigen Pelite wurden wahrscheinlich manchmal mit Karbonat aus darüberliegenden Lößsedimenten sekundär angereichert. An einigen Aufschlüssen wurden in den pannonen Sanden unregelmäßig-wellige und verzweigte Lagen oder Einschaltungen weißer, kalkfreier Tonsteine von kreideartigem Aussehen angetroffen. In allen unterpannonen Peliten gibt es nur wenige Organismenreste. Zum Großteil sind dies umgelagerte Schwammnadeln oder Bruchstücke und stark abgerollte Foraminiferen.

Innerhalb des unterpannonen Komplexes wurden zwei grundlegende Assoziationen durchsichtiger Schwermineralе festgestellt, und zwar eine granatreiche und eine epidot-granatreiche Assoziation. In der ersten Assoziation ist der Granatanteil meist größer als 80 %, während die übrigen Minerale maximal mit einigen wenigen Prozenten vertreten sind. Die Epidot-Granat-Assoziation ist dagegen viel bunter. Charakteristisch ist neben dem gewöhnlich vorherrschenden Granat auch der erhöhte bis hohe Epidotgehalt und in vielen Fällen auch ein erhöhter Gehalt an anderen Mineralen. Der Epidotgehalt schwankt zwischen 9 % und 34 %, meist zwischen 15 % und 22 %. Gleichfalls wurden erhöhte Mengen von Staurolith (5 % bis 15,4 %) und Zirkon (bis zu 18,3 %), vereinzelt auch von Rutil (bis zu 16,3 %) gefunden. In dem bisher kartierten Gebiet wurde die Epidot-Granat-Assoziation häufiger im basisnäheren Bereich angetroffen, während die Granat-Assoziation auch in höheren Bereichen der Hollabrunner Schotter vorkommt.

Diese unterschiedlichen Schwermineral-Assoziationen spiegeln vermutlich die während der Ablagerung des unterpannonen Komplexes in den Abtragungsgebieten vor sich gehenden Änderungen wider.

Quartär

Die quartären Ablagerungen bestehen aus Löß und Lößlehmen (Oberpleistozän), deluvialen Ablagerungen (Pleistozän–Holozän), Flussablagerungen (Holozän) und anthropogenen Ablagerungen.

Löß und Lößlehme bedecken in Mächtigkeiten von einigen Metern vor allem das relativ flache Gebiet in der Umgebung von Herzogbirbaum, an dessen Aufbau vorwiegend karpatische Sedimente beteiligt sind. Auch in dem relativ flachen Gebiet ESE von Weyerburg sind Löß und Lößlehm auf einer größeren Fläche mit einer Mächtigkeit von nicht mehr als 3 m verbreitet. In den vorwiegend aus unterpannonen Sedimenten aufgebauten Gebieten mit stärkerem Relief wurden sie vermutlich zum Großteil erodiert und treten hier in größeren Mächtigkeiten nur als Füllung der vorquartären Erosionsgräben auf.

Die deluvialen Ablagerungen bestehen hauptsächlich aus braunen und rostbraunen, sandigen, kalkfreien Lehmen mit vereinzelt beigemengten Geröllen. Rezente Hangbewegungen (Rutschungen) wurden am NNW-Rand von Füllersdorf nachgewiesen.

Die deluviofluviatilen Ablagerungen füllen die Sohle von periodisch durchflossenen Tälern aus. In den Gebieten mit unterpannonen Sedimenten treten sie als dunkelbraune, sandige Lehme mit beigemengten Geröllen auf. Auf den karpatischen Ablagerungen oder in den

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

Lößgebieten sind sie gewöhnlich heller braun und kalkig. Meist fehlen dort die Gerölle.

Die braungrauen bis dunkelbraunen Flussablagerungen haben nur in der Talaue des Mühlbaches eine etwas größere Ausdehnung und Mächtigkeit. Im übrigen Teil des kartierten Gebietes ist ihre Verbreitung sehr gering.

Anthropogene Ablagerungen von bedeutenderer Mächtigkeit treten hauptsächlich in aufgelassenen Sandgruben, vor allem südlich der Gemeinde Weyerburg auf.

Waschbergzone

Michelstettener Schichten (Egerium–Eggenburgium)

Die Michelstettener Schichten sind durch eine ausschließlich pelitische Folge von hellgrauen und ockerbraunen Mergeln vertreten, die zahlreiche Dolomitkonkretionen enthalten. Diese Schichten sind im untersuchten Gebiet sehr schlecht aufgeschlossen. Vereinzelte Aufschlüsse gibt es nur an der Stirne der Waschbergzone, östlich von Herzogbirbaum. Die Mergel auf der Anhöhe 400 m südsüdwestlich der Kote 292 haben eine reiche Foraminiferen-Assoziation geliefert, die nach M. BUBÍK ins Eggenburgium gestellt werden kann. 600 m südwestlich der Kote 292 hat L. ŠVÁBENICKÁ aus den Mergeln eine schlecht erhaltene Nannoplankton-Assoziation des unteren Miozän (Zone NN2 bis NN4) festgestellt.

Eisenschüssige Tone und Sande (? Ottnangium)

Eisenschüssige Tone und Sande sind im Hangenden der Michelstettener Schichten entwickelt. Sie sind durch eine rhythmische Wechsellagerung von grauen, gelbgrau verwitternden, hellglimmerigen, fein- bis mittelkörnigen Sanden und Sandsteinen und grauen, geschichteten Tonen bis Tonsteinen charakterisiert. Die Lagen von Sanden und Tonen erreichen eine Mächtigkeit von einigen Zentimetern bis einigen Metern. Zahlreich sind limonitische Konkretionen und dünne Lagen von limonitischen Siltsteinen. Die Tone sind oft fossilleer oder enthalten eine sehr arme, stratigraphisch nicht einstufbare Assoziation von Foraminiferen mit Radiolarien, Fischresten, Nadeln und Rhaxen von Spongien. Nach R. GRILL (1962), der diese Schichtfolge beschrieben hat, gehört sie vermutlich zum Unterhelvet (Ottnangium).

Die von Z. NOVÁK aus den Sanden ausgezählten Schwermineral-Assoziationen sind durch eine Vorherrschaft von Granat (89,2 % bis 89,6 %) geprägt. Die übrigen Minerale (Zirkon, Staurolith, Rutil, Apatit und Epidot) sind maximal mit einigen wenigen Prozenten (bis 3 %) vertreten.

Besonders gute Aufschlüsse der Schichtfolge sind in zahlreichen, künstlichen Einschnitten (z.B. östlich der Kote 282 – Höhberg, östlich der Kote 292 und in einer aufgelassenen Sandgrube südlich der Kote 292).

Diese bis einige hundert Meter mächtige Schichtfolge ist deutlich gefaltet, wobei steilstehende und überkippte Lagerung auch zu sehen ist. Sie ist gemeinsam mit den Michelstettener Schichten über die Laaer Schichten der Vortiefe überschoben. Die Überschiebungslinie ist in Richtung SW–NE, vom Nordrand der Ortschaft Ottendorf bis zum westlichen Bereich der Kote 292 verfolgbar und durch Querbrüche versetzt. Nordöstlich der Kote 292 und südwestlich von Ottendorf ist ihr Verlauf durch Quartärsedimente verhüllt.

Die Hollabrunner Schotter des Unteren Pannonium sind nur in kleinen Erosionsresten an der Oberfläche der Sedimente der Waschbergzone als postorogene Ablagerungen erhalten. Sie treten als Grobkiese, Sande und Tone auf den Gipfeln der Koten 292 und 282 (Höhberg) auf.

Quartärsedimente haben im Gebiet der Waschbergzone in diesem Kartierungsbereich nur eine untergeordnete Verbreitung. Es sind dies maximal 2 m mächtige, äolische Sedimente (Löß und Lößlehm), fluviatile Lehme, Tone und Sande, die die Tallagen der Wasserläufe füllen und deluvio-fluviatile Lehme in vom Wasser nur periodisch durchströmten Senken.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär in der Umgebung von Patzenthal auf Blatt 23 Hadres

PETER PÁLENSKÝ
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In diesem Bericht werden die Ergebnisse der geologischen Geländeaufnahmen im Maßstab 1 : 10.000 im Gebiet von Patzenthal, im Nordost-Teil der österreichischen alpinen Vortiefe beschrieben. Der Verfasser kartierte dieses Gebiet im September–Oktober 1997.

Geologisch umfasst das Gebiet quartäre und tertiäre, neogene (miozäne) Ablagerungen. Es werden hier nur die miozänen Sedimente beschrieben, da die quartären Ablagerungen den selben Charakter besitzen wie die im Gebiet von Kammersdorf-Stronegg. Diese wurden vom Verfasser bereits in dem Bericht für das Jahr 1996 und vorhergehenden Berichten beschrieben.

Die miozänen Sedimente bestehen aus drei lithostratigraphischen Einheiten, die mehrere lithologische Faziestypen enthalten: Die Laa-Formation, die Grund-Formation und die Hollabrunn-Formation.

Laa-Formation (Laaer Schichtenfolge)

An der Basis dieser Formation sind pelitische Sedimente der Schlierfazies in der weiteren Umgebung von Patzenthal aufgeschlossen. Die Schliersedimente sind aus einer pelitischen und einer sandigen Lithofazies zusammengesetzt.

Die pelitische Fazies besteht aus Kalktonen und aus siltigen und sehr feinsandigen Tonen. Die pelitischen Ablagerungen enthalten zahlreiche, mehrere Dezimeter mächtige, sandige und schotterige Lagen in mehrere Meter langen Linsen. An einigen Lokalitäten kommen auch „reine“ Tonlinsen vor.

Die sandige Fazies besteht aus kalkigen Silten und sehr feinkörnigen oder feinkörnigen bis mittelkörnigen, kalkigen Sanden. Sie tritt südwestlich von Patzenthal auf. Die sandige Fazies weist dieselbe Entwicklung wie die Sedimente des Karpatium in der Umgebung von Platt (Blatt 22 Hollabrunn) auf. Strukturell bildet sie den oberen Teil der Laa-Formation.

Sandige Schotter überlagern die pelitische und sandige Fazies. Sie bestehen aus grobkörnigen, sandigen und kalkigen Schottern mit mehreren Übergängen zu Sanden. Quarzgerölle bilden mehr als 80 % des Materials. Der Rest des Materials der Gerölle besteht aus Hornfels, Sandstein, Kalkstein (paläogenen? bis mesozoischen Alters), Tonstein (paläozoischen Alters) und aus Kristallingesteinen.

Zusammen mit diesen sandigen Schottern kommen Linsen grauer Tone mit 10 bis 30 cm großen Blöcken und Geröllen von Lithothamnium- und Algenkalken an der Oberfläche der Tone vor. Diese „Blöcke und Gerölle“ aus Kalkstein kommen auch in der Umgebung von Stronegg,

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

in der Flur „Krautgärten“ südlich von Patzenthal und auf der Flur „Junge Heide“ südlich von Kammersdorf vor. Sie treten in einer Seehöhe um 300 m auf. Hier enthalten die grauen Tone Elemente der Fauna des unteren Badenium. Ich nehme an, dass die Gerölle und Blöcke der Kalksteine nur Denudationsrelikte sind. Sie scheinen auf die Zeit der Erosion hinzudeuten.

Die Sedimente der Laa-Formation sind die ältesten Ablagerungen im untersuchten Gebiet und nehmen eine niedrige, regional-strukturelle Lage ein.

Stratigraphisch gehört die Laa-Formation zum unteren Miozän-Karpatium.

Grund-Formation

Der lithologische Charakter dieser Formation gleicht dem der Laa-Formation. Während der Geländeaufnahmen wurden keine lithologischen Unterschiede zwischen den beiden Formationen gefunden. Die Altersbestimmungen wurden aufgrund paläontologischer und stratigraphischer Untersuchungen der Proben durchgeführt. Es gibt keine scharfe, lithologische Grenze zwischen der Laa-Formation und der Grund-Formation. Es wird daher ein Übergang zwischen ihnen angenommen.

An der Oberfläche der Ablagerungen der Grund-Formation wurden Kalksteinblöcke („Altenbergen“ östlich von Patzenthal) gefunden. Ich nehme an, dass diese Blöcke residuale Ablagerungen der Sedimente des unteren Badenium sind. Sie wurden vor der Ablagerung der Hollabrunn-Formation erodiert.

Die Grund-Formation liegt im Hangenden der Laa-Formation. Die Grenze zwischen den beiden Formationen ist stratigraphisch, in der Umgebung von Kleinsierndorf scheint die Grenze eine tektonische Kennzeichnung zu haben.

Die stratigraphische Position der Grund-Formation wurde aufgrund biostratigraphischer Analysen der Foraminiferenassoziationen bestimmt. Das Alter liegt im Grenzbereich von Karpatium und unterem Badenium.

Hollabrunn-Formation

Die jüngsten, miozänen Sedimente sind die der Hollabrunn-Formation. sie bestehen vorwiegend aus Quarzschotter. Diese sind auf dem Kamm des Pfarrerwaldes, südlich von Stronegg und Patzenthal aufgeschlossen.

Es sind kreuzgeschichtete und parallel geschichtete, sandige und grobkörnige Schotter, die fluviatile Elemente enthalten. Ich nehme an, dass die Schotter, die am Gipfel der Flur „Toter Mann“ auftreten, denselben Charakter besitzen wie die am Gipfel des Pfarrerwaldkammes. Die rückschreitende quartäre Erosion hat diesen Hügel von dem Kamm abgetrennt.

Die Hollabrunn-Formation liegt im Hangenden der Grund-Formation und Laa-Formation und hat pannones Alter.

Blatt 33 Steyregg

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 33 Steyregg

ERWIN KRENN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierung erfolgte im Gebiet südöstlich des Pfenningbergs im Raum Steyregg – Windegg bzw. Obernbergen.

Der Großteil des Aufnahmeraumes wird vom Weinsberger Granit eingenommen. Im Bereich N bzw. NNE von Obernbergen sind im Weinsberger Granit zwei NNE-streichende Züge von feinkörnigem „Migmagranit“ (FRASL, 1959) eingelagert. Die Mächtigkeit dieser Migmagranite schwankt zwischen 20 und 100 m. Gegen W und NW tritt im Raum südlich vom Pimesbauer ein mittelkörniger, migmatischer Granit auf, der dem Engerwitzdorfer Granit (FRASL, 1959) entsprechen dürfte.

Die Ausbildungsformen der feinen Migmagranite reichen von dunklen biotitreichen bis zu helleren biotitärmeren Varianten. Vielfach zeigen die Gesteine eine deutlich ausgeprägte Schieferung.

Die Grenzen der mit ca. 30° flach einfallenden Migmagranitzüge zum benachbarten Weinsberger Granit sind z.T. scharf, z.T sind Übergangszonen ausgebildet, in denen die Migmagranite große Kalifeldspäte führen. Innerhalb des Engerwitzdorfer Granit treten immer wieder Einschaltungen von schiefrigen Migmagraniten auf. Eine genaue Auskartierung dieser Vorkommen war auf Grund der schlechten Aufschlusssituation nicht durchführbar. Typischerweise besteht ein fließender Übergang von Migmagranit zu Engerwitzdorfer Granit. Ein ca. 40 m mächtiges Migmagranitvorkommen innerhalb dieser Zone ist direkt an der Straßenböschung 400 SSE von Windegg aufgeschlossen. Diese dort sehr dunkle Variante des Migmagranits, welcher z.T. in dioritische Zusammensetzung übergeht, wird von einem ca. 20 cm breiten Pegmatitgang mit zentimetergroßen Biotiten durchzogen. Innerhalb des Weinsberger Granit treten häufig Aplitgänge auf.

300 m SSE von Windegg innerhalb der Engerwitzdorfer-Migmagranitserie wurde eine sinistrale NS-verlaufende steilstehende Störung mit Harnischen entdeckt.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 33 Steyregg

ERICH REITER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierungsarbeit betraf die Nordabdachung des Pfenningberges (616 m) Richtung Trefflinger Sattel, im Geländedreieck Pfenningberggipfel – Truppenübungsplatz – Aigen. Die Aufschlussverhältnisse stellen sich unterschiedlich günstig dar; das Tertiär ist im Wesentlichen nur durch spärliche ältere Abbaustellen, hin und wieder auch Bombentrichter, zugänglich; im Kristallin sind es vor allem Lesesteine und vereinzelte Blockburgen in den bewaldeten Bereichen. Relativ beste Kartierungsmöglichkeiten bieten sich entlang der vor allem im mittleren und östlichen Teil vorhandenen Bachläufe.

Gegenüber der „Geologischen Karte von Linz und Umgebung 1 : 50.000“ von J. SCHADLER (1964; im folgenden kurz Schadler-Karte genannt) ergaben sich aufgrund de-

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

taillierterer Untersuchungen, nicht zuletzt aber durch wesentliche Fortschritte in der petrologischen Kenntnis der kristallinen Gesteine des südböhmischen Batholiths (FRASL und FINGER, 1991) wichtige Änderungen.

Kristallin dominiert den Westen des Arbeitsgebietes, südlich der Siedlung „Am Pfenningberg“ bis Lachstatt. Die vorherrschenden Gesteine sind Weinsberger Granit (WG) und Migmagranit (FRASL, 1959). Weitgehend reine Areale von Migmagranit sind im äußerst westlichen Teil, südlich des Hofes Hametner (Kote 417), anzutreffen. Der östlich davon gelegene Kristallinanteil im Bereich „Lachstatt“ wird i.W. vom Weinsberger Granit aufgebaut. Auffällig sind hier die immer wieder zu beobachtenden dm-großen Einschlüsse fein- bis mittelkörniger Diorite im Weinsberger Granit, die mitunter erhaben herauswittern. Weiters sind im WG einzelne Lagen von Migmagranit festzustellen, die konkordant eingeschlichtet sind, dem generellen schwachen Einfallen nach SE folgen, aber zumeist scharfe Kontakte bilden. Die Kalifeldspate des WG erreichen in Einzelfällen beachtliche Größen bis 10 cm, sind allerdings im Durchschnitt zwischen 5 und 7 cm lang. Sie zeigen häufig eine gute herzynische Regelung, was die Eintragung in der Schadler-Karte als „Grobkorn-Gneisgranit“ erklären könnte. Hin und wieder zeigt auch der feine, dunkle Migmagranit vom WG übernommene Großkalifeldspäte.

Ziemlich genau südlich der Siedlung „Am Pfenningberg“ wurde ein auch kartenmäßig auszuscheidendes Vorkommen eines sehr zähen, hellen, fein- bis mittelkörnigen Muskovit-führenden Granits aufgefunden, das der Altenberger Granit-Gruppe (G. FRASL und F. FINGER, 1988) zugerechnet werden kann. Die Gesteine bilden jüngere Durchschläge im Weinsberger Granit und werden auch hin und wieder von pegmatitischem bis aplitischem Ganggefolge begleitet.

Im Graben südlich der Kote 417 wurden mehrfach Schriftgranite angetroffen, die analog auf den Feldern N' Hametner gehäuft vorkommen. Allerdings vermischen sie sich dort stark mit gut gerundeten Quarzkieseln; offenbar liegt hier ein dünner Schleier (pliozäner?) Altschotter auf dem Kristallin, der sich aber nicht mit jener Deutlichkeit abgrenzen ließ, wie dies in der Schadler-Karte verzeichnet ist. An weiteren interessanten Funden ist ein Lesestück eines dunklen, hornblendereichen Gesteins zu melden, das gute Übereinstimmungen mit einem bereits von H. KOHL (1986) vom Autobahnbau bei Treffling mitgeteilten Vorkommen aufweist.

Im südlichen Teil des kartierten Gebietes, etwa zwischen dem Pfenningberg-Gipfel und der Kote 442, herrscht Migmagranit vor; die Übergänge in das Weinsberger Granit-Areal sind kartierungsmäßig schwierig zu erfassen; die Kontakte zwischen diesen beiden Granitoiden sind zuweilen scharf, es treten aber auch immer wieder schlierige Übergänge auf, in denen der Migmagranit als vermutlich jüngere Intrusion einzeln oder in Schwärmen die Kalifeldspate des WG übernimmt.

Im Umkreis des Gehöftes „Jaglhann“, beiderseits der nach Steyregg führenden Straße, ist Tertiär aufgeschlossen. Dieses ist zum überwiegenden Teil sandig, lediglich südlich Jaglhann – bis zum Gehöft „Lehner“ reichend – treten Quarzschotter auf. Im Gegensatz zu älteren Aufnahmen reicht das Tertiär wesentlich weiter nach Süden, nämlich bis zur Kote 442; so wurden die Keller der Gehöfte Brückl und Lehner im standfesten Quarzsand ohne Mauerwerk angelegt. Dass die tertiäre Bedeckung in diesen Bereichen allerdings nur geringmächtig ist, beweisen die zum Teil tief eingeschnittenen Gräben mit teilweise lediglich perennierender Wasserführung, die sich, von Nord, West und Süd kommend, zum W-E-Oberlauf des Reichenbaches entwickeln. Besonders instruktiv wurden diese Verhältnise im Graben südlich des Gehöftes Dobler vorgefunden, wo unmittelbar über der Kristallinbasis aus überwiegend WG gut geschichtete, feinkörnige, hellglimmerreiche Sandsteine anstehen, die plattig brechen, mitunter aber auch kugelige und brotlaibförmige Konkretionen bilden.

Der südöstliche Teil des Arbeitsgebietes – östliche Grenze der Kote 442 über Kote 452 bis zu den Höfen „Halmer“ und „Poscher“ – wird vom Migmagranit dominiert; besonders der nordwärts verlaufende Graben zum Reichenbach (beim „a“ von Jaglhann) weist eine Vielzahl riesiger wollsackartiger Granitblöcke auf, die überwiegend aus sehr homogenem Migmagranit aufgebaut sind. Lediglich an einigen wenigen Exemplaren sind größere, wohl aus dem WG übernommene Kalifeldspate festzustellen.

Der Oberlauf des Reichenbaches – in W–E-Richtung angelegt – bildet ein Tal, das im Norden zur Gänze aus tertiären Sedimenten besteht; vereinzelt aufgefundene kleine Granitblöcke (überwiegend Migmagranit) beweisen die geringe Mächtigkeit der tertiären Sedimente auf dem kristallinen Untergrund. Nur ganz im Osten, südlich der Ortschaft Aigen, kommt Kristallin wieder deutlich zum Vorschein, und zwar sind es nördlich der drei Fischteiche Weinsberger Granit sowie im westlichen Bereich Migmagranit. Ein N–S-verlaufender Graben etwa 300 m westlich des Hofes „Doppler“ erschließt im oberen Anteil Migmagranit, im unteren WG, der sich auch beim östlichsten der erwähnten Teiche in einer beeindruckenden Felsburg zeigt.

Der Reichenbach und etliche seiner Zubringerbäche verlaufen in Alluvionen; die stellenweise meterhohen Prallhänge zeigen rasch wechselnde Sedimentlagen aus graublauen, schluffigen Tonen und kristallinreichem Grobschutt, der wasserzügig ist und häufig zur Ausscheidung von Limonitschlamm Anlass gibt.

Blatt 47 Ried im Innkreis

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 47 Ried im Innkreis

STJEPAN CORIC
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Der Schwerpunkt der Kartierung im Jahre 1996 und 1997 lag im Grenzgebiet zum Blatt 29 Schärding, im Raum von Tumeltsham und Peterskirchen.

Als ältestes Schichtglied wurden in dem betreffenden Bereich die feinsandigen Silte und Tonmergel der Rieder Schichten (mittleres Ottnangium) angetroffen. Sie sind im kartierten Bereich das einzige miozäne Schichtglied aus der Innviertel Gruppe (WAGNER, 1998) und konnten in zahlreichen alten und zum Teil auch sehr tiefen (bis 20 m tief) Gruben (N Tumeltsham, N Peterskirchen, E Pramberg, Augenthaler, Eschlried) beobachtet werden. Dieser Schliertyp wird aus hellgrauen bis grünlichgrauen Tonmergeln und Silten mit wechsend starkem Sand- und

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

Glimmergehalt aufgebaut. Charakteristisch für die Rieder Schichten sind die im Gegensatz zum Ottnanger Schlier häufig auftretenden Feinsandlagen und -linsen, welche oft intern schräggeschichtet sind. Generell sind jedoch die Aufschlussverhältnisse in dem Arbeitsgebiet zu schlecht, um detaillierte Aussagen über die sedimentologische Ausbildung der Rieder Schichten zu treffen. Um diese auch mikrofaunistisch abgrenzen zu können, wurden bei jeder Gelegenheit Sedimentproben genommen. Einzelne, bereits bearbeitete Proben aus diesen Gruben zeigen die für die Rieder Schichten typische Mikrofauna mit *Ammonia viennensis* D'ORBIGNY. Eine weitere Auswertung der Proben steht noch an.

Auf den Rieder Schichten liegend wurde eine Vielzahl von glazialen und postglazialen Sedimenten auskartiert. Die ältesten Schotterkörper in diesem Bereich gehören zu dem von GRAUL (1937) als Geiersberger Verschotterung bezeichneten oberpliozänen Kiesniveau und konnten als eine kleine Kieskuppe von einer Mächtigkeit von 4–5 m NW von Pramberg angetroffen werden. Ihre Basis befindet sich auf rund 530 m Seehöhe.

Das jüngste Niveau von Oberpliozänschottern, die Aichberg-Geinberger Verschotterung, bildet eine weite Hochfläche um Manhartsberg und südlich davon. Sie muss in zwei Horizonte gegliedert werden. Die Unterkante des höheren Horizontes liegt um 480 bis 490 m, der tieferliegende Horizont W Manhartsberg im Gebiet Trauner gräbt sich bis auf 470 m Seehöhe in den Schliersockel und ist rund 10 m mächtig. Am östlichen Kartenblattrand bei Obermauer, sowie W Peterskirchen und NW Walchshausen, an der Blattgrenze zu ÖK 29, Schärding, liegen zwei isolierte Kieskuppen auf dem Schliersockel. Beide gehören zum Aichberg-Geinberg Niveau. Lithologisch bestehen diese Sedimente aus Quarz-, Quarzit-, und Kristallingeröllen, sie liegen als sandig gebundene Mittel- bis Grobkiese vor. Eine Differenzierung innerhalb diese Schotterkörper, die in mehreren Gruben (W Peterskirchen, NW Walchshausen, Trauner etc.) aufgeschlossen sind, ist nicht erkennbar. Begleitet werden sie im Raum Obermauer, Manhartsberg, Osternach und NW Walchshausen von schotterführendem Hangkriechen von größerer Mächtigkeit.

Drei als Terrassen erkennbare Schotterkörper, nämlich bei Holzhäuseln, Walchshausen und Pesenreith, liegen auf einem Niveau von rund 450 m. Ihre Einordnung in das eiszeitliche Schotterterrassenkonzept nördlich des Hausrucks kann erst nach Beendigung der Kartierungsarbeiten durchgeführt werden, es wird allerdings vermutet, dass sie zu den günz- bis mindelzeitlichen Deckenschottern zu zählen sind.

Entlang des Seitenbaches der Antiesen S Eschlried und Tumeltsham konnten noch jüngere Kiesniveaus auskartiert werden. Das Niveau des kiesgefüllten Bachbettes wird der Niederterrasse (Würm) zugeordnet. Eine gut erkennbare Kante von rund 2 m Höhe trennt die südlich anschließende Hochterrasse (Riß) vom Niveau des Bachbettes.

N Tumeltsham und N Untermauer wurden zwei kleinere und geringmächtige (<2 m) Kieskörper unbekannten Alters auskartiert.

Letztlich sind noch die flachen, von mächtigeren Lehmen bedeckten Bereiche S Offenhub, S und O Tumeltsham, O Eschlried und W Peterskirchen zu erwähnen. Sie wurden mit Hilfe von Handbohrungen erfasst und abgegrenzt und können in Punkto Alter und Genese nicht eingegrenzt werden.

Blatt 51 Steyr

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone und der Molassezone auf den Blättern 51 Steyr, 52 St. Peter in der Au, 53 Amstetten, 54 Melk und 70 Waidhofen an der Ybbs

HANS EGGER

Für die in Vorbereitung befindliche geologische Karte 1 : 200.000 von Niederösterreich wurde begonnen, die Flyschzone im westlichen Teil dieses Bundeslandes, deren Aufbau weitgehend unbekannt war, neu zu kartieren. Die Größe des Gebietes (rund 300 km^2) und die Kürze der zur Verfügung stehenden Zeit erlaubten dabei nur die Herausarbeitung der wichtigsten stratigraphischen und tektonischen Einheiten, während Details späteren Aufnahmen vorbehalten werden müssen.

Im Arzberggraben östlich von Waidhofen an der Ybbs konnte das von W. SCHNABEL (1971) erstmals beschriebene „sandig-mergelige Paläogen", das vom selben Autor später als westlichstes Fenster der Inneralpinen Molasse erkannt wurde (SCHNABEL, Arbeitstagung der Geol. B.-A., 1979), erneut als solches bestätigt werden. Es wird hier der Name „Fenster von Waidhofen" vorgeschlagen, da es sich um ein isoliertes Vorkommen handelt. Die steil nach Südosten einfallende Turbiditabfolge geht im Hangenden in graue siltige Tonmergel über. Die Kolkungsmarken der Turbidite belegen eine einheitliche Paläoströmungsrichtung von Westen nach Osten. Die Schwermineralspektren der jetzt genommenen Proben (det. W. SCHNABEL) weisen eine starke Dominanz von Granat auf (durchschnittlich 80,4 %), neben Apatit (7 %) und Staurolith (4,8 %) treten noch Zirkon (1,4 %), Rutil (2 %) und Turmalin (2,8 %) auf. Bemerkenswert ist der Gehalt an Chromspinell (1,4 %). Das kalkige Nannoplankton belegt eine Einstufung der Turbiditabfolge in die priabone Nannoplanktonzone NP19/20 (S. MARTINI, 1971). Als Leitformen wurden *Istmolithus recurvus, Discoaster saipanensis, Chiasmolithus oamaruensis* und *Cribrocentrum reticulatum* beobachtet. Dieses Alter, die Lithofazies der Gesteine sowie die tektonische Stellung entsprechen somit ganz dem Fenster von Rogatsboden (das im Führer zur oben genannten Arbeitstagung beschriebene „Urnbachfenster" ist ja zwischenzeitlich eingezogen worden und scheint schon in der Geologischen Karte 1 : 50.000 Blatt 71/Ybbsitz [1979]) nicht mehr als solches auf).

Der Südrand der eigentlichen Molassezone wurde in mehreren Aufschlüssen beprobt. Ein erstes Resultat liegt von einer Schlämmprobe aus dem Grabeneinschnitt westlich von Panhalm (südwestlich von Euratsfeld) vor, deren Sandschalerfauna von Ch. RUPP untersucht wurde: *Psammosiphonella cylindrica* (GLAESSNER), *Ammodiscus miocenius* KARRER, *Reticulophragmium acutidorsatum* (HANTKEN), *Hemirobulina hantkeni* BANDY, *Bolivina beyrichi beyrichi* REUSS, *Elphidiella-*

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

subcarinata (EGGER) und *Elphidium karpaticum* MYATLYUK machen eine Einstufung in die Untere Puchkirchner Serie (frühes Eger) wahrscheinlich. Die Molasse fällt hier mittelsteil gegen Südsüdosten ein und zeigt damit das gleiche Einfallen wie die Gesteine der Flyschzone, deren Nordrand nur 200 m südlich vom erwähnten Aufschluss bei Panhalm liegt.

Bereits vor längerem (EGGER, 1989, Anz. österr. Akad. Wiss. 126) wurde berichtet, dass der Nordrand der Flyschzone südlich von Seitenstetten von Unterkreideflysch gebildet wird, der manchmal Einschuppungen von ultrahelvetischer Buntmergelserie zeigt. Diese nur wenige hundert Meter breite Schuppenzone konnte jetzt nach Osten bis Steinakirchen weiterverfolgt werden, wo die schon lange bekannten „Klippen vom Haaberg" ebenfalls zu dieser Zone zu rechnen sind. Unmittelbar östlich davon, im Tal der Kleinen Erlauf, endet die Schuppenzone an einer NE-streichenden sinistralen Blattverschiebung. Die Schuppenzone aus Unterkreidegesteinen, die mit der sogenannten Nordzone des Wienerwald-Flysches vergleichbar ist, ist tektonisch isoliert und zeigt nirgends stratigraphische Kontakte zu jüngeren Formationen. Südlich von Seitenstetten, am Weinberg und am Blümelsberg, grenzt sie tektonisch an campane Zementmergelserie. Weiter im Osten liegt sie unmittelbar neben der Altlengbach-Formation.

Die besten Aufschlüsse der letztgenannten Formation befinden sich aber im Südteil der Flyschzone, der von einer breiten Synklinale gebildet wird. Besonders die sandsteinreiche Basis der Altlengbach-Formation (Roßgraben-Subformation) tritt dort morphologisch oft deutlich hervor. So wird etwa der Kamm des Sonntagberges von dieser Subformation gebildet. Dort wurden die quarzreichen Sandsteine auch untertage als Schleifsteine abgebaut. Im übrigen Verbreitungsgebiet dieser Subformation belegen zahlreiche kleine Steinbrüche die frühere Verwendung als Baustein.

Vorkommen von alttertiärem Flysch wurden östlich von Steyr entdeckt. Im Graben, der wenige Zehnermeter westlich von Kote 310 von Süden in den Kleinramingbach einmündet, wurde eine Nannoplanktonflora bestimmt, die das frühe Paleozän (Zone NP2) belegt: *Thoracosphaera operculata, Ericsonia subpertusa, Cruciplacolithus tenuis*. Auf der alten Karte 1 : 75.000 (Enns und Steyr) sind hier „bunte Tone und Fleckenmergel" ausgeschieden, die jedoch bei der jetzigen Neuaufnahme nicht gefunden werden konnten.

Alttertiär konnte auch im Unterlauf des von Behamberg aus nach Westen streichenden Grabens gefunden werden. Als Leitformen treten dort *Tribrachiatus orthostylus* (B), *Discoaster multiradiatus, Discoaster binodosus* und *Discoaster küpperi* auf, womit das frühe Eozän (Zone NP11) belegt ist. Im Oberlauf des Grabens steht Maastricht an, das durch eine Störung von den Eozänvorkommen getrennt ist. Die Nannoplanktonzone NP11 konnte aber nochmals im Graben nördlich von Behamberg gefunden werden. Beide Eozänvorkommen zeichnen sich durch eine überaus pelitreiche Fazies aus, in der helle Mergel dominieren. Diese Fazies entspricht der Anthering-Formation, welche bisher nur aus Salzburg und dem westlichen Oberösterreich (EGGER, 1995, N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 196) bekannt war. Dieses bisher östlichste Vorkommen belegt erneut, dass die Greifenstein-Formation des Wienerwaldes eine lokale Entwicklung ist, die nur im östlichen Niederösterreich vertreten ist (deren westlichstes Vorkommen wurde von SCHNABEL zwischen Pielach- und Traisental entdeckt – siehe Bericht im Jb. Geol. Bundesanst., **135**/3, p. 779, 1992). Bei den auf der alten Karte 1 : 75.000 (Blatt Weyer und Blatt Enns und Steyr) im Arbeitsgebiet als Greifensteiner Sandstein ausgeschiedenen Sandsteinzügen handelt es sich tatsächlich um die zuvor erwähnte Roßgraben-Subformation der Altlengbach-Formation.

Weitere Tertiärvorkommen wurden in dem Graben gefunden, der nahe der Wallmühle, und zwar südlich von Kote 324, orographisch links in den Kleinramingbach einmündet. Im unteren Abschnitt des Grabens, etwa bei der Einmündung des ersten größeren Seitengrabens, konnte mit *Discoaster multiradiatus, Toweius eminens, Ericsonia subpertusa, Fasciculithus tympaniformis, Fasciculithus schaubii, Fasciculithus richardii* und *Chiasmolithus bidens* das späte Paleozän (Zone NP9) nachgewiesen werden. Weiter bachaufwärts steht frühes Paleozän (Zone NP2) an. Da das Einfallen durchwegs gegen Süden gerichtet ist, müssen auch zwischen diesen Aufschlüssen tektonische Störungen angenommen werden. Diese Störungen sind Teil der großen sinistralen ISAM-Scherzone (EGGER, 1997, Jb. Geol. B.-A., **140**), die hier auch den Nordrand der Flyschzone staffelartig versetzt.

Die tektonischen Strukturen im Arbeitsgebiet belegen eine mehrfache Deformation nach dem Ende der Sedimentation im Eozän. Als älteste Strukturen konnten mehrere Überschiebungen auskartiert werden, die bevorzugt in den pelitreichen Niveaus der Seisenburg-Formation („Obere Bunte Schiefer") und der Perneck-Formation („Oberste Bunte Schiefer") abgeschert wurden. Die größte Überschiebungseinheit (Knollerbergschuppe – s. EGGER, 1987, Jb. Geol. B.-A., **130**) bildet den Südrand des Rhenodanubikums und ist als breite Synklinale ausgebildet.

Der Schuppenbau des Rhenodanubikums wird durch zwei Generationen von Blattverschiebungen gestört. Die älteren Blattverschiebungen streichen NW–SE und lassen dextrale Versetzungen erkennen. Die bedeutendste dieser Störungen bildet eine breite Scherzone, die annähernd parallel zum östlichen Teil des Tals des Kleinramingbaches verläuft (Kleinramingbach-Störung). Aus dem Versatz des Südrandes des Rhenodanubikums gegenüber dem Klippenraum können die einzelnen Versetzungsbeträge an diesem Störungssystem unmittelbar aus der geologischen Karte abgelesen werden. Daraus ergibt sich ein dextraler Versatz von insgesamt 8 km!

Die NW-streichenden Störungen werden von jüngeren, ENE-streichenden Brüchen abgeschnitten, die zum oben erwähnten sinistralen ISAM-Blattverschiebungssystem gehören. Im Zuge dieser Bewegungen wurden die älteren dextralen Blattverschiebungen als Überschiebungen wiederbelebt. Da das ISAM-Blattverschiebungssystem den Westrand der breiten Subalpinen Molasse bildet, wird angenommen, dass die Blattverschiebungen hier in die Überschiebungsfläche dieser Einheit einmünden. Das Ende der sinistralen Bewegungen fällt daher vermutlich bereits in das Miozän.

Blatt 52 St. Peter in der Au

Siehe Bericht zu Blatt 51 Steyr von H. EGGER.

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

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum auf Blatt 53 Amstetten

GERHARD FUCHS
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Nach der bisherigen Kartierung der NE-Ecke des Blattes konnte ich heuer den Anschluss an die unpublizierten Aufnahmen von A. MATURA und O. THIELE entlang der Donau herstellen. Es ergibt sich nun ein besseres Verständnis der Geologie des Raumes Nöchling – Yspertal – Persenbeug. Die tiefste Einheit, die Ostrong-Einheit, bildet im Ostrong eine gewaltige Aufdomung, deren Westflanke überkippt ist. Die Gneise der Monotonen Serie zeigen daher östlich der Großen Ysper steiles bis mittleres E- bis ESE-Einfallen. Im Bereich des Tiefenbaches schwenkt das N–S-Streichen allmählich in die SE- und im Gebiet Föhrenbach – Auf der Eben schließlich in die SW-Richtung um. Das E- bzw. NE-Fallen wechselt dabei in südliches Einfallen, was die oben erwähnte Überkippung des Westflügels, des Ostrong-Domes belegt. Besonders deutlich kommt das umlaufende Streichen im Verlauf des hellen Orthogneises zum Ausdruck, der von Kleinbrand über Viehtrift, Föhrenbach nach Großmitterberg zu verfolgen ist, wo er das Kartenblatt verlässt. Eine Fortsetzung dürften die „Gföhler Gneise“ des Tilmlingtales in dem von A. MATURA (1984) aufgenommenen Gebiet darstellen. Der stark geschieferte Granitgneis unseres Gebietes, welcher auch Granat und Sillimanit führt, erinnert stark an Gföhler Gneis. Er bildet aber eindeutig eine Einschaltung in den Paragneisen der Monotonen Serie, weshalb er eher mit den lithologisch ebenfalls ähnlichen lichten Gneisen des Raumes Laimbach – Gsteinert auf Blatt Ottenschlag zu korrelieren ist.

Die Granulitlamelle, welche die Überschiebungsbahn über der Ostrong-Einheit markiert, wurde in einzelne Linsen aufgelöst von A. MATURA über die Steinbachklamm, Auratsberg zum Teufelsgraben (Loja) verfolgt. Die Fortsetzung dieses Horizonts fand ich an der östlichen Grenze von Blatt 53 nördlich vom Doberg (W von Wagnerin auf Blatt 54). Es tritt dort eine WSW-streichende Granulitlinse auf. Eine wild verfaltete Linse von Granulit 150 m NNW von Priel ist wahrscheinlich die Fortsetzung. Etwas W davon streicht eine Granulitlamelle N–S durch den Hang über Knogl. Sie setzt vermutlich unter den Terrassensedimenten durch zu dem von A. MATURA an der Bahn festgestellten Granulitband fort. Der starke Wechsel im Streichen der linsigen Granulitkörper zeigt an, dass die Überschiebungslinie in einer späteren Bewegungsphase vermutlich bei der Bildung des Ostrongdomes kräftig verfaltet worden ist. Die Paragneise an der Donauuferbahn zwischen Knogl und Weins gehören zur Monotonen Serie. Die Paragneise und Amphibolite im Raume Priel – Doberg – Persenbeug bilden das Hangende des Granulithorizonts. Sie sind die Fortsetzung der Bunten Serie (Drosendorfer Einheit) der Loja.

Obige Beschreibung betrifft die achsiale Südabdachung des Ostrong-Domes. In dessen überkipptem Westflügel fanden sich im Bereiche der Roten Säge mehrere Granulitlamellen in den westlichsten Teilen der Monotonen Serie (siehe Bericht 1995). Sie sind durch Wechsellagerung eng mit den Paragneisen verbunden. Die Granulitlamelle von der Roten Säge bzw. der durch sie markierte Bewegungshorizont dürfte über Hamet zu dem Orthogneiszug von Kleinbrand fortsetzen. Der mehrere 100 m mächtige Granulitzug der Gleisen ist mit größeren und kleineren Serpentinitkörpern, Pyroxenamphibolit und seltenem Pyroxenit vergesellschaftet. Nach N ist dieser markante Zug bis gegen St. Ostwald zu verfolgen. Gegen S gewinnt der Granulit an Mächtigkeit und setzt über Rottenberg nach Weins im Donautal fort. Sowohl die W- als auch die E-Grenze des Granulits sind nicht immer scharf zu ziehen. In den stark geplätteten Paragneisen der Nachbarschaft treten ebenfalls extrem deformierte granulitische Gneise und Granulitlagen auf. Die Durchbewegung ist unter P/T-Bedingungen erfolgt, die nahe der Grenze von Amphibolit- und Granulitfazies gelegen waren. Zweifellos ist der Granulit-Serpentinitzug mit dem Wieselburger Granulitmassiv verbunden und repräsentiert damit die Gföhler Einheit. Letztere grenzt westlich des Ostrong-Domes unmittelbar an die Ostrong-Einheit, die Drosendorfer Einheit ist ausgequetscht.

Westlich des beschriebenen Zuges bauen metablastische Paragneise, Migmatitgneise und Amphibolite ein ausgedehntes Gebiet auf (Fünflingeramt, Artneramt, Niederndorf und beiderseits des unteren Yspertales bis zur Mündung). O. THIELE (1984, Blatt 35) hat diesen Gesteinskomplex als „Raabser Serie“ und in der tektonischen Übersicht als „Loosdorfer Komplex“ bezeichnet. Die Raabser Serie überlagert im Typusgebiet die Gföhlergneise E und W von Raabs und taucht unter den Blumauer Granulitkörper ab, sie gehört damit zur Gföhler Einheit. Die tektonische Stellung des „Loosdorfer Komplex“ ist ungeklärt. Auf Blatt Amstetten ist von Bedeutung, dass westlich der migmatitischen Serie ein weiterer Granulitzug folgt. Auch dieser ist von Serpentinitkörpern begleitet und schwer von den benachbarten Paragneisen zu trennen. Der Zug quert das Kl. Yspertal W der Geimühle und ist von dort nach N bis in das Gebiet westlich von Fünfling zu verfolgen, wo er sich in unaufgeschlossenem Gelände verliert. Gegen S endet der Granulitzug ESE von Nöchling, um aber W Mitterndorf wieder einzusetzen. SSE vom Sooshof ist der Granulitzug abermals unterbrochen, setzt aber bald wieder ein und erreicht bei Kalkgrub das Donautal. Ich vermute, dass NE–SW-streichende Störungen für die Unterbrechungen verantwortlich sind. Regional streicht der Granulit N–S, ab Mitterndorf SSW.

Ich nehme an, dass die Granulitzüge der Gleisen und von der Geimühle identisch sind und der dazwischen befindliche Mischgneiskomplex eine große W-überkippte Mulde füllt. Demnach wäre zu erwarten, dass die Paragneise von Nöchling (W des Granulits von der Geimühle) tektonisch der Monotonen Serie entsprechen. Die Paragneise fallen steil gegen E bis ESE ein.

W von Nöchling folgt ein Zug von Weinsberger Granit, der von westlich der Ölmühle über den Eichberg bis Hirschenau zu verfolgen ist. Die W-Grenze des Weinsberger Granits wird von einer NNE–SSW-streichenden Störung gebildet. Wir finden Kataklasite und Verquarzungen.

An dieser Störung kommt ein Band von Paragneisen mit dem Weinsberger Granit in Kontakt, welches von Gulling über Kalthamet bis Baumgartenberg zu verfolgen ist. Gegen S werden die Gneise zunehmend von Mauthausner Granitgängen durchschlagen.

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

Im W folgt das ausgedehnte Weinsberger-Granit-Massiv mit der Feinkorngranitintrusion von Gloxwald. Im Gebiet des Toberspitz finden sich im typischen grobporphyrischen Weinsberger Granit recht häufig unscharf begrenzte, nicht-porphyrische und deutlich feinkörnigere Partien in Meterdimensionen. Nur sporadisch finden sich Großkristalle von Kalifeldspat in den nicht-porphyrischen Granitpartien. Es handelt sich entweder um jüngere Nachschübe im Weinsberger Granit, wie sie von den Blättern 35 und 36 bekannt sind, oder Aufschmelzungen im Einflussbereich des Mauthausner Granits von Gloxwald.

Überaus überraschend war die Entdeckung von Rastenberger Granodiorit S der Geimühle. Das Vorkommen ist etwa 500 m mächtig. Das Gestein ist geschiefert, zerfällt aber in groben Blöcken. Idiomorphe Kalifeldspateinsprenglinge (1 bis 3 cm, selten bis 4 cm) finden sich eher schütter eingestreut in mittel- bis grobkörniger, verhältnismäßig dunkler Grundmasse. Die Farbe ist durch den reichlichen Biotit, seltener Hornblende, bestimmt. Eingeregelte basische, dioritische Schollen in dm- und m-Dimensionen sind nicht selten im Granodiorit. An den Rändern ist die Schieferung kräftig, wodurch das Gestein den metablastischen Paragneisen recht ähnlich wird. Deshalb habe ich den Granodiorit in dem bereits kartierten Gebiet zwischen Geimühle und Fünfling nicht erkannt. Unterscheidung ist möglich auf Grund des homogeneren, gleichkörnigen Gefüges des Granodiorits sowie des Fehlens lagiger Strukturen.

Gegen N ist der Granodiorit von der Geimühle als ein 100 bis 150 m mächtiges Band durch das schlecht aufgeschlossene Artneramt bis zu der Waldkuppe W Fünfling zu verfolgen. Vermutlich setzt der Zug bis zum nördlichen Blattrand fort, was im aufschlusslosen Gelände jedoch nicht belegbar ist. Nach S zieht der Granodiorit von der Geimühle über Mitterndorf, Freigericht bis Kalkgrub an der Donau. Der Rastenberger Granodiorit ist somit als ein relativ geringmächtiger Zug (100 bis 500 m) über eine Entfernung von 5,5 km zu verfolgen, er setzt aber wahrscheinlich S der Donau weiter fort. Der Granodiorit folgt dem regionalen NNE–SSW-Streichen und begleitet den Granulitzug im E. Im einzelnen sind allerdings Diskordanzen festzustellen. So wird der N–S-streichende Granulit WSW der Geimühle am SSW-streichenden Rand des Rastenberger Granodiorits abgeschnitten und setzt über eine Strecke von circa 500 m aus. In dem Graben N Kalkgrub ist ein kleinerer Intrusionskörper von Granodiorit mitten im Granulitband eingeschaltet, während der Hauptzug den Granulit im E begleitet. Wo der Kontakt gut aufgeschlossen ist, wie NNE Kalkgrub, ist das diskordante Verhalten gegenüber dem Nebengestein klar erkennbar: Apophysen des Magmatits im Granulit und Schollen des letzteren im Granodiorit.

Während die W-Grenze des Granodioritbandes meist gut zu kartieren ist, ist die E-Grenze unscharf. Es finden sich hier Paragneise durchsetzt von Aplit- bis feinkörnigem Granitgneis, Hornblendegneis, Dioritgneis mit Schollen von Hornblendit, Pyroxen-Hornblendefels etc. Wie an der neuangelegten Forststraße in der Donauleiten zu beobachten ist, bilden diese Gesteine ein bänderig-schlierig-scholliges Gemenge. Meist erfolgt der Wechsel im Meter- bis 10-m-Bereich, in der Donauleiten finden sich aber auch größere Dioritgneiskörper. Ich sehe in dieser etwa 600 m breiten Zone E des Granodiorits einen Migmatitkomplex gebildet bei der Intrusion des Granodiorits. Diese Gesteine sind ebenso wie der Granodiorit in den tektonischen Bau eingeregelt.

Diskordante Gänge und kleinere Körper von feinkörnigem Granit, Aplit, Granitporphyr und Pegmatit finden sich im gesamten aufgenommenen Gebiet. Granitporphyre mit cm-großen Kalifeldspateinsprenglingen sind besonders im Raum Knogl – Großmitternberg verbreitet. Auch Lamprophyre treten hier häufig auf, sind aber auch sonst gelegentlich anzutreffen.

Es ist auffällig, dass im Bereich des Donautales die Gesteine verstärkt klüftig und kataklastisch sind, was auf Bruchtektonik schließen lässt. Ich vermute, dass eine SW–NE-streichende Störung von W Kalkgrub gegen E Mitterndorf verläuft und für das Ausspitzen von Granulit bzw. Granodiorit im Bereich Freigericht verantwortlich ist. Auch NW Mitterndorf scheint eine NE-Störung Versetzungen im Verlauf der Gesteinszüge verursacht zu haben.

❀ ❀ ❀

Siehe auch Bericht zu Blatt 51 Steyr von H. EGGER.

Blatt 54 Melk

Siehe Bericht zu Blatt 51 Steyr von H. EGGER.

Blatt 56 St. Pölten

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 56 St. Pölten

HANS GEORG KRENMAYR

Die folgenden Ergebnisse beruhen auf einer Übersichtskartierung des Molasseanteiles von Blatt 56 St. Pölten, im Rahmen der Vorarbeiten für eine geologische Karte von Niederösterreich im Maßstab 1 : 200.000. Dabei konnte im NW des Kartenblatttes auf eine frühere Aufnahme durch W. FUCHS (1972) und betreffend die Geologie des Traisentales auf die Diplomarbeit von F. HAUER (1993) zurückgegriffen werden, wobei in Einzelbereichen auch abweichende Ergebnisse erzielt wurden.

Sedimente des Eggenburgium und Ottnangium bauen sowohl den Großteil der autochthonen als auch der hier breit entwickelten subalpinen Molasse auf. Ihre Gliede-

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

rung nach ausschließlich lithologischen Kriterien ist aufgrund sich wiederholender Lithofaziestypen nicht durchzuhalten. Die anschließenden Beschreibungen beziehen daher die stratigraphische Information von über 70 Nannofossilproben (Bearbeitung durch B. HAMRSMID, 1998) sowie einigen Mikrofossilproben (mündliche Mitteilungen von Ch. RUPP, 1998) mit ein.

Lithologisch gut abgrenzbar sind die Sedimente des Egerium, die flächenmäßig nur einen geringen Anteil des Arbeitsgebietes einnehmen. Am Südrand der Molassezone, unter der Flyschüberschiebung, treten vereinzelt Sedimente des Egerium auf. Ein besonders interessantes Vorkommen befindet sich etwa einen Kilometer NE' Ochsenburg (BMN 699050/333225) in einem Kerbgraben, dessen Verlauf einen auffallenden Doppelknick aufweist, wobei das Grabenstück zwischen den Knickstellen exakt der Überschiebungslinie von Flysch- auf Molassezone folgt. In diesem Grabenstück erschließt ein Prallhang des Baches innerhalb einer tektonischen Brekzie dunkle Tonmergel. Die Nannoflora dieser Mergel weist große Ähnlichkeiten mit jener der Thomasler Schichten der Waschbergzone auf. Das Vorhandensein zahlreicher kleiner Gipskristalle im Schlämmrückstand des Sediments unterstützt diesen Vergleich. Am Ostrand des Kartenblattes, bei Eichberg (SE Kirchstetten), konnte das westliche Ende einer Schuppe aus Älterem Schlier des Egerium, die sich nach W. FUCHS (siehe Geologische Karte von Wien und Umgebung 1 : 200.000) von hier weit nach NE verfolgen lässt, anhand der typisch bräunlich-schwarzen Tonmergelplättchen in einem Tierbauauswurf nachgewiesen werden. Im Bereich S' Kirchstetten auftretende mürbe Quarzsande (z.B. Hohlweg im Wald unmittelbar W' Kesselhof), die in alten Kartenwerken als Melker Sande (Egerium) ausgewiesen wurden, gehören sicher bereits zur Flyschzone (Reiselsberger Sandstein). Dies ist anhand von dunklen, tonigen Zwischenlagen, wie sie für turbiditische Abfolgen charakteristisch sind, zu erkennen. Die relativ sanfte Oberflächenmorphologie im Verbreitungsgebiet dieser teilweise unzementierten Sande täuscht allerdings eine deutlich südlichere Position der Flysch/Molasse-Grenze vor.

Das Hügelland nördlich der Flyschüberschiebung wird von unterschiedlichen Schliertypen aufgebaut. Neben hochbioturbatem, undeutlich gebanktem Schlier (entsprechend der Lithofazies des „Robulusschliers"; z.B. Aufschluss am Waldrand, E' der Straße zwischen Adeldorf und Obertiefenbach), der mitunter dünnschalige Mollusken führt, treten häufig feinlaminierte und z.T. sandsteinführende Schliertypen auf (entsprechend der Lithofazies des „Sandsteifenschliers"; z.B. Profil im Bachlauf bei der Neumühle N' Ochsenburg, Aufschluss beim Gehöft Burgstall, NW' Phyra). Der Anteil an Sandsteinlagen beträgt selten mehr als 20 %, sie sind meist nur wenige Zentimeter dick, Mächtigkeiten von 20–30 cm wurden aber vereinzelt beobachtet. Es handelt sich um graue, fein- bis mittelkörnige Sandsteine. Sedimentstrukturen sind nur selten zu erkennen und umfassen ebene und wellige Lamination sowie Rippelschichtung, die Liegend- und Hangendgrenzen sind generell scharf, eine Konzentration von Molluskenschill an der Sandsteinbasis wurde in einem Fall beobachtet. Diese Merkmale sprechen für eine genetische Deutung der Sandsteine als Sturmsandlagen eines distalen Schelfgebietes. An zwei Stellen konnten Geröllmergel (i.e. debris flow-Sedimente) beobachtet werden, nämlich in einem Bauaufschluss bei Kirchstetten (ein knapp 1 m mächtiges Paket) und (in Spuren) unter der Flyschüberschiebung E' Phyra. Die Komponenten umfassen aufgearbeiteten Schlier (vom Typus des umgebenden Sediments), Klasten aus Älterem Schlier sowie karbonatische Gerölle und Sandsteingerölle bis 10 cm Durchmesser.

Eine flächenhafte Auskartierung all dieser lithologischen Typen ist nicht möglich. Ebensowenig gelingt eine genaue stratigraphische Abgrenzung von Sedimenten des Eggenburgium von jenen des Ottnangium. Bezüglich der Nannofossilien ist dafür der schlechte Erhaltungszustand, das häufige Fehlen von Leitformen und der hohe Anteil an umgelagerten Formen verantwortlich. Bei den Mikrofossilien ist die Situation ähnlich, einzelne Proben erlauben allerdings doch eine Einengung auf eine der beiden Stufen. Dabei kommen die Probenpunkte mit sicher eggenburgischem Alter in einem maximal 2,5 Kilometer breiten Streifen am Südrand der Molassezone zu liegen, während Proben mit eindeutig ottnangischem Alter nur aus dem nördlich angrenzenden Bereich stammen. Daraus lässt sich E' der Traisen auf die mögliche Existenz von mindestens zwei Schuppenkörpern innerhalb der subalpinen Molasse schließen, einen südlichen mit Sedimenten des Eggenburgium und einen nördlichen mit Sedimenten des Ottnangium. Eine jeweils spezifische Lithologie kann diesen beiden Einheiten aber, wie erwähnt, nicht zugeordnet werden. W' der Traisen verengt sich die subalpine Molasse, insoferne dies aus den ruhigeren Lagerungsverhältnissen abgeleitet werden kann, auf einen schmalen Streifen, etwa entsprechend der Schuppe aus Sedimenten des Eggenburgium E' der Traisen.

Ein klarer lithologischer Wechsel, allerdings ohne scharf ausgebildete Grenze, vollzieht sich im nördlichen Abschnitt der morphologisch deutlich ausgeprägten Anhöhen des Schildberges und des Haspelwaldes, sowie in dem dazwischenliegenden, morphologisch sanfteren Gebiet um Röhrenbach (E' des Perschlingtales). Hier wechsellagern mürbe Sande und Sandsteine mit feinlaminiertem Schlier in enger Abfolge bzw. sind diese als z.T. mehrere Meter mächtige Pakete in den Schlier eingeschaltet (Aufschlüsse am SE' Ende der Kiesgrube S' vom Bhf. Pottenbrunn, Hohlweg SE' Ziegelei Pottenbrunn, tiefer Hohlweg SE' Winkling, Straßenaufschluss und Hohlwegsystem an der Straße über den Haspelwald E' Winkling). Es handelt sich um Fein- bis Mittelsande, wobei die mächtigeren Pakete häufig ein massiges Erscheinungsbild aufweisen (mitunter gibt es darin große rundliche Konkretionen), seltener ist ebene Lamination zu erkennen. Im Aufschluss S' Bhf. Pottenbrunn sind außerdem Entwässerungsstrukturen und Andeutungen einer Hummocky-Kreuzschichtung ausgebildet. Die Geometrie der dickeren Sandpakete ist aufgrund der intensiven Tektonik nicht erkennbar. Auch in diesem Fall dürfte es sich genetisch um sturmbeeinflusste Schelfsande handeln, die wohl z.T. als Rinnenfüllungen vorliegen. Mikroproben aus den mergeligen Anteilen der Sedimentfolge machen eine Einstufung ins Ottnangium sehr wahrscheinlich. Dies bestätigt die Zuordnung der Sandfazies zu den Prinzersdorfer Sanden W' der Traisen, wie W. FUCHS sie vorgenommen hat.

Der steile Nordabfall von Schildberg und Haspelwald markiert auch morphologisch die Nordgrenze der subalpinen Molasse, in deren Bereich die meisten Aufschlüsse Fallwerte zwischen 30° und 80° zeigen. In der nördlich anschließenden Vorlandmolasse sind Fallwerte um 20° charakteristisch, Werte bis 30° treten aber auf. Auch die Vorlandmolasse des Arbeitsgebietes kann demnach nicht als „ungestörte Molasse" bezeichnet werden, wobei im Bereich der St. Pöltener Störung noch weitergehende

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

Komplikationen auftreten: mehrere Vorkommen von Älterem Schlier im Bereich W' St. Pölten (beim Teufelhof, im Nadelbach W' Hafing, im Einschnitt der Bahntrasse W' vom Hauptbahnhof) hat bereits W. FUCHS (1972) erkannt und als tektonische Aufbrüche innerhalb der ottnangischen Sedimente gedeutet. Im Zuge der Bauarbeiten entlang der neuen Bahntrasse für die Westbahn konnte im Bereich N' Witzendorf, fast genau ab der Blattgrenze, bis einige hundert Meter gegen E, eine tektonische Überlagerung von „Jüngerem Schlier" bzw. Prinzersdorfer Sanden des Ottnangium durch Älteren Schlier mit scharfer Grenze beobachtet werden. Die begleitenden tektonischen Strukturen sind komplex, wobei extreme Schichtverstellungen und ungestört horizontale Lagerung innerhalb weniger Meter in lateraler und vertikaler Richtung wechseln können. Der Ältere Schlier lässt sich von der Bahntrasse, entlang der Ostflanke eines kleinen Tälchens, bis Witzendorf verfolgen, weshalb es sich wohl nicht nur um störungsgebundene lokale „Aufbrüche" handelt, sondern um ein flächiges Auftreten des Älteren Schliers innerhalb jüngerer Deckschichten. Es konnte auch in keinem Aufschluss eine eindeutig lokalisierbare Großstörung gefunden werden, weshalb die eigentliche Bedeutung und Lage der St. Pöltener Störung ungeklärt bleibt. W. FUCHS (1972) sieht die östliche Fortsetzung der St. Pöltener Störung in der Überschiebungslinie der subalpinen Molasse nördlich des Schildberges und Haspelwaldes.

Die in der Dissertation von K. HAYR (1947) gegebene tektonische Interpretation von Baustil und Lagerungsverhältnissen in der Molassezone des behandelten Raumes ist, gemessen an der schlechten Aufgeschlossenheit des Gebietes, viel zu detailliert und widerspricht auch vielerorts den zugrundeliegenden Strukturdaten (Fallwerte). Diese Daten passen aber gut in das hier präsentierte, allgemeinere Bild und ergänzen es mit Informationen aus nicht mehr existenten Aufschlüssen.

E' der Traisen wird das Gebiet der Vorlandmolasse von den sogenannten Oncophora-Schichten eingenommen. Diese werden großteils von fein- bis mittelkörnigen Sanden aufgebaut, es gibt aber auch teilweise feinkiesige Mittel- bis Grobsandpakete. In gröberklastischen Lagen kann Molluskengrus angereichert sein. Die Sandpakete sind massig oder zeigen ebene Lamination. An der Basis der Sandpakete können Pelitklastenbrekzien auftreten. Große, rundliche Konkretionen sind häufig. In die Sande eingeschaltete, stark siltig-feinsandige Pelitpakete können mehrere Meter Mächtigkeit erlangen. Diese zeigen feine Lamination, lagenweise Anreicherung von Pflanzenhäckseln und selten Rippelschichtung und Wickelschichtung (convolute bedding). Im Aufschluss ist eine lithofazielle Unterscheidung von den oben beschriebenen, ebenfalls sandreichen Sedimenten der nördlichen subalpinen Molasse kaum möglich. Allerdings sind die Nanno- und Mikrofossilproben aus dem Bereich der Oncophora-Schichten, im Unterschied zur subalpinen Molasse, konsistent vollkommen steril. Dies könnte milieubedingt, also primär sein, außerdem ist aber der Karbonatgehalt der Pelite sehr gering oder nicht vorhanden, was auch sekundäre Ursachen haben könnte. Auch Makrofossilien gibt es nur in umgelagerter Form, meist nur mehr als Schalengrus in den grobklastischen Lagen, wobei auch an eine Umlagerung aus älteren Sedimenten gedacht werden muss. Die bisherige stratigraphische Einstufung der „Oncophora-Schichten" dieses Raumes in das oberste Ottnangium beruht daher auf Analogieschlüssen. Entsprechend unsicher ist ihre Paralellisierung, z.B. mit den Oncophora-Schichten im W' Oberösterreich und in Bayern.

Auch westlich der Traisen sind in der Vorlandmolasse, vom St. Pöltener Stadtwald gegen N, entlang des Steilabfalls zur Niederterrasse, die Oncophora-Schichten vertreten und im Bereich des Praters in mehreren großen Anrissen und Hohlwegen aufgeschlossen. Sie stehen hier in deutlich erosivem Kontakt zu den älteren Sedimenten des Untergrundes, da in gleicher Höhenlage, zwei Kilometer weiter westlich, bei Waitzendorf wieder ottnangische Sedimente anstehen. Außerdem sind in den häufig auftretenden Pelitklastenbrekzien und grobsandig-kiesigen Rinnenfüllungen zahlreiche, bis 50 cm große Schollen aus Älterem Schlier enthalten, die ein erosives Einschneiden im unmittelbaren Nahbereich anzeigen. Die Sande sind auch hier großteils massig entwickelt; an der Basis mancher Pakete kann ebene Lamination, Rippelschichtung und Wickelschichtung auftreten. Eine fazielle Interpretation der Oncophora-Schichten dieses Raumes ist noch ausständig.

Die Quartärgeologie des Traisentales im „Becken von St. Pölten" hat F. HAUER (1993) ausführlich bearbeitet. Im Gegensatz zur Traisen hatte die Perschling im Spät- und Postglazial nicht mehr genügend Kraft, um eine Niederterrassenflur zu schaffen. Das erste Terrassenniveau überdem jungen Talboden ist daher die Hochterrasse, die zwischen Perschling und Stössingbach einen von SW' Plosdorf bis Böheimkirchen reichenden, schönen Talsporn bildet. An der Westseite des Tales setzt sie sich, morphologisch von den kleinen Seitentälern stark aufgelöst, mit Unterbrechungen bis N' Mauterheim fort. Auch Jüngerer Deckenschotter ist entlang des Perschlingtales erhalten (z.B. um Maria Jeutendorf), seine Verbreitung konnte aber aufgrund der mächtigen Deckschichten ohne Kartierungsbohrungen nicht genauer gefasst werden. Gleiches gilt für das Niveau des Älteren Deckenschotters, das im Bereich zwischen Perschling- und Traisental, N' und S' der Autobahn noch stellenweise erhalten ist.

Blatt 57 Neulengbach

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone (Laaber Decke) auf Blatt 57 Neulengbach

ZDENĚK STRÁNÍK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1998 wurden die geologischen Aufnahmen in der Laaber Decke aus den Jahren 1994–1997 fortgesetzt (STRÁNÍK, 1995, 1996; SCHNABEL, 1997). Der im Berichtszeitraum kartierte Bereich umfasst das Gebiet, welches im E und NE von Klausen-Leopoldsdorf ausgehend entlang des Lammeraubaches bis Untergrödl, dann weiter gegen WSW zum Schöpfl (K 893) und von dort gegen S durch den Mitterschöpfl, St. Corona-Klause, Hirschenstein (K 785), Großer Hollerberg (K 774), Eigerin (K 674), Lammerauberg (K 648) zurück nach Klausen-Leopoldsdorf begrenzt ist.

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

Die vorläufige stratigraphische Einstufung der Schichten erfolgte nach den Bestimmungen des Nannoplankton (det. H. EGGER, Geologische Bundesanstalt) und der Foraminiferen (det. M. BUBÍK, Tschechisches Geologisches Institut Brno).

Die geologische Kartierung dieses Teiles des Wienerwaldes stützt sich auf die Untersuchungen von G. GÖTZINGER (1952, 1954), S. PREY (1961–1965), P. FAUPL (1975, 1976), H. STRADNER (1976) und W. SCHNABEL (1996).

Die Morphologie der Gegend ist von der Gesteinsbeschaffenheit geprägt. Die widerstandsfähigen Gesteine bilden höhere Berge, die fast 900 m SH erreichen (Schöpfl K 894). Die Haupttäler, die meist der Streichrichtung der Schichten (Riesenbach) und Störungszonen (Lammeraubach) folgen, sind vor allem an die Schichten mit vorherrschenden Peliten (Kaumberg-Formation und Agsbachschichten) gebunden.

Im zu untersuchenden Gebiet wurden folgende lithostratigraphische Einheiten ausgeschieden: Quarzitserie, Kaumberg- und Laab-Formation. Letztere ist durch die Hois- und Agsbachschichten vertreten.

Quarzitserie

Sie ist durch schwarz- und grünlichgraue, harte, schwach kieselige Tonschiefer, und dunkelgraue, dünnbankige, kieselige Siltsteine sowie feinkörnige Quarzitsandsteine charakterisiert. Vereinzelt kommen mächtigere Lagen von Quarzitsandsteinen vor. Die wenigen Nannoplankton- und Foraminiferenproben daraus waren fossilleer. Nach Lithologie und Alter ähnelt die Quarzitserie auffällig dem Gaultflysch (SCHNABEL, 1996).

Schlechte Aufschlüsse sind im Oberlauf des Hollerbaches zwischen 550–570 m SH zu sehen. Die Gesteine sind hier stark gestört. Einige lose Blöcke der Quarzsandsteine sind stark zerbrochen und mit Kalzitadern durchsetzt. Viel deutlicher ist die Quarzitserie in den Gräben entlang der Forststraße im Hollerbachtal etwa 450 m SW der Höhe Eigerin (K 674) aufgeschlossen. Vereinzelte schlecht aufgeschlossene Vorkommen der Quarzitserie auf dem Bergkamme 300 m SW vom Großen Hollerberg (K 774) sind an eine bedeutende N–S-streichende Störungszone gebunden, wie schon von SCHNABEL (1996) vermutet worden war.

Kaumberg-Formation

Die Lithofazies dieser Formation kann im Allgemeinen als feinrhythmischer Flysch mit vorherrschenden bunten Tonen und Tonsteinen charakterisiert werden. Es handelt sich vorwiegend um eine Wechsellagerung von Streifen und linsenartigen Lagen von rotbraunen, grünen und grüngrauen Tonen, splittrigen Tonsteinen und zahlreichen Laminen und dünnbankigen (bis 30 cm) blau- und grüngrauen Siltsteinen und dunkel-laminierten kalkigen oder quarzitischen feinkörnigen Sandsteinen. Mächtigere Sandsteinlagen sind nur stellenweise vertreten. Gute Aufschlüsse dieser Formation sind im Lammeraubach am Nordrande des kartiertes Gebietes östlich der Siedlung Untergrödl zu beobachten. Fast alle Foraminiferenproben aus rotbraunen Tonsteinen haben nach M. BUBÍK oberkretazische agglutinierte Foraminiferen der *Uvigerinammina jankoi*-Zone (Turon–Untercampan) geliefert, deren Charakter der Flyschbiofazies entspricht. Nur in einer Probe (15/98) aus massigen rotbraunen Tonsteinen im Talschluss des Hollerbaches weisen die Foraminiferen dieser Zone eine andere abyssische Biofazies aus.

Die Kaumberg-Formation ist intensiv gefaltet, bedingt durch die deutlich pelitische Entwicklung der Formation. Das Einfallen der Schichten ändert sich sehr rasch und überkippte Lagerung ist nicht selten. Stark gestörte und schwer zu erkennende Aufschlüsse im Talschluss des Hollerbaches sind durch die erwähnte Querstörungszone verursacht. Den Kontakt der Kaumberg-Formation zur Laab-Formation am Nordrande des untersuchten Gebietes kann man wegen der mehr als dürftigen Aufschlussverhältnisse nicht verlässlich deuten. Im südlichen Seitengraben, der westlich der Siedlung Untergrödl in den Lammeraubach mündet, sind die Schichten in 530 m SH intensiv zerquetscht und deuten auf eine SW–NE-verlaufende Längsstörung. Der Verlauf dieser Störung weiter nach NE ist nordöstlich der Kote 466 durch eine Querbruchzone deutlich versetzt.

Laab-Formation

Die Untergliederung der Laab-Formation in die Hois- und Agsbachschichten (PREY, 1965) lässt sich im untersuchten Gebiet nachweisen.

Hoisschichten

Sind im tieferen Anteil durch fein- und mittelrhythmischen siliziklastischen Flysch charakterisiert, in welchem Siltsteinlamina und bis 30 cm mächtige Sansteinbänke mit gleichmächtigen pelitischen Lagen wechseln. Die Pelite sind durch graue bis dunkelgraue blättrige Tonsteine und braun und grünlichgraue, stellenweise dunkelfleckige Tonsteine und Tonmergel vertreten. Sie sind durch graue und blaugraue kalkige feinkörnige dunkel-laminierte Sandsteine getrennt. Typisch sind die spärlichen Einschaltungen (35–65 cm) braungrauer weißlich anwitternder allodapischer Kalkmergel. Nur selten treten mächtigere Bänke (bis 130 cm) von fein- bis grobkörnigen gradierten Sandsteinen und Lagen (bis 300 cm) von grauen und braungrauen grobsplittigen Tonmergeln auf. Die Tonmergel haben nach H. EGGER seltene schlecht erhaltene Nannofossilien mit *Micula decussata, Quadrum gothicum, Watznaueria barnesae, Prediscosphaera cretacea, Aspidolithus parcus, Lucianorhabdus maleformis, Thoracosphaera saxea, Cruciplacolithus tenuis, Ericsonia supertusa und Arkhangelskiella cymbiformis* geliefert, die der Zeitspanne Campan–frühes Paleozän angehören.

In den höheren Hoisschichten wechselt grobrhythmischer Flysch mit Sequenzen von fein- und mittelrhythmischem Flysch, die den tieferen Hoisschichten lithologisch ähnlich sind. Im grobrhythmischen Flysch dominieren dickbankige (bis 6 m) graue und blaugraue fein- bis grobkörnige kalkig-kieselige Sandsteine mit gradierter und dunkel-laminierter, paralleler und wulstiger Schichtung.

Das klastische Material der Sandsteine besteht aus grauem Quarz, dunklen Schiefern, Karbonaten mit beiger Färbung und hohem Gehalt an pelitischer Matrix. Die dickbankigen Sandsteine sind meistens durch dünne Lagen dunkel- und grünlichgrauer blättriger Tonsteine getrennt. Die Pelite der höheren Hoisschichten sind oft fossileer. Nur in einigen Proben hat H. EGGER relativ häufig schlecht erhaltene Nannofossilien mit *Ericsonia supertusa, Micula decussata, Discoaster mohleri, Fasciculithus tympaniformis, Sphenolithus primus, S. anarrhopus* und *Arkhangelskiella cymbiformis* festgestellt, die den paleozänen Zonen NP 5 bis NP 7 angehören. Den Kontakt der Hoisschichten zu den Agsbachschichten kann man im linken Ast des Baches, der gegenüber dem Hollerbachtal in den Riesenbach mündet, in 510 m SH beobachten. Dieser ist hier wie auch östlich der Schöptlklause durch dickbankige Sandsteine markiert, die die höchsten Hoisschichten repräsentieren. Die Tonsteine dieser Sandsteinlage (Probe 64/98) enthalten nach M. BUBÍK arme agglutinierende Foraminiferen der

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

Rzehakina epigona-Zone (Campan–Paleozän). Die Sohlmarken (flute-casts) auf den Sandsteinbänken deuten auf Strömungsrichtung aus NE (80°).

Agsbachschichten

Im kartierten Gebiet wurden nur die tieferen Agsbachschichten angetroffen. Sie sind im allgemeinen durch typischen mittelrhythmischen siliziklastischen Flysch mit vorherrschenden Peliten ausgebildet. Die pelitischen Lagen von einigen cm bis 60 cm, fallweise auch 100 cm Mächtigkeit, sind durch graue, grünlich- und braungraue splittrige bis konchoidale Tonmergel und dunkel- und grüngraue Tonsteine repräsentiert. An der Basis der pelitischen Turbidite befinden sich nicht häufige dünne Einschaltungen von hellbraunen siltigen Tonsteinen. Selten wurden braungraue, stark kalkige weißlich anwitternde grobsplittrige Tonmergel beobachtet. In den Peliten sind zahlreiche Lamina, dünne Sansteinbänke (3–60 cm) und stellenweise auch dickbankige Sandsteine (bis 500 cm) eingeschaltet. Die dünnbankigen, grauen und blaugrauen feinkörnigen Sandsteine weisen oft dunkle Lamination und einen hohen Gehalt von karbonatischem Bindemittel auf. Die dicken Bänke sind an der Basis durch massige, grobkörnige, kalkige Sandsteine gekennzeichnet, aus denen im verwitternden Zustand einzelne grobe Quarzkörner heraustreten.

Die biostratigraphische Einstufung der Agsbachschichten im untersuchenden Gebiet (spätes Paleozän bis frühes Untereozän) ist vor allem durch Nannofossilien belegt. Etliche Proben aus Tonmergeln haben nach H. EGGER die Nannozonen NP 9 (*Discoaster multiradiatus*), NP 10 (*Tribrachiatus contortus, T. digitalis*), NP 11 (*Tribrachiatus orthostylus, Sphenolithus radians, Discoaster binodosus*) und NP 12 (*Discoaster lodoensis*) geliefert. Daneben sind häufig die aus der Oberkreide durchlaufenden Arten vertreten. Planktonische Foraminiferen der oberpaleozänen bis tiefst-untereozänen Zonen (P 4 bis P 7) hat M. BUBÍK nur in einer Probe (20A/98) festgestellt. Häufige Sohlmarken (flute-casts) zeigen eine Verteilung der Paläoströmungen aus NE bis SE (70°–115°) und stimmen mit den bisher bekannten Beobachtungen von W. RINGHOFER (1976 – unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien), W. SCHNABEL (mündliche Mitteilung) und STRÁNÍK (1996) aus benachbarten Gebieten überein.

Gute Aufschlüsse der Agsbachschichten treten im Lammeraubach, Riesenbach und im unteren Teil des linken Nebenflusses südwestlich der Schöptlklause auf.

Insgesamt zeigen die Hois- und Agsbachschichten gegenüber der stark gefalteten Kaumberg-Formation einen großräumigen Muldenbau auf (SCHNABEL, 1996), der durch SW–NE-streichende Synklinalen ausgeprägt ist. Neben flach- und steilstehendem Fallen ist auch überkippte Lagerung nicht selten. Diese ist besonders gut im Nordwestgehänge des Hollerbaches zu sehen. Der Kern der gegen NW überkippten Synklinale liegt im Riesenbachtal, wo in den Aufschlüssen intensive Störungen zu beobachten sind. Der Verlauf der Faltenstrukturen ist oft durch Brüche gestört. Die NW–SE-streichenden Querbrüche der Hollerbach-Störungszone versetzen im Lammeraubach deutlich den Kontakt Kaumberg-Formation/Agsbachschichten und schneiden NE des Höhenkammes des Vorderschöpfl die morphologisch ausgeprägten Sandsteine der Hoisschichten ab.

Quartärablagerungen

Diese sind vor allem durch die fluviatilen Schotter und sandigen Lehme vertreten, die die Talauen der Wasserläufe ausfüllen. In Talauen des Lammeraubaches und Riesenbaches lassen sich zwei Niveaus der Terrassenschotter festlegen. An steilen Waldhängen der Höhenrücken befindet sich stellenweise mächtige verlehmte Schuttbedeckung. Häufige Schwemmkegel befinden sich an den Mündungen der Seitentäler in die Haupttäler. In Hängen, in denen mächtige Schuttbedeckung und Schichten mit vorherrschenden Peliten verbreitet sind, entstehen zahlreiche Rutschungen. Deutliche frische Abrisskanten zeigen, dass die Solifluktionsbewegungen bis heute andauern.

Blatt 64 Straßwalchen

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 64 Straßwalchen

ISABELLA RADAUER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das aufgenommene Gebiet liegt ESE von Glasenbach im Bereich der Trockenen Klammen und wird von den Eckpunkten Bachgabelung E Zieglau, Wildlehen, Reinberg, von dort nach S zum Kehlbach, Kehlbach nach N umgrenzt. Der vom „Wildlehen“ nach W zum Kehlbach ziehende Graben wird in der Folge „Wildlehengraben“ genannt.

Dieser „Wildlehengraben“ ist in die südliche Flanke einer W–E-streichenden Antiklinale eingebettet. Von W trifft man zunächst knollige, rote, mit etwa 35° nach SW einfallende Plattenkalke an, deren Bänke 10–25 cm Stärke erreichen. Die aufgeschlossene Mächtigkeit wird mit ungefähr 35 m geschätzt. Über den roten Plattenkalken folgt mit deutlicher Grenze eine Brekzie. Die Bestandteile bilden knollige rote und graue Kalke, wobei in den tieferen Schichten große kantige Bruchstücke vorkommen. In der gröberen Partie sind die ungeordnet eingebetteten Gesteinsfragmente kalkig gebunden. Nach oben wird die Brekzie feiner, die Farbe überwiegend grau, das Bindemittel toniger und das Gestein damit weicher. Die Mächtigkeit dieser Brekzien beträgt ungefähr 25–30 m.

Die auflagernden roten, grün gefleckten, schwach sandigen Mergel weisen eine ziemlich gleichmäßige Schichtung (0,5–3 cm) auf und fallen mit 35–40° gegen SW ein. Sie bilden steile Felsplatten an der Nordflanke, während die Schichtköpfe an der Südflanke rippenartig hervorstehen. Die Schichtflächen sind manchmal leicht tonig belegt.

Darüber folgt mit deutlichem Wechsel ein gut 20–25 m mächtiger, dm-gebankter Radiolarit mit wellenartig gefalteten Schichten.

Im unteren, dünner (5–7 cm) gebankten Teil führt der dunkel-grünlichgraue Radiolarit dünne Hornsteinlinsen, der obere Teil ist kalkiger und dunkelgrau mit rötlichem Stich. Es sind dies die Unteren Bunten Kieselschichten.

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

Sie werden, bereits im Bereich der Talschulter, von einer Serie hell- bis mittelgrauer, mehr oder weniger mergelreicher Kalke überlagert. Die sehr welligen, teilweise verbogenen Schichtflächen fallen mit 20–35° nach SW ein. Die Dicke der einzelnen Schichten schwankt von 3 bis 17 cm. An einigen Stellen könnten auch Linsen eines mittelgroben Konglomerates eingebettet sein. Auch erinnern einige Bänke an den hangend folgenden Barmsteinkalk.

Das nach Süden anschließende Gebiet fällt annähernd schichtparallel nach WSW ab, daher sind die Grenzen zwischen den einzelnen Schichtgliedern nicht immer so klar. Über diesem Kalkmergelpaket folgt eine etwa 8–10 m mächtige Barmsteinkalktafel, die an der Basis eine mehrere dm dicke Schicht einer konglomerierten, hellgrauen Feinbrekzie führt. Stellenweise wurden auch dunkle tonige Linsen beobachtet.

Der Barmsteinkalk ist 5–13 cm dick gebankt, hell gelblichgrau und körnig. W des „Wildlehens“ durchtrennt ein W–E-verlaufender Bruch die Antiklinale, wobei der NW-Teil abgesenkt ist. Der Bruch bildet etwa 70 m WSW des „Wildlehens“ einen interessanten Zwickel mit der nach NW streichenden Stirn des Barmsteinkalkes. In diesem Bereich sind Bunte Kieselschiefer und eine etwa 2–3 m mächtige Partie blass rötlicher, etwas knolliger und rundlich anwitternder Kalkmergel aufgeschlossen.

Der Kalkmergel sieht im Handstück dem knolligen Adneter Plattenkalk ähnlich, wobei die frische Bruchfläche gelblichgrau mit rötlichen Flecken erscheint. An einigen Fundstücken sind einigermaßen gut erhaltene Aptychen zu erkennen. Im Grenzbereich der beiden Gesteine ist der Kieselschiefer papierdünn ausgewalzt mit einzelnen tonigen Zwischenlagen. Der rote Kalkmergel lässt sich noch etliche Meter weit unter der Barmsteinkalktafel nach NW verfolgen. Die Bruchzone endet den oben erwähnten Zwickel abrupt.

Das „Wildlehen“ steht auf dem Mühlsteinbarmsteinkalk, der steil nach SW abtaucht.

Am östlichsten Ende der langgestreckte Mulde ist ein nur etwa 5–8 m schmales Band der Oberen Bunten Kieselschichten anzutreffen, das nach NW unter einer geringmächtigen Quartärfüllung verschwindet.

Die Kuppen SW bis S des „Wildlehens“ werden von Kalkmergeln aufgebaut, die ein eigentümliches Erscheinungsbild aufweisen: weißlich-grau anwitternd, sehr viele mm-große, etwas dunklere Geröllchen, mit Mangandendriten an den zahlreichen Klüften und von Tonhäuten durchsetzt (Oberalmer Kalkmergel vom Bleiwaldtypus [M. SCHLAGER]). Der westlichste Teil der Kuppen ist von m-tiefen Klüften zerrissen, die Bewegungen in Richtung W anzeigen.

Das Gebiet der Trockenen Klammen wird zu wesentlichen Teilen aus der o.e. Barmsteinkalktafel aufgebaut, die an zahlreichen Brüchen, Klüften und Störungen in verwirrender Weise zerbrochen ist. Speziell die höheren Partien des Barmsteinkalkes sind an zwei Stellen massiv verfaltet, die Faltenformen reichen bis zu Koffer- und Spitzfalten. Es können 7 Sättel unterschieden werden, die Faltenachsen tauchen mit ungefähr 15° nach WNW ab. In den stark beanspruchten Teilen wurden rote und grünliche, z.T. stark verlehmte Schichtglieder (5–15 cm mächtig) gefunden. Bemerkenswert ist die Tatsache, dass die bis über 1 m mächtigen, dickeren, massigen Bänke in gleicher Weise verformt wurden wie die dünnsten Partien. Der verfaltete, etwa 120 m lange Bereich beginnt im NE mit flacheren Schenkeln und endet im SW mit senkrecht stehenden SW-Schenkeln aprupt an einer mächtigen, massigen Partie.

Dieser Aufschluss liegt nicht an der zuvor bereits erwähnten NE–SW-streichenden Bruchlinie, sondern stellt wohl eine einfache, durch Zerrung aufgebrochene Spalte dar, deren Ränder 10–15 m auseinander klaffen. Diese Ansicht wird dadurch erhärtet, dass keine Versätze in horizontaler oder vertikaler Richtung erkannt werden konnten, die Falten an den gegenüberliegenden Wänden leicht zusammengehängt werden können.

Insgesamt konnten im Bereich der Trockenen Klammen an den Trennflächen vielfach Harnische festgestellt werden. Manche der Schichtflächen laufen keilförmig aus, welige und unregelmäßige Trennflächen sind häufig.

Der Barmsteinkalk dieses Gebietes ist ein gelbbraunes bis graues, teilweise spätiges Gestein mit splittriger Bruchfläche. In den SW-Abbrüchen der Trockenen Klammen ist an einigen Stellen (ziemlich genau in Falllinie liegt Achstein) der Sockel des 1. Barmsteinkalk aufgeschlossen. Im Schutt sind möglicherweise gerade noch die Oberen Bunten Kieselschichten zu erkennen, darüber liegt eine etwa 30–50 cm mächtige Schicht eines rötlichgrauen, grünlich verwitternden Feinkonglomerates mit Muschelabdrücken. An der Basis der aufliegenden grobfugig geschichteten, hellgelblichgrauen Fleckenmergel und des körnig ausgebildeten Barmsteinkalkes sind mm-dünn ausgewalzte Kalkmergel und eine Tonschichte anzutreffen. Über dem 1. Barmsteinkalk folgen feinkörnige, gelbbraune Kalke, die poröse, kreisrunde bis elliptische Hornsteinknollen führen.

Weiter nach SW bricht der Hang steil zum Kehlbachgraben ab und ist im wesentlichen aus Bergsturzmaterial des Barmsteinkalkes aufgebaut. Daraus treten linsenartig nahe der Straßenbrücke über den Kehlbach die Unteren Bunten Kieselschiefer und ebenso, aber nur anhand einzelnder Lesesteine vermuteter, kleinster Vorkommen, die Oberen Bunten Kieselschiefer am Weg E Achstein. Weiter südlich sind letztere im Graben, der vom Reinbergut zum Kehlbach herunterzieht, gut aufgeschlossen. Der dazwischen liegende Mühlsteinbarmsteinkalk bildet an mehreren Stellen 5–8 m hohe Klippen.

Der Talboden S des Achsteins ist moränenbedeckt, im Einschnitt des Kehlbaches sind, von S beginnend, unterhalb der halbrunden Barmsteinkalkwand Untere Bunte Kieselschiefer, eine rote Kalkbrekzie (Adneter Kalk) und eine Knollenbrekzie aufgeschlossen. Beim Holzsteg des Wanderweges 1 ist auch die leicht konglomerierte Moräne schön aufgeschlossen.

Weiter den Kehlgraben nach NW folgen bunte Kiesel-, Mergel- und Kalkschiefer. Die schluchtartige Ausbildung des Grabens mit den steilen Abbrüchen der Barmsteinkalktafeln legt die Annahme eines NW–SE-streichenden Bruches nahe. Tektonisch ist das aufgenommene Gebiet von zahlreichen Brüchen gekennzeichnet. Die beiden Hauptbruchrichtungen sind NW–SE und NE–SW, aber auch in WNW–ESE- und NNW–SSE-Richtung sind viele Bruchstrukturen angelegt. Im Kerngebiet der Trockenen Klammen sind materialbedingte (steife Barmsteinkalkplatte) Bruchstrukturen vorherrschend.

❖❖❖

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

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau

BEATRIX MOSHAMMER

Die geologische Kartierung auf den SE-Ausläufern des Kasberges wurde, aufbauend auf die Kartierung 1995 gegen Westen zum Kasberggipfel bzw. mit einer Begehung der Straße, die vom Almtal (Wildpark) auf den Kasberg führt, fortgesetzt.

Vorläufige Aufnahme des Gutensteiner Kalkes und überlagernden Steinalmkalkes im Wildpark-Kasberg-Straßenprofil

Die Deckengrenze (Plattenkalk zu Gutensteiner Kalk) befindet sich nach KRÜGER (1987) bei 1120 m SH (Höhenangaben auf topographische Karte abgestimmt).

Der i.A. flach ostfallende Gutensteiner Kalk zeigt einen unteren Teil (UGK), der aus dünnplattig absondernden Kalkbänken mit Mergel- und Tonfugen besteht (1120–1365 m SH). Die Kalkbänke sind 5 bis 10 cm dick (max. 15–20 cm), die sie trennenden Tonlagen sind meist <1 cm (mitunter auch mehrere Zentimeter mächtig). Der Kalk ist dunkelbraun-schwarz und bituminös. Als tektonische Phänomene werden Versetzungen (z.B. kleinräumige Abschiebungen) und Falten beobachtet. In der südlichen Kehre bei 1220 m ist im streichenden Übergang dieser plattige Kalk bei gleichbleibender plattiger Ausbildung mit zunehmender Klüftung weniger als 5 m mächtig dolomitisiert.

In der weiteren Profilabfolge stellt sich neben vorwiegend dünnplattiger Ausbildung (<4 cm gebankt) eine Variabilität in der Abfolge ein, indem den dünnplattigen Kalken einzelne ca. 20 cm dicke Bänke eingeschaltet sind, Ichnofossilien auftreten und die Schichtflächen der dünngebankten Kalke schwache Flaser- und Linsenschichtung aufweisen können.

Die Flaserung bis hin zur knolligen Auflösung der Kalke nimmt in bis 50 cm dicken Abschnitten, die mit dünnschichtigen Kalken wechseln, zu und bei 1365 m SH (Graben) setzt erstmals eine mächtigere (4–5 m) Knollenkalkabfolge ein. Die Knollenkalk-Ausbildung ist vermutlich diagenetisch und tektonisch bedingt, da kompetente Kalkbänke mit dünnen Mergelzwischenlagen oder Flaserung im Streichen in Knollenkalke übergehen, dürfte aber auch von sedimentären Merkmalen wie Tongehalt und Bioturbation abhängen, da sie im UGK fehlt.

Der obere Teil der Gutensteiner Kalkfolge (OGK) wird durch mächtiger auftretende Knollenkalke ab dem beschriebenen Graben bei 1365 m SH festgelegt. Wie erwähnt, ist bei diesem Merkmal der Übergang aus dem Liegenden graduell. Über den beschriebenen Knollenkalken finden sich hier 4 m plattige Mergel und darüber eine 0,5 m mächtige kompetente Crinoidenkalkbank (dunkelgrauer Crinoiden-Pack-/Floatstone mit Brachiopoden und Mikritintraklasten). Bis zur nördlichen Kehre bei 1390 m SH treten vorwiegend Knollenkalke und sehr untergeordnet dünnplattige Kalke (Mudstones) auf sowie basisnah über der 0,5 m- Crinoidenkalkbank einige weitere, aber geringermächtige Einschaltungen von Crinoidenschuttkalken.

Ab dem OGK sind tektonische Komplikationen wie westgerichtete Abschiebungen im m-Bereich bzw. Lücken und Wiederholungen von Profilabschnitten (s.u.) erkennbar.

Knapp unter der nördlichen Kehre bei 1390 m SH tritt ein 2 m mächtiger Abschnitt aus ca. 1 dm gebankten Kalken wechsellagernd mit gleich dicken Mergel-/Tonlagen auf, die an die Meiereck-Mergel (Pelson) des Moltertalprofiles erinnern, vgl. MOSHAMMER (1994). Allerdings sind hier im Umfeld dieses Kalk-Mergel-Members keinerlei knollige Hornsteinkalke (anisische Reiflinger Kalke) zu beobachten. Außerdem tritt dieses Kalk-Mergel-Member im untersuchten Profil, entgegen den Gegebenheiten im Moltertal, bereits im Liegenden des Steinalmkalkes auf. Im untersuchten Profil treten diese Mergel im vermutlich Hangenden von dunklen, mikritischen, verwühlten Kalken mit kalzitausgekleideten Hohlräumen (z.T. Fossillösungsporen von Gastropoden) auf bzw. werden überlagert durch wandbildende, mehr als 10 m mächtige, flaserige bis extrem knollige Kalke mit Ichnofossilien und Einschaltungen von einzelnen dm-Bänken mit Crinoiden-Lagen.

Im Bereich zwischen dem Graben bei 1415 m SH, südliche Kehre (1430 m SH), und etwas südlich vom Graben bei 1445 m SH werden, trotz allgemein flachen Osteinfallens, störungsbedingt die selben Schichten – Knollenkalke im Liegenden des Kalk-Mergel-Members – zuerst nach S hin ins Liegende und nach der Straßenumbiegung ein zweites Mal ins Hangende aufgeschlossen. Im Graben bei 1445 m SH ist das Kalk-Mergel-Member an zwei Störungen unterdrückt.

Dann folgen flaserig-knollige Kalke in Hangendposition zum Kalk-Megel-Member und ebenflächig gebankte, 4 m mächtige Encrinite (helle Crinoiden-Arenite; 1460 m SH). Beide, Knollenkalke und Encrinite, treten störungsbedingt durch tektonische Wiederholung ein zweites Mal auf.

Es folgt hangend eine teilweise mergelige (?dolomitisch, Hohlkehlen bildend), verwühlte, dünnschichtige, geflaserte und knollige Kalkfolge von ca. 13 m Mächtigkeit. Durch teilweise undeutliche Bankung gekennzeichnete helle wandbildende Kalke werden als Steinalmkalke interpretiert. Sie bilden die westseitigen obersten Wandpartien (bis 100 m mächtig), die die Straße im Bereich der Liftstation und des Ombrometers (ab 1480 m) noch anschneidet.

Zwei Proben aus diesen ohne Mergelfugen gebankten hellen Kalken zeigen zum einen einen strukturlosen Mikrit (34b), und zum anderen einen stark rekristallisierten Grainstone, in dem die zugerundeten Bioklasten (darunter viele Echinodermaten, seltener Foraminiferen) nur durch ihre Mikritrinden erkennbar sind, selbst durch Sparit ersetzt sind und in einer mikrosparitischen umgewandelten Zement-Matrix ein komponentengestütztes Gefüge bilden (34a).

Fortsetzung der Kartierung im Bereich der westlichen und nördlichen Talflanke der Langscheidalm

Grundsätzlich ist man in diesem Bereich einerseits mit der möglichen Untergliederung des Gutensteiner Kalkes in Unteren GK (= unteranisischer Gutensteiner Kalk sensu MOSER, 1992) und Oberen GK (Mittelanisischer Knollenkalk sensu MOSER, 1992), zum anderen mit der Abgren-

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

zung GK zu Steinalmkalk und schließlich mit der Zuordnung der auftretenden Dolomite konfrontiert.

In den Vorjahren wurde die Untergliederung des GK nicht vorgenommen, da in den Kasberg-Ostausläufern mit Ausnahme der hangend der Deckengrenze folgenden GK-Ausbildung am Nordhang des Hochsteins die UGK höchstens sehr untergeordnet auftreten. Demgemäß wurde der Mittelanisische Knollenkalk sensu MOSER zu den GK gestellt. Da nun an die Kartierung von MOSER angeschlossen wird, wird diese Einheit mittels Übersignatur und durch den Vergleich mit der Ausbildung an der Kasberg-Straße abgetrennt. Charakteristisch für den UGK sind ebenflächige, dünnplattige, dünnschichtige dunkle bituminöse Kalke (Mudstones), deren Tonbelege auf den Schichtflächen hellbraungrau anwittern. Demgegenüber zeigen die OGK dickbankige bis massige Kalke (feinspätige Mudstones) und vor allem knollige und geflaserte, meist im dm-Bereich gebankte Kalke. Sie führen einzelne oder auch gesteinsbildend Crinoiden, mitunter auch Brachiopoden. Ihre Färbung soll zwar etwas heller sein als die der UGK, ist meist jedoch ebenfalls dunkelbraun. In den dickbankig-massigen Partien können sie auch mittelbraun werden. In diesem Fall werden sie, wenn sie in größerer zusammenhängender Mächtigkeit (ab etwa 5–10 m) und mit hellbraun-beigen Abschnitten auftreten, als Steinalmkalk angesprochen. Wenngleich der Steinalmkalk im bisher erarbeiteten Idealprofil nur hangend des GK auftritt, gilt dies nicht für tektonisch gestörte Lagerungsverhältnisse. Nach MOSER (1992) sollen im unteranisischen GK „Wurstelkalke“ zu beobachten sein, während andererseits in den Mittelanisischen Knollenkalken auch Abschnitte dünnplattiger Kalke eingeschaltet sind. Dies erschwert die Zuordnung in tektonisch gestörten Abfolgen, wie z.B. der Langscheidalm-Rabenstein-Flanke.

Weiters wurde das Problem der Dolomite angesprochen: Im Bereich der Bezirksgrenze und östlich davon treten zwischen 1000 und 1120 m SH in einem E–W-verlaufenden Streifen Dolomite auf, die sowohl hell, zuckerkörnig und porös ausgebildet sind und an Wettersteindolomit erinnern (vgl. Stichstraße 1120 m SH), als auch dolomitische Laminite und dolomitische Konglomerate bis Brekzien aufweisen, die dunkle Komponenten enthalten, die von dolomitisiertem GK herrühren könnten. Letzteres wird noch dadurch gestützt, dass im Streichen OGK in Dolomit übergeht: im Graben nördlich der südfallenden, auf Dolomit aufgeschobenen Schuppe aus Knollenkalken, die die Flanke mit der Bezirksgrenze bildet, als auch im Talniveau im westlichsten Teil der Langscheidalm. Die untere westliche Talflanke ist bis ca. 900 m SH aus Dolomit aufgebaut, der im Grenzbereich zum GK und Steinalmkalk braungrau, zur Talsohle hin hell wird. Wie sich seine Lagerung zum darüberfolgenden GK, in dem an einer Stelle Steinalmkalk zusammen mit kleinen Vorkommen von Reiflinger Kalk (Oberes Anis?) eingeschuppt sind, verhält, ist ungeklärt. Einerseits entsteht vom Gelände her der Eindruck einer tektonischen Überlagerung durch GK (etc.), andererseits wird der beschriebene Dolomit dem Wettersteindolomit-Zug Brunnkogel – Hundskogel zugerechnet, der tektonisch und stratigraphisch die hangende Einheit der tieferen Mitteltrias-Schichtfolge darstellt.

Die Nordflanke der Langscheidalm wird von hellem, dickbankig bis massigem Steinalmkalk dominiert, störungsbedingt tritt immer wieder auch OGK, mitunter geflasert und crinoidenführend auf. Die Schichtfolge fällt mittelsteil S bis SE.

Obwohl immer rekristallisiert, zeigt die Mikrofazies des Steinalmkalkes von strukturlosen Mikriten (38) über Mud-/Wackestones (39, 28), selten auch Laminite (23a), die für Steinalmkalk typischen Grainstones mit Komponenten besonders aus Algenlumps, Dasycladaceen (21, 22) und Echinodermen-Resten (23b, 28).

Am Bergrücken nördlich Langscheidalm, oberhalb der bei ca. 1080 m SH verlaufenden Forststraße, zeigt die Begehung der aus Reiflinger Kalk, Allodapischem Kalk (Ladin) und Dolomit gebildeten Schuppe, dass der dm- (bis m-)gebankte und durch grünliche Flaserung charakterisierte Reiflinger Rippenkalk mikrofaziell dem Allodapischen Kalk (Grainstone; 37) entspricht.

Etwas östlicher unterhalb derselben Forststraße ist um 980 m SH in vereinzelten Aufschlüssen Reiflinger Rippenkalk mikrofaziell als Filament-Wackestone (30) sowie Grainstone mit Filamenten (29) ausgebildet.

Fortsetzung der Kartierung in Richtung Kirchdorferhütte – Steyrerhütte und nördlichem Grat sowie um die Kasberg-Mulde (Halterhütte – Kasberg – Roßschopf-Senke)

Die nochmalige Begehung des Bereiches Kirchdorfer Htt. (Ahornalmhütte) gegen Westen zum Hangfuß der Schwalbenmauer hin ergibt, dass weißliche Wettersteinkalke mit stylolithisch-brekziöser Struktur aus Riffkomponenten, nämlich aus durch ?Algen und Foraminiferen inkrustierten Gerüstbildnern, inkrustierten Echinodermatenfragmenten, Gastropoden sowie Peloiden bestehen, die sparitisch zementiert sind (47). Es scheint sich faziell nicht um ein echtes Riff zu handeln, da z.B. Großoolithe fehlen. Hangaufwärts bis ca. 1400 m SH tritt dieser Kalktyp in einzelnen Aufschlüssen in Form von Blockwerk subanstehend am Rande der Alm zutage. Daneben steht Reiflinger Kalk an, und weiters tritt Blockwerk von Steinalmkalk auf, das wahrscheinlich von der Schwalbenmauer stammt.

Der auffällige Felsen bei 1500 m SH im untersten Bereich der Latschenvegetation wird aufgrund makroskopischer Ausbildung zum Steinalmkalk gestellt. Mikrofaziell ist bioturbater Crinoiden-Peloid-Grainstone (49, 50) auch im OGK zu finden.

Am Weg zur Steyrerhütte grenzen Wettersteinkalk im Osten und Steinalmkalk im Westen bei 1320 m SH tektonisch aneinander.

Die längliche begehbare Eintiefung bei 1480 m SH am Grat zwischen Schwalbenmauer und Jausenkogel wird aus ca. 5–10 m mächtigem Steinalmkalk, unterlagert von OGK gebildet. Auch hier stützt sich die Unterscheidung zum Gutensteiner Kalk auf die hellere Färbung und kompetentere Ausprägung des dicker-, aber dazwischen auch dünnbankiger ausgebildeten Kalkes, und auf seine Hangendposition. Es fällt auf, dass die schon bekannten Mikrofaziestypen des Steinalmkalkes, die unterschiedliche Ablagerungsbedingungen anzeigen, hier in benachbarten Bänken auftreten: Zum einen ein Biosparit, der einen sehr gut ausgewaschenen Grainstone mit rekristallisierten Bioklasten darstellt (45a – sehr ähnlich 34a Top Kasbergstraße), zum anderen ein bioturbater Wackestone mit Bioklasten und teilweise erkennbaren Kotpillen (45b – sehr ähnlich 28 LA-Nord).

Die Ostflanke der Schwalbenmauer wird von dünnflaserigem-knolligem GK gebildet. Der Gipfel der Schwalbenmauer wurde bislang nicht erstiegen.

Die Begehung des Steiges um die Kasberg-Mulde (Bezeichnung für die Alm SE des Kasberges, ca. 1400 m SH) ergab die Verbreitung von UGK westlich der Halterhütte

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

im Bereich der gefassten Quelle bei 1460 m SH sowie zum nördlichen Sattel. Stellenweise sind diese dunklen Kalke dolomitisiert.

Nördlich dieses Sattels ist, gekennzeichnet durch Absetzkanten, eine flachere NE-gerichtete Geländestufe mit verlassenem Almgehöft und Dolinen erkennbar, die aus einer mächtigen (?30 m) kompetenten dickbankigen grobkarrigen, aber auch Flaserung und Crinoiden aufweisenden Kalkfolge aufgebaut wird (OGK).

Der Steig führt geradlinig nach W und erreicht die Kuppe bei 1720 m SH. Ab 1660 m verläuft er entlang einer Störung, an der GK dolomitisiert ist. Aus 2 km östlicher Entfernung zeigt sich hier eine mittelsteil N-fallende Störung mit S-gerichteter Aufschiebung. Die Schichtfolge, die bei diesem Anstieg, wie auch am Plateau Richtung Kasberg aufgeschlossen ist, besteht aus Knollenkalk, dünnbankigen bis plattigen und flaserigen Kalken, wobei die dünnflaserigen Kalke ockerbraun und wie Rauhwakken anwittern, bzw. Hohlkehlen bilden und feines Wühlgefüge mit braunen, dünnen Mergel- und Tonüberzügen zeigen. In SW-Richtung sind vom genannten Übergang bis an den Kasberggipfel Dolinen in diesen Kalken angeordnet. Überlagert werden diese dünnflaserigen Kalke von mittel- bis dickbankigen kompetenten Kalken, die auch Wurstelkalke enthalten und Crinoiden (Pentacrinus) führen, aus denen auch der Kasberggipfel aufgebaut ist, der dem Schichteinfallen nach die Kulmination einer Antikline bildet.

Eine Schliffprobe vom Steig südlich des Kasberges (1710 m SH; 53) aus einer 7 cm kompetenten Kalkbank in feinknollig-flaseriger Abfolge stellt Wühlgefüge (?Wohnbauten) in Wackestone dar. Diese Folge lässt sich gratbildend bis etwa 350 m SE Kasberg verfolgen. Danach verflacht der Grat in Form einer Wiese und als einzelne Aufschlüsse sind sehr helle grobkarrige Kalke mit großen Hornsteinen, z.T. als Crinoidenspatkalke (54), z.T. als partiell dolomitisierte Mudstones ausgebildet. Sie werden zum Steinalmkalk gestellt.

Im Bereich der Senke, wo der Steig nach NE hinab umbiegt bzw. ein Abzweiger zum Roßschopf führt, stehen sehr helle Karbonate an, bei denen es sich möglicherweise um den von KIRCHMAYER (1956) erwähnten Hauptdolomit handelt. Einzelne Gerölle zeigen ein buntes Konglomerat an, das bisher nicht eingestuft werden konnte und das in stylolithisierter dolomitisch-silikatischer Matrix vorwiegend ockerbraune Dolomitgerölle, Kalkgerölle (z.B. weißen Encrinit, roten Filament-Packstone), eckige Quarze und etwas Glaukonit erkennen lässt. Die Kartierung der beschriebenen Exotika des sonst bisher ausschließlich in mitteltriadischer Schichtfolge aufgebauten Kasberg-Plateaus steht noch aus. Ab 1600 m SH abwärts gegen NE steht wiederum flaseriger GK mit bei 1470 m SH eingeschalteten Echinodermaten-Wacke-/Floatstones an.

Fortsetzung der Kartierung im Bereich Hochkogel-Ost

Der Bergrücken des Hochkogels (1193) wird aus Wettersteindolomit aufgebaut. Dieser selten noch gebankte, meist zerscherte hellbeige bis hellgraue, zuckerkörnige und poröse Dolomit zeigt selten Geisterstrukturen (Pr. 42). Im Wettersteindolomit treten sehr untergeordnet Kalkstein-Relikte auf, so 150 m SE des Hochkogel, weiters östlicher am Kamm und schließlich bei der Straßenquerung im Osten (930 m SH). Im östlichen Vorkommen sind im Handstück der bis auf dunkelgraue fleckige Partien weißen Kalke nur mehr undeutliche Strukturen erkennbar, die zum einen stark rekristallisiert und zum anderen durch die Dolomitisierung ausgelöscht sind. Im Schliff lassen sich gerüstbildende Schwamm- und Algenreste erkennen (41).

Im Vorkommen SE Hochkogel spricht das Auftreten von Diplopora für lagunären Wettersteinkalk, bzw. die kleinräumig erhaltenen (m^3-Bereich) massigen Kalke für Patch-Reefs im lagunären Bereich.

Die bis einige Meter Mächtigkeit erreichenden quartären Ablagerungen am Bergrücken östlich des Hochkogels werden als Moränenreste interpretiert. Die Gerölle zeigen bis 50 cm Durchmesser. Ihr Spektrum umfasst Gutensteiner Kalk, Reiflinger Kalk, Dolomite, Wetterstein- und ?Dachsteinkalk. Der feinkörnige Anteil wird vorwiegend aus Dolomit-Sand und -Feinkies gebildet.

Blatt 70 Waidhofen an der Ybbs

Siehe Bericht zu Blatt 51 Steyr von H. EGGER.

Blatt 101 Eisenerz

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen sowie stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Bereich des Trenchtling auf Blatt 101 Eisenerz

HANS-JÜRGEN GAWLICK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1997 wurde mit den geologischen Kartierarbeiten sowie stratigraphischen und faziellen Untersuchungen im Bereich des Trenchtling auf Blatt ÖK 101 Eisenerz begonnen. Der Trenchtlingzug erstreckt sich zwischen Eisenerz im Westen und Tragöß/Oberort im Osten in West–Ost-Richtung. 1997 wurde einerseits der Ostteil des Gebietes (Hiaslegg – Tragöß/Oberort über Roßboden – Tragöß/Oberort – Lamingalm über Zirbeneben) fast flächendeckend kartiert, andererseits wurde mit den Aufnahmen im Bereich des Rötzgrabens begonnen und Übersichsbegehungen im Bereich Hochturm vorgenommen.

Der Trenchtlingzug selbst besteht zum größten Teil aus hell- bis mittelgrauen, z.T. kieseligen, z.T. stark verkarsteten Dolomiten. Es handelt sich dabei einerseits um dolomitisierte Beckensedimente des Ober-Ladin und Unter-

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

Karn und andererseits um Riffschuttsedimente des Ober-Ladin und Unter-Karn, die sich mit dolomitisierten Beckensedimenten verzahnen. Die Basis (vor allem im Süden, z.T. auch im Norden – vgl. Bericht MERSCHNIK) besteht aus Werfener Schichten. Die Dolomite der Wettersteinkarbonatplattform i.w.S. überlagern die Werfener Schichten in diesem Bereich tektonisch. Gutensteiner Schichten fehlen an der Trenchtling-Ostseite.

Bereich Lamingalm, Trenchtling-Nordostseite zwischen Lamingalm – Zirbeneben – Pfarrerlacke

In diesem Bereich dominieren Riffdetritusdolomite (allodapisch) mit feinkörnigen Zwischenlagen, die in diesem Bereich allerdings eher untergeordnet auftreten. Die lithofazielle Variationsbreite entspricht weitgehend der von den weiter im Süden gelegenen Bereichen des Trenchtlingzuges. Dolomitisierte Beckensedimente treten nur im Bereich der Lamingalm auf. In höheren Lagen dominieren Riff- bzw. Riffschuttsedimente, die Richtung Zirbeneben immer grobkörniger werden. Auch in diesem Bereich des Trenchtlingzuges wurden die verschiedenen Dolomite von einer Metamorphose überprägt, die Conodonten weisen in allen Proben Conodont Colour Alteration Indexwerte (CAI-Werte) von CAI 5.5–6.0 oder CAI 6.0 auf, was einer minimalen Überprägungstemperatur von ungefähr 360°C entspricht (Conodonten det. L. KRYSTYN).

LM 7/97

Alter: wahrscheinlich Ober-Ladin. Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE 1958). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 6.0.

Bereich Tragöß/Oberort, Trenchtling-Ostseite zwischen Kohlerle – Grünanger – Pfarrerlacke

In diesem Bereich dominieren vor allem oberladinische bis unterkarnische Riffdetritusdolomite (allodapisch) mit feinkörnigen Zwischenlagen. Daneben treten dolomitisierte oberladinische und unterkarnische dolomitisierte Beckensedimente auf. Die einzelnen Dolomite sind meist hell- bis mittelgrau, die Schichtung ist meist nur sehr undeutlich entwickelt bzw. durch die Dolomitisierung weitgehend verwischt worden, so dass das Gestein im Regelfall massig wirkt. Zusätzlich wurden die verschiedenen Dolomite in diesem Bereich von einer Metamorphose überprägt, die Conodonten weisen in allen Proben Conodont Colour Alteration Indexwerte (CAI-Werte) von CAI 5.5–6.0 oder CAI 6.0 auf, was einer minimalen Überprägungstemperatur von ungefähr 360°C entspricht (Conodonten det. L. KRYSTYN).

Tr 1a/97

Alter: Ober-Ladin–Unter-Karn. Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE 1958), *Gondolella inclinata* KOVÁCS 1983. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 6.0.

Tr 2/97

Alter: wahrscheinlich Ober-Ladin. Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 6.0.

Tr 2a/97

Alter: Ober-Ladin–tiefstes Karn. Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE 1958), *Gondolella inclinata* KOVÁCS 1983, *Budurovignathus mungoensis* (DIEBEL 1956). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 5.5–6.0.

Tr 3/97

Alter: vermutlich Ober-Ladin. Conodonten: *Ozarkodina* sp.

Tr 6/97

Alter: ?Fassan/Langobard-Grenzbereich. Conodonten: *Gondolella* cf. *inclinata* KOVÁCS 1983, *Gondolella* cf. *excelsa* (MOSHER 1968). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 6.0.

Tr 7/97

Alter: wahrscheinlich Ober-Ladin. Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 6.0.

TR 14/97

Alter: Unter-Karn. Conodonten: *Gondolella inclinata* KOVÁCS 1983, *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE 1958), *Neocavitella tatrica* SUDAR & BUDUROV 1979, *Gondolella* cf. *polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 6.0.

TR 14a/97

Alter: Unter-Karn. Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE 1958), *Neocavitella tatrica* SUDAR & BUDUROV 1979, *Gondolella* cf. *polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 5.5–6.0.

Bereich Hiaslegg – Tragöß/Oberort, Trenchtling-Südostseite zwischen Hiaslegg – Roßboden – Grüner See

In diesem Bereich treten an der Basis der oberladinischen bis unterkarnischen Riffdetritusdolomite, (allodapisch) mit feinkörnigen Zwischenlagen, vor allem Werfener Schichten auf, die sich talwärts bis zum Meistergut erstrecken und die Karbonate der Wettersteinkarbonatplattform tektonisch unterlagern. Die Aufschlussverhältnisse sind in den bewaldeten Hängen der Trenchtling-Südostseite sehr schlecht, auch im Bereich der in diesem Bereich häufigen Forstwege ist die Aufschlusssituation ungünstig. Auch in diesem Bereich des Trenchtling wurden die verschiedenen Dolomite von einer Metamorphose überprägt, die Conodonten weisen in allen Proben Conodont Colour Alteration Indexwerte (CAI-Werte) von CAI 5.5–6.0 oder CAI 6.0 auf, was einer minimalen Überprägungstemperatur von ungefähr 360°C entspricht. (Conodonten det. L. KRYSTYN).

Hi 1/97

Alter: wahrscheinlich Ober-Ladin. Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE 1958). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 6.0.

Hi 3/97

Alter: wahrscheinlich Ober-Ladin. Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE 1958). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 6.0.

Hi 7/97

Alter: wahrscheinlich Ober-Ladin. Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE 1958). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 6.0.

Ta 22/97

Alter: höchstes Ober-Ladin–Unter-Karn, wahrscheinlich Unter-Karn. Conodonten: *Gondolella inclinata* KOVÁCS 1983, *Gondolella tadpole* HAYASHI 1968. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 6.0.

Ta 24c/97

Alter: wahrscheinlich Ober-Ladin. Conodonten: *Gondolella* cf. *inclinata* KOVÁCS 1983. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 6.0.

Pra 24/97

Alter: wahrscheinlich Ober-Ladin. Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 6.0.

Pra 29/97

Alter: wahrscheinlich Ober-Ladin. Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gondolella inclinata* KOVÁCS 1983. Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 6.0.

Bereich Rötzgraben, Trenchtling-Südseite

Im Bereich des Rötzgrabens fallen meist Werfener Schichten unter die Karbonate der Wettersteinkarbonatplattform. Auch hier ist der Kontakt tektonisch. Im Be-

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

reich mancher Gräben (vor allem rund um den Sulzenkogel) treten allerdings sehr komplexe Verhältnisse auf. Zwischen den Werfener Schichten und den Dolomiten des Trenchtlingzuges sind metamorphe schwarze Schiefer mit polymikten Brekzien bisher unbekannter stratigraphischer Stellung und sehr verschiedenartige bunte Bekkenkalke tektonisch eingeschaltet. Die Brekzienkomponenten (oft hellgraue mikritische hallstätterartige Gesteine) lieferten bisher nur nicht näher bestimmbare mitteltriassische Conodonten mit CAI-Werten von CAI 7.0. (Conodonten det. L. KRYSTYN).

HS 1/97

Feinkörnige, glimmerführende Mikrite. Alter: ?höheres Fassan. Conodonten: *Gondolella* sp., *Gondolella excelsa* (MOSHER 1968), *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE 1958). Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 6.0.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Bereich Griesmauer – Heuschlagmauer auf Blatt 101 Eisenerz

ALEXANDER MERSCHNIK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Griesmauer und die Heuschlagmauer liegen südlich des Hochschwabmassives am Südrand der Nördlichen Kalkalpen. Das Kartierungsgebiet nördlich des Präbichls wird im Norden vom Jassinggraben, im Westen von der Griesmauerplan, im Süden durch die Verbindung Hirscheggsattel – Lamingsattel und im Osten vom oberen Lamingtal begrenzt. Leicht zu erreichen ist es vom östlich liegenden Tragößtal oder auch vom 5 km in westlicher Richtung entfernten Eisenerz über den Gsollgraben.

Morphologie

Die Morphologie des Griesmauer-Heuschlagmauer-Komplexes ist eine schon hochalpine und sehr schroff ausgebildete. Das Kartierungsgebiet weist von der Basis bis ins Hangendste eine Höhendifferenz von 1100 Meter auf. Schon ab 1000 m AN treten senkrechte Wände auf. Die Griesmauer ist zu allen Seiten hin eine steil abfallende Gebirgskette. An bestimmten Stellen war es mir deshalb unmöglich aufgrund der Morphologie Proben zu nehmen. Da aber die Schichten in diesem Gebiet z.T. steilgestellt sind, kann man aufgrund der Katierung an der Basis der Wände auf den lithologischen Aufbau der Wände schließen. Neben den schroffen Felsen weisen auch die riesigen Schuttfächer auf den Hochgebirgscharakter des Kartierungsgebietes hin.

Lithologie und Stratigraphie

Im Kartierungsgebiet treten überwiegend Karbonate (meist Dolomite und dolomitische Kalke) mitteltriadischen Alters bzw. des Jul1 auf (Wettersteinkarbonatplattform – meist dolomitisierte Beckensedimente, Riffschutt und im Hangenden Riffgestein). Gesteine jüngeren Alters, z.B. Karnische Schiefer und Sandsteine, treten hier nur untergeordnet in Form von Spaltenfüllungen auf. Vermutlich sind dies Raibler Schichten und/oder Gosausedimente. Die Karbonate, welche überwiegend dolomitisiert wurden, wurden über das ganze Kartiergebiet hinweg beprobt. Derzeit sind die Laborarbeiten in vollem Gange. Aus diesem Grund ist es noch verfrüht, eine detaillierte lithologische und stratigraphische Untergliederung des Karbonatgesteins durchzuführen. Tatsache ist, dass hauptsächlich Wettersteindolomit mit einer Mächtigkeit von mehreren hundert Metern (ca. 500 m) auftritt. Darunter sind lokal Gutensteiner Schichten, am Lamingsattel sind diese höher bituminös, aufgeschlossen. Sie sind aber nur gering mächtig und fehlen zumeist völlig. Über dem Gutensteiner Schichten scheint eine Schichtlücke zu bestehen, denn Steinalmkalke bzw. Dolomite und echte Reiflinger Schichten wurden von mir nicht angetroffen. Aufgrund der bis jetzt vorliegenden Sedimentserie handelt es sich im Kartiergebiet nicht um eine vollständige stratigraphische Abfolge von den Werfener Schichten bis in das Unterkarn, sondern der Wettersteindolomit liegt tektonisch auf Werfener bzw. Gutensteiner Schichten.

Die Dolomitisierung erfolgte stockwerkartig und ist wahrscheinlich in mehreren Phasen vorangegangen. Es war mir unmöglich der Dolomitisierung ein bestimmtes Niveau in der Karbonatplattform zuzuweisen. Da ich keine reinen Kalke vorgefunden habe, werde ich alles als Dolomit bzw. dolomitisierter Kalk kartieren. Die einzelnen Vorkommen werden in den Unterlagen beschrieben. Die Dolomite kommen einerseits in reiner Form vor, andererseits treten sie als kalkige Dolomite auf, mit einem Mg-Gehalt, der sehr stark variiert. Im Allgemeinen existieren alle Übergänge zwischen dolomitischem Kalk und reinem Dolomit.

Im Süden der Griesmauer treten auch vereinzelt verkieselte Gesteinspartien wie Kieseldolomite bzw. kieselige dolomitische Kalke auf. Das Probenmaterial wird auch hier erst aufgearbeitet und bedarf einer genaueren Untersuchung.

Die kalkigeren Partien der Griesmauer weisen Karsterscheinungen auf. Sie folgen im Wesentlichen der Richtung der Klüfte und Störungen.

Neben dem Karbonatgestein treten Werfener Schichten mit unterschiedlichen Mächtigkeiten auf. Diese bestehen überwiegend aus Schiefern mit relativ hohem Tongehalt. Die Farbe ist meist graugrün bis violett. Daneben können teilweise auch Werfener Sandsteine untergeordnet hervortreten.

Haselgebirge kommt ebenfalls in Form eines Gipsaufschlusses westlich der Pfarreralm vor. Zu Füßen des Gipsstockes entspringt Wasser, welches einen etwas erhöhten Ionengehalt aufweist. Die Gefahr einer qualitativen Beeinträchtigung des Wassers durch den überdurchschnittlichen Sulfatgehalt ist durch die geringe Größe des Aufschlusses wohl nicht gegeben.

Die dem Quartär zuzurechnenden Lockerablagerungen machen ebenfalls einen nicht unbedeutenden Teil des Kartierungsgebietes aus. Vor allem aus hydrologischer bzw. hydrogeologischer Sicht kommt diesen Gesteinen eine sehr große Bedeutung zu. Einerseits tritt das Quartär als Talalluvium auf, mit Sanden, Silten und Tonen gemischt mit großen Blöcken, welche aufgrund großer Bewegungsenergien weiter transportiert worden sind. Andererseits zeigt es sich in Form rezenter, ausgedehnter Schuttbildungen (wie Halden und Kegel) rund um die Griesmauer und um die Heuschlagmauer. Durch die starke Schuttbildung der Kalkwände werden große Teile der Werfener Schichten überrollt und überdeckt, die dadurch im stratigraphisch höher Liegenden so gut wie gar nicht aufgeschlossen sind. Die Schuttfächer weisen aufgrund ihrer Grobheit Hangneigungen von 30–40° auf, z.T. übersteilt und in Bewegung.

Tektonik

Die Griesmauer ist Teil und gleichzeitig das westliche Ende der südlichen Hochschwabmulde. Ihre Tektonik scheint im großen Rahmen sehr einfach zu sein. Die Kar-

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

bonate, meist mächtig und schichtungslos ausgebildet, liegen diskordant über dem Werfener Schiefer, der im Jassinggraben auftaucht und die Griesmauer zur Gänze vom nördlich gelegenen Hochschwabmassiv trennt.

Störungen, Brüche und Klüfte prägen das Bild rund um die Griesmauer. Die senkrecht stehenden Wände zeigen schon die tektonische Kippung der Karbonatplattform an. Vielfach sind Bankung bzw. Schichtung um neunzig Grad gedreht und stehen somit senkrecht. Diese Tatsache ist aus hydrogeologischem Blickwinkel von größter Bedeutung, da dadurch die Geschwindigkeit des unterirdischen Abflusses stark erhöht werden kann.

Störungen überregionaler Struktur werden mit Hilfe von Luftbildaufnahmen eingetragen und sind derzeit noch in Bearbeitung. Im Gelände sind diese durch die zumeist mächtigen quartären Schuttablagerungen im Untergrund verborgen und mit freiem Auge nicht erkennbar.

Fazies

Die Griesmauer ist Teil der Mürzalpendecke, welche als Vielfaziesdecke sensu TOLLMANN 1963 bekannt ist. Riffazies und auch Beckenfazies können auftreten und sollen miteinander verzahnen. Die Griesmauer ist vom äußeren Riff ab in Richtung Becken einzugliedern. In welche Richtung die Progradation der Plattform erfolgte, ist noch nicht klar herausgearbeitet worden. Vermutlich hatte die Griesmauer eine paleogeographisch weiter südliche Lage und ist deshalb nach Süden progradiert. Die Gesteine müssten dann auch als Grafensteig-Karbonate sensu HOHENEGGER & LEIN 1978 nomenklatorisch richtig benannt werden. Da meine Altersbestimmung und meine Dünnschliffuntersuchungen noch voll im Gange sind, kann und möchte ich noch keine festen Aussagen darüber machen.

Quellen

Die Griesmauer ist sehr arm an Quellaustritten. Es existiert nur eine Handvoll, die das ganze Jahr lang schütten. Die restlichen Quellen sind nicht perennierend (Schuttquellen); an diesen tritt das Wasser nur nach der Schneeschmelze aus. Sämtliche Quellen treten fast ausschließlich in Form von Schichtgrenzquellen im Hangenden der Werfener Schichten auf. Die Schüttung der Quellen variiert über das ganze Jahr sehr stark. Haupteinflussparameter der Quellschüttung ist die Größe des Niederschlagereignisses. Ein Großteil der Griesmauer wird unterirdisch entwässert (Jassinggraben).

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 101 Eisenerz

WOLFGANG PAVLIK

Im Gebiet zwischen Öhler – Seestein – Hochalm sind zum Großteil Wettersteinriff-, -riffschuttkalke und Wettersteinriffdolomite ausgebildet. Nur nordöstlich des Öhler tritt ein Streifen mit lagunären Wettersteinkalken zutage. Der Wettersteinriffkalk weist eine reiche Biogenführung mit Korallen, Schwämmen, Solenoporaceen etc. auf. Vereinzelt sind Linsen mit Stromatactiskalken und Dasycladaceen ausgebildet. Somit ist eine Gliederung der Mitteltriasriffkalke möglich. Der überwiegende Teil dürfte mit *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA in das Oberladin bis Jul zu stellen sein. Vereinzelt sind aber auch ältere Anteile mit *Diplopora annulata* HERAK und *Diplopora annulatissima* PIA ausgebildet. Linsen mit pelagischen Kalken mit Ammoniten und Dasycladaceen konnten mit Conodonten, det. L. KRYSTYN, mit *Neogondolella* sp. in das Ladin gestellt werden. In diversen Dolinen und auf Verebnungsflächen sind bräunliche Lehmböden entwickelt, die den Augensteinböden zuzurechnen sind. Augensteine konnten nur nordwestlich Hochalpener Höhe gefunden werden. In Dolinen sind auch häufig verkittete Schuttmassen erhalten.

Blatt 102 Aflenz Kurort

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 102 Aflenz Kurort

WOLFGANG PAVLIK

Zwischen Weichselriegel – Karlstein – Kellerbrunn und Hochwart sind Wettersteinriffkalke ausgebildet. Diese meist grauen Riff- bis Riffschutt-Kalke zeigen große Fenstergefüge sowie häufig Schwämme, Korallen, Solenoporaceen und Algen. Im Bereich südöstlich Weichselriegel sind im Liegenden der Riffkalke pelagische Kalke entwickelt. In diesen konnte eine *Paragondolella* sp. gefunden werden. Pelagische Einschaltungen im Riffkalk konnten mit *Paragondolella inclinata* KOVACS in das Oberladin gestellt werden. Die Wettersteinriffkalke werden von Wettersteinriffdolomiten unterlagert. Inwieweit dies eine sedimentäre Abfolge darstellt oder tektonisch bedingt ist, muss noch geklärt werden. In diesen Dolomiten sind die Organismen und die sedimentären Gefüge nur noch schemenhaft erkennbar. Im Norden, zwischen Saumstatt und Hochgang liegen lagunäre Wettersteinkalke. Im Gebiet des Hochgang sind patch-reef-Komplexe mit Solenoporaceen, Schwämmen und Korallen entwickelt. Am Speikboden und auf den Hundsböden überlagert lagunärer Dachsteinkalk die Wettersteindolomite. Südwestlich Hundsböden sind im Liegenden der Dachsteinkalke noch karnische Kalke (Leckkogelschichten) ausgebildet.

In Dolinen und auf den Verebnungsflächen sind sehr häufig bräunliche Lehmböden erhalten, die den Augensteinbildungen zugerechnet werden.

Zwischen Tremml – Gschöderer Kar – Hochschwabgipfel und Wasserböden besteht nur der Südteil um den Hochschwabgipfel aus Wettersteinriffkalken, mit sehr gut erhaltenen Solenoporaceen, Korallen, Schwämmen und Algen. Der Nordteil wird von lagunären Wettersteinkalken und -dolomiten aufgebaut. Diese Gesteine sind mit *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA zum überwiegenden Teil in das obere Ladin bis Unterkarn zu stellen. Nur an wenigen Stellen reicht die Schichtfolge in tiefere Bereiche. Am Tremml und im Gschöderer Kar sind in der Lagune patchreef-Komplexe entwickelt. Diese lassen sich mit *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA in das Oberladin bis Unterkarn stellen.

Nördlich Eismauer und östlich Wasserböden sind noch kleinere Moränenreste erhalten. In den Wasserböden lie-

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

gen größere Blöcke, die als Moränenstreu interpretiert werden. In den Dolinen und auf den Verebnungsflächen sind bräunliche Lehmböden, die zu den Bildungen der Augensteinlandschaft gezählt werden, ausgebildet.

Es herrscht in diesem Bereich eine sehr intensive Tektonik mit sehr kleinräumigem Schuppenbau und Blattverschiebungen, die diesen Schuppenbau weiter zerschneiden.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen (Ilgner Hocheck) auf Blatt 102 Aflenz Kurort

JOACHIM SCHWEIGL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Ilgner Hocheck ist ein 1512 m hoher Berg westlich von St. Ilgen nahe Aflenz Kurort. Er ist rundum bewaldet und wird im Norden vom Klachlergraben, im Westen vom Grubeck, im Süden von Hubostinggraben und Fuchstal, sowie im Osten vom St. Ilgner Tal begrenzt.

Die Hauptbausteine dieses Gebietes sind die Werfener Schiefer und Wettersteinkalk und -dolomit.

Entlang von Störungen eingeschuppt finden sich noch Reste der Grauwackenzone: Blasseneck-Porphyroid und devonische Kalke. Die Vorkommen dieser Gesteine befinden sich entlang einer bedeutenden Seitenverschiebung im Fuchstal. Am Anfang des Fuchstales gleich oberhalb von St. Ilgen finden sich auf orographisch rechter Seite mittelgraue, sparitische, teils erzführende, devonische Kalke (SPENGLER [1926] stellte sie ins Devon), welche entlang einer ca. gut 200 m langen und 30 m hohen Felsrippe inmitten von Werfener Schiefer aufgeschlossen sind. Inmitten des Fuchstales auf Kote 920 m am Ende einer Forststraße findet man einen tektonischen Schürfling aus Blasseneck-Porphyroid. Es handelt sich um ein graues, grob- bis feinkörniges Gestein mit Einsprenglingen aus rotem Kalifeldspat, weißem Quarz und Plagioklas.

Der Kontakt zu den umgebenden Werfener Schiefern ist tektonisch. Die Werfener Schichten sind mit Quarziten, Tonschiefern, Silt- und Sandsteinen, sowie Mergeln und Kalken vertreten. Im nördlichen und östlichen Bereich des Ilgner Hochecks findet man nur violette bis grüne, oft siltige Tonschiefer mit Hellglimmern. Entlang der Fuchstalstörung und am Alspitz sind die Werfener stark verschiefert und oft sogar mylonitisiert. Südwestlich des Alspitz ist entlang einer neuen Forstraße auf 1130 m inmitten von grauen, schiefrigen Werfener Sandsteinen ein graues Konglomerat (Verrucano, Werfener Konglomerat) mit bis zu 2 cm groben Quarzgeröllen aufgeschlossen. Diese Gesteine verwittern rostbraun. Hellgrüne grob- bis feinkörnige Werfener Quarzite trifft man hauptsächlich im südlichen Bereich des Hochecks. Dort ist auch die kalkige Werfener Entwicklung präsent: graue siltige Mergel und sparitische, siltige, graubraune Kalke mit Glimmer. Nur westlich oberhalb von Fuchseben auf Kote 1250 m ist der Übergang von Werfener in dunkelgraue, bituminöse, sparitische Gutensteiner Kalke erhalten. Ansonsten ruhen der Wettersteinkalk und Dolomit überall tektonisch als Decke auf den Werfener Schichten.

Südlich oberhalb des Gehöftes Klachler orographisch rechts vom Klachlergraben entlang der Froststraße sind ockergelbe bis ockerbraune Rauhwacken und Brekzien mit mittelgrauem, knolligem, mikritischem Kalk aufgeschlossen. Der Kalk geht nahtlos in die Rauhwacken und Brekzien über. Diese bestehen aus einer sparitischen, braunen Kalkmatrix und eckigen Komponenten von Werfener Schichten (Tonschiefer, Sandsteine, Quarzite) und Haselgebirge. Gips und Anhydrit wurden meist herausgelöst. Daher seien diese Rauhwacken hier zu den Reichenhaller Schichten gestellt, obwohl SPENGLER (1926) in seiner geologischen Spezialkarte diesen Aufschlussbereich zu den Werfenern stellt.

Der Wettersteinkalk ist am Ilgner Hocheck auffallend arm an Makrofossilien. Einzig Schwämme und Muscheln konnten östlich des Lengger Sattels festgestellt werden. Der Wettersteinkalk ist ein hell- bis mittelgraues Gestein, manchmal blassrosa gefärbt, mikritisch bis sparitisch. Er ist massig oder besitzt wellige, unregelmäßige Schichtflächen (dm-gebankt) und ist meist von bräunlichen oder weißen Calcitklüften durchsetzt. Der ganze Gipfelbereich des Ilgner Hocheckes besteht aus Wettersteinkalk. Er ruht tektonisch auf den Werfener Schichten und wird im Westen von graubräunlichem, sparitischem Wettersteindolomit abgelöst. Heute ist der ursprüngliche Faziesübergang von Kalk in Dolomit durch eine jüngere Störung entlang von Klachlergraben und Lenggersattel tektonisch ausradiert. Sowohl im Wettersteinkalk als auch im Wettersteindolomit finden sich Spaltenfüllungen aus hellrotem Mergel und hellbraune Brekzien mit brauner Kalkmatrix und Wettersteinkalkkomponenten. Unterhalb der Rotmauer und oberhalb der Klachleralm sind viele Dolinen zu finden. Im rechten mittleren Bereich des Klachlergrabens sind die Schichten von Felssturz und Hangschuttmaterial aus Wettersteinkalk und -dolomit bedeckt. Zudem finden sich dort und oberhalb des Ilgner Tales auf verschiedenen Seehöhen eiszeitliche Brekzien und Terrassen. Es handelt sich um eiszeitliche Murschuttströme, welche sich heute als stark verfestigte Karbonatbrekzien mit Komponenten aus der gesamten Kalkalpenabfolge präsentieren.

Zur Tektonik ist zu bemerken, dass die Werfener Schichten und der Wettersteinkalk hauptsächlich flach bis mittelsteil nach NE einfallen und das manchmal verschiedenartige Einfallen der Werfener auf Faltenbildung hindeutet, obwohl keine Falten im Aufschlussbereich angetroffen wurden. Der Wettersteinkalk ruht tektonisch auf den Werfener Schichten und die Deckengrenze wird von jüngeren steilstehenden Störungen entlang des Fuchstales und des Klachlergrabens überprägt. Entlang der Störungen sind Kataklasite und Mylonite, ja sogar Marmore, anzutreffen.

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

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 103 Kindberg

JANUSZ MAGIERA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Juli 1997 wurden die Teile des Blattes ÖK 103 kartiert, wo – nach vorhandenen Karten – glaziale Ablagerungen vorkommen. Das waren die Massive Hoher Student und Tonion, westlicher Teil der Schneealpe und Hohe Veitsch (Teile NW, W und S).

Hoher Student

Der nördliche Abhang der Massivs Hoher Student ist eine ausgedehnte Depression, die nach der Karte von H.P. CORNELIUS mit Moräne aus der Würmeiszeit bedeckt ist. Zur Zeit sind dort jedoch keine Spuren der glazialen Sedimentation im eigentlichen Sinne des Wortes festzustellen. Der mittlere Teil der Depression ist mit ausgedehntem und mächtigem Schutt bedeckt, der keine Spuren glazialer Bearbeitung zeigt, wovon die scharfen Kanten des Materials zeugen. Solch eine intensive Sedimentation des Schutts kam wahrscheinlich im Periglazial während der letzten Vergletscherung (späte Würmeiszeit) vor. Die pronivalen bzw. proglazialen Wässer begünstigten die Schuttverlagerung zu den unteren Teilen der Abhänge.

Der untere Teil der Depression ist mit Kies, Geröll und Felsblöcken mit einem Durchmesser bis zu einem Meter bedeckt. Das sind jedoch keine glazialen Ablagerungen, sondern Überreste der Konglomerate der Gosau-Formation, die an den nördlichen Abhängen des Massivs und im Boden der Depression vorkommen. Auch im oberen Teil des Abhangs kommen keine glazialen Ablagerungen vor. Die Vergletscherung dieses Gebietes in der Würmeiszeit scheint also sehr zweifelhaft zu sein.

Auch der obere Teil des Mooshubengrabens (in der Nähe des Gasthofs Mooshuben) war nicht vergletschert. Die auf der Karte von H.W. FLÜGEL und F.R. NEUBAUER (1984) gekennzeichnete Moräne entstand infolge der Zerstörung des Gosau-Konglomerats.

Tonion

In Freingraben haben sich sehr deutliche Spuren zweier pleistozäner Vergletscherungen erhalten.

Riß

Eine ausgedehnte Verebnung am linken Abhang des Freingrabens, südlich von Schaffkogel ist mit einer etwa 15 m mächtigen Schicht von Kies und Geröll bedeckt. Sie lagern auf einem Felssockel 15 m über dem Flussniveau und sind teilweise zementiert. Im westlichen (untersten) Teil derVerebnung (860–880 m ü.d.M.) ist ein Wall der Grundmoräne bzw. Seitenmoräne erhalten. Westlich vom Wall kommen Überreste des fluvioglazialen Kieses aus dieser Vergletscherung vor.

Anscheinend wurden die meisten rißeiszeitlichen Ablagerungen des rechten (nördlichen) Abhangs des Freingrabens infolge der Verwitterung des unfesten Untergrundes (Ablagerungen der Formation Gosau) während der Würmeiszeit (im Periglazial) zerstört. Die Moränen am linken Abhang wurden durch den festen Felsuntergrund (Dachsteinkalk) geschützt.

Ein Streifen Kies und Geröll kommt in Fallenstein unterhalb des Gasthofs Lehnerbauer (810–850 m ü.d.M.) vor. Das ist wahrscheinlich ein Rest der Grundmoräne des 1500 m langen Gletschers, der von einem kleinen Tal westlich von Hundseck abfloss. Ein Moränenwall hat sich dort jedoch nicht erhalten.

Folgende Merkmale der Ablagerungen zeugen von vorwürmeiszeitlichem Alter (?Riß): Situierung auf einem Felssockel hoch über dem Talboden und weit von den Anhäufungsgebieten (Gletscherkaren), Zementation, eine relativ große Mächtigkeit und schwach erhaltene Formen der glazialen Anhäufung.

Würm

Die letzte Vergletscherung hinterließ viel deutlichere Spuren im Freingraben. Der aus dem Kar Jodelloch (nördlich von Sonntagskogel) abfließende Gletscher endete etwa 1000 m ü.d.M. Die Endmoräne des Maximalstandes ist an beiden Talabhängen in der Nähe der Siebenbrunnen-Hütte gut erhalten. Die Postmaximalstände hinterließen drei höhere Moränen: 1040, 1100 und 1150 m ü.d.M. Ein Fragment der Kamesterrasse hat sich südöstlich von der Schöneben-Hütte erhalten. Einzelne, kantengerundete Blöcke, die auf dem Vorland der Maximalmoräne vorkommen, mögen Überreste des rißeiszeitlichen Gletschers sein.

Glaziale Ablagerungen im obersten Teil des Jodellochgrabens sind mit Schutt und Blöcken von einem Durchmesser bis 10 m bedeckt, die von umgebenden Wänden während der ganzen postglazialen Periode abstürzten.

Gut ausgebildete glaziale Ablagerungen und Formen haben sich im Schwabodengraben östlich von Fallenstein erhalten. Der durch ein kleines Firnfeld genährte Gletscher war etwa 1 Kilometer lang und füllte nur den oberen und mittleren Teil des Tals. Die Endmoräne und Seitenmoräne reichen bis 1160–1200 m ü.d.M. Eine dünne Decke von Kies, Geröllen und vereinzelten, größeren Blöcken reicht bis zum Talboden (etwa 1080 m ü.d.M.). Sie mag die maximale Reichweite des Gletschers kennzeichnen. Sie konnte auch infolge des Herabrollens und der Solifluktion der glazialen Ablagerungen hangabwärts entstehen.

Die innere (postmaximale) Endmoräne (1180–1240 m ü.d.M.) umgibt die Enddepression samt einem kleinen periodischen See. Ein kleiner Gletscher entstand in der Depression nordöstlich von dem Bergrücken Gr. Königskogel – Kl. Königskogel (im obersten Teil des Schwarzenbachgrabens). Er war etwa 800 m lang und endete auf der Höhe von etwa 1200 m ü.d.M. Die Postmaximalstände kennzeichnen gut erhaltene Endmoränen auf der Höhe von 1250 und 1300 m ü.d.M.

Westliche Schneealpe

Die Kartierung von Naßkohr war die Fortsetzung der Arbeiten aus dem Jahre 1996 und umfasste den östlichen Plateauteil. Dieses Plateau ist eine ausgedehnte Depression, die in der Würmeiszeit mit einem ca. 200 m dicken Gletscher ausgefüllt war. Dieser Gletscher war wenig aktiv. Es gab warscheinlich nur zwei „Tore“, durch die das Eis in zwei Täler abfloss: zum Ausgang (bis zum Innerer Krampengraben und Tirol) und zum Unterer Haselboden (bis zum Höllgraben).

Der in der Depression stagnierende Gletscher bildete wenige spezifische Ablagerungen und Formen heraus.

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

Eine undeutliche Seitenmoräne hat sich nördlich von Draxlerkogel, am Ausgang des Bodenalmgrabens erhalten. Moränenschötter, -gerölle und -blöcke kommen im Oberen Haselboden vor. Streifen von Geröll und abgerundeten Blöcken, die an den inneren Abhängen der Depression in der Nähe von Ramleiten, westlich von Schwarzkogel und nordöstlich von Buchalpl (1260–1300 m ü.d.M.) lagern, kennzeichnen wahrscheinlich die Gletscheroberfläche im späten Würm.

Glaziale Ablagerungen sind in der Nähe des Ausgangs-„Tors“ viel besser herausgebildet und erhalten. Sie bestehen aus Kies, Geröll, Blöcken und auch aus zwei Fragmenten der Seitenmoränenwälle. Ein Fragment kennzeichnet vermutlich die Reichweite des kleinen, vor dem Buchalpl abfließenden Gletschers, ein anderes wurde durch das vom Plateau abfließende Eis hinterlassen.

Im späten Glazial und frühen Holozän gab es eine intensive physikalische Verwitterung, insbesondere auf der Berührungsfläche mit Toteisfeldern. Das führte zur Entstehung ausgedehnter Blockfelder, die teilweise auf dem Toteis lagen und während seines Schmelzens gestört wurden. Ein sehr ausgedehntes Blockfeld, das die Spuren einer solchen Störung zeigt, erstreckt sich am Fuße der Kloberwand.

Hohe Veitsch

Im nordwestlichen Teil des Massivs der Hohen Veitsch wurden die Täler westlich vom Veitschalpengraben untersucht. Die am besten herausgebildete glaziale Form ist dort der Rücken von Bachlerriegel. Er ist mit Kies, Geröll und Blöcken bedeckt, die unterschiedlich abgerundet sind: gut im unteren Rückteil, schlecht im oberen Teil (über 1200 m ü.d.M.). Sie erheben sich auf eine Höhe von etwa 40–100 m über dem Boden des Veitschalpengrabens und sind teilweise zementiert. Das zeugt von ihrem vorwürmeiszeitlichen Alter (wahrscheinlich Riß). Die unteren Teile der Rückenabhänge sind mit einer dünnen Schicht von Geröll bedeckt, welches Moräne in situ ist, oder – was wahrscheinlicher ist – aus den höher gelegenen Moränenablagerungen stammt. Der Rücken von Bachlerriegel ist wahrscheinlich die Seitenmoräne des Gletschers, die die ganze Niederung des Veitschalpengrabens zwischen Kl. Wildkamm und Hohem Muckenriegel ausfüllt. Eine große Reichweite und Mächtigkeit (bis 120 m) des Gletschers zeugen zusätzlich von seinem vorwürmeiszeitlichen Alter.

Weiter westwärts fehlt es an deutlichen Ablagerungen und Formen der glazialen Landschaft. Die mittleren und oberen Teile des Sohlengrabens und Barrenbachgrabens sind mit Hangschutt ausgefüllt, der keine Spuren glazialer Bearbeitung zeigt. Außerdem zeigt die Topographie dieser Täler und der oberen Teile der Abhänge von Kl. Wildkamm keine typischen Merkmale glazialer Täler und Kare. Einzelne abgerundete Blöcke kommen im untersten Teil dieser Täler, etwa 20–40 m über dem Flussniveau vor. Das sind vermutlich die Überreste der vorwürmeiszeitlichen Vergletscherung.

Ein ausgedehntes Bärental, das vom Hochveitschgipfel (1981 m) westwärts abfällt, war in der Würmeiszeit schwach vergletschert. Ein breiter Gletscher floss vom Rücken Kl. Wildkamm – Gr. Wildkamm nach Südwesten ab. Die westliche Exposition und geringe Ausdehnung des Kars waren Ursache für die geringe Länge (800–900 m) dieses Gletschers. Im Maximalstand endete er auf der Höhe von etwa 1200 m ü.d.M. In Postmaximalständen hinterließ er Endmoräne auf der Höhe von 1350–1500 m ü.d.M. Im Allgemeinen sind dort glaziale Ablagerungen sehr dünn. Der Felsuntergrund ist sichtbar fast im ganzen Tal. Einzelne abgerundete Felsblöcke ziehen sich bis zur Waxkeusche (etwa 900 m ü.d.M.). Sie kennzeichnen vermutlich den Bereich einer größeren, vorwürmeiszeitlichen Vergletscherung.

Ein schmaler, aber langer (etwa 2 km) Gletscher füllte in der Würmeiszeit vermutlich nur den zentralen Teil des Grubtals aus. Die Abhänge sind frei von glazialen Ablagerungen und entblößten Untergrundfelsen. Der Gletscher schleppte wenig Felsmaterial und hinterließ eine dünne und schmale Moränendecke. Im Maximalstand reichte er bis zur Höhe von etwa 1000 m ü.d.M. Er hinterließ dort einen Bogen der Endmoräne, der durch die Schmelzwasser der jüngeren Stadien tief erodiert wurde. Nur eines von ihnen hinterließ die Endmoräne auf der Höhe von 1280 m ü.d.M.

Periglaziale Prozesse führten zur Anhäufung von Lehm mit Schutt um die Gletscherzunge und unterhalb von ihr. Es entstanden auch Schuttkegel und Blockwerk im oberen Teil des Tales.

Blatt 107 Mattersburg

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 107 Mattersburg

AXEL NOWOTNY

Für die Neubearbeitung des Kartenblattes ÖK 107 Mattersburg wurde das Gebiet im Hinblick auf die zu erwartenden Aufschlüsse durch den Schnellstraßenbau der S 31 begangen.

Die Neubearbeitung beschränkte sich auf das Gebiet des Nopplerberges. Die neuen Aufschlüsse zeigen entgegen den bisher vorliegenden Arbeiten, dass eine Zuordnung der Gesteine des kartierten Gebietes zur E-Fortsetzung des Fensters von Wiesmath und damit zur Wechselserie nicht eindeutig gegeben ist. Typischer Wiesmather Gneis (aplitischer feinkörniger Gneis mit rauhem „zukkerkörnigem“ Bruch) tritt lediglich in einem Steinbruch NE von Stoob auf. Die Masse der Orthogesteine sind als Grobgneis anzusprechen. Im Zuge der Bauarbeiten an der Schnellstraße wurden mächtige Leukophyllit- und Albitgneislagen innerhalb der Hüllschiefer randlich des Grobneises mächtige Quarzmobilisate und Pegmatit freigelegt. Auch die Hüllschiefer (Granatglimmerschiefer, Biotit-Chloritschiefer mit Einschaltungen von Amphibolit) sind eher für die Grobgneiseinheit typisch.

Der Großteil des Gebietes ist von junger Überlagerung bedeckt.

☆ ☆ ☆

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

Blatt 114 Holzgau

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in den Allgäuer Alpen (Gebiet Rotspitze – Haseneckalm) auf Blatt 114 Holzgau

A. Borgardt
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der Neuaufnahme des Blattes Holzgau (Blatt 114) durch die Geologische Bundesanstalt Wien wurde ein ca. 8 km² großes Gebiet im deutsch-österreichischen Grenzgebiet der Allgäuer Alpen im Sommer 1997 neu kartiert.

Das Kartiergebiet wird im Osten durch den Daumen-Hauptkamm und im Osten durch die Bsonderach im Retterschwangtal begrenzt.

Das Retterschwangtal wurde von C.W. Gümbel (1888), K.A. Reiser (1889), A. Rothpletz (1905), W. v. Seidlitz (1910), O. Ampferer (1911), H.P. Cornelius (1921) und D. Richter (1953) bereits bearbeitet. Die folgenden verwendeten Schichtbezeichnungen und stratigraphischen Alter werden in dieser Zusammenfassung zunächst von D. Richter (1963) übernommen, die Faziezonierungen erfolgen nach Gaupp (1980).

Das Gebiet lässt sich in 3 Decken aus jeweils unterschiedlichem Sedimentationsraum aufteilen: Hauptflyschzone in Oberstdorfer Fazies (Penninikum), Arosa-Zone (Penninikum) und Allgäu-Decke (Oberostalpin).

Die Flyschzone umfasst einen Schichtbestand von Oberapt–Alp bis Maastricht. Sie ist in Form von Fein- bis Grobsandsteinen, Sandkalken, Kalksanden, Glaukonitsandsteinen und Mergeln aufgeschlossen.

Die Arosa-Zone enthält Gesteine vom Malm bis in das Senon. Radiolarite, Aptychenkalke und -mergel, Sandsteine, Konglomerate und Breccien, Mergel und Schiefer (Couches Rouges) sowie Quarzglimmerschiefer, Quarzphyllite und eine Ophiolithmelange stellen den Gesteinsbestand dieser tektonisch stark beanspruchten Decke dar.

Die Allgäu-Decke stellt sich als lückenlose Abfolge vom norischen Hauptdolomit, Plattenkalk, den rhätischen Kössener Schichten bis in die jurassischen Allgäuschichten dar. Der Hauptdolomlt liegt hier in Normalfazies, wie er in den NKA weit verbreitet ist, vor. Lediglich an den teilweise aufgeschlossenen Überschiebungsbahnen ist er als Mylonit ausgebildet. Die Kössener Schichten können nach D. Richter kartiert werden, jedoch bilden die Schattwalder Schichten im Aufschluss „Auf der Schneid“ nicht die Hangendgrenze zu den Allgäuschichten. Der Sedimentationsverlauf von Plattform- zu Beckensedimenten lässt hier auf eine Beckenentwicklung schließen.

Das Ostalpin besteht aus mehreren dachziegelartigen Schuppen. Die Überlagerung von Älterem über Jüngerem lässt sich hier sehr gut kartieren. Das Ostalpin lässt sich von Nord nach Süd (Liegend bis Hangend) wie folgt gliedern:

Iseler-Schuppe
Rubihom-Entschenkopf-Schuppe
Daumen-Pfannenhölzer-Schuppe.

Die flächenmäßig größte Ausdehnung besitzt die überlagernde Iseler-Schuppe. Sie bildet im Aufschluss „Auf der Schneid“ eine Mulde. Das Muldenjüngste bilden hier die Manganschiefer der Mittleren Allgäuschichten. Keilförmig eingeschoben wird im Hangenden die Rubihorn-Entschenkopf-Schuppe, die ihre wahre Mächtigkeit aber erst westlich des Kartiergebietes erreicht. Als höchste tektonische Einheit überfährt die Daumen-Pfannenhölzer-Schuppe die o.g. Schuppen. Der Hauptdolomit bildet hier eine 500 m hohe, nahezu senkrechte Wand. Der Hauptdolomit ist hier zu einer vergenten Großfalte deformiert. Die zunächst angenommene Jochschrofen-Schuppe, als tiefste Schuppe in den Taleinschnitten der Bsonderach, konnte nicht bestätigt werden. Es ist hier zu prüfen, ob es sich bei den schwarzen Mergeln im Aufschluss an der Bsonderach wirklich um Kohlstatt-Schichten handelt und nicht doch um Mergel der Arosa-Zone.

Das Ostalpin überschiebt seinerseits die Arosa-Zone, die hier als Gleithorizont für das Ostalpin diente. Die Gesteine der Arosa-Zone enthalten Schürflingsreste aus Hauptdolomit, weiterhin liegt die Arosa-Zone nur mit stark reduziertem Schichtbestand vor.

Beide Decken überlagern den Flysch, der die Bergrücken, auf der westlichen Talseite bildet. An zwei Stellen im Kartiergebiet spießen Gesteine des Flysches in horstartigen Strukturen in die überlagernden Decken.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in den Allgäuer Alpen auf Blatt 114 Holzgau

Rüdiger Henrich
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In der diesjährigen Geländesaison wurden neben den Einführungen und Abschlussbegehungen Diplomkartierungen im Hintersteiner und Retterschwanger Tal, Übersichtsbegehungen und eine Restkartierung von Lückenflächen durchgeführt. Die Restkartierung deckt den Bereich um den Glasfelder Kopf und die Lichtalpe sowie das Gebiet zwischen Rotkopf, Schneck und Höllhörner ab. Für die nächstjährige Kartiersaison sind Kartierungen um den Höfats sowie im Hinterhornbachtal und auf der Taufers- und Willersalpe vorgesehen.

Die diesjährigen Auswertungsarbeiten konzentrieren sich auf das Kompilieren einer Manuskriptreinkarte des Blattes Holzgau 1 : 25.000, die alle bisher durchgeführten Kartierungen der Arbeitsgruppe beinhaltet. Im Jahr 1999 sind noch Restflächen zu schließen, insbesondere der gesamte Bereich des Schwarzwasser-Tales.

Der Abschluss der Kartierungen auf Blatt Holzgau ist für die Geländesaison 1999 vorgesehen, sodass sich als frühestes Erscheinungsdatum für das Blatt Holzgau das Jahr 2000 ergibt.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in den Allgäuer Alpen auf Blatt 114 Holzgau

Britta Hespenheide
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Sommer 1997 wurde das Gebiet Laufbichelsee – Hengst – Vorderer Erzberghof – Giebelhaus – Östlicher Wengenkopf in den Allgäuer Alpen südlich von Hinter-

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

stein aufgenommen. Das Gebiet wird im Süden durch den Obertalbach und im Osten durch die Ostrach eingerahmt. Die Gipfel des Hindelanger Klettersteigs bilden die westliche Grenze und im Norden endet das Kartiergebiet mit dem Gipfelrücken des Hengstes. Die Laufbichlkirche ist mit ihren zwei Gipfeln (2044 m und 2026 m) die höchste Erhebung innerhalb des Gebietes.

Das Kartiergebiet lässt sich in zwei tektonische Einheiten unterteilen. Im südöstlichen Teil ist die Nordflanke einer SW–NO-streichenden Mulde aufgeschlossen. Die Struktur lässt sich in das angrenzende Gebiet von Jens FUNK am Roßkopf und in Richtung Süden an den Hängen des Giebels verfolgen.

An der Basis treten tektonisch stark beanspruchter Malm-Aptychenkalk und Radiolarit auf. Der Malm-Aptychenkalk ist normal hellgrau-mikritisch ausgebildet, allerdings stark phacoidisiert. Vom Radiolarit tritt nur die rote Varietät auf. Im Übergangsbereich zum Malm-Aptychenkalk wird die enorme tektonische Beanspruchung deutlich. Der Radiolarit weist eine Spezialfaltung auf und zeigt ein schieferartiges Aussehen. Die partienweise Ausbleichung und seine hellgraue Farbe führen zu einer ähnlichen Ausbildung wie bei dem Malm-Aptychenkalk.

Im Hangenden folgen die Allgäuer-Schichten. Die Jüngeren Allgäuer-Schichten sind nur vereinzelt in Bachläufen am Unteren Schwarzenberg kleinräumig aufgeschlossen. Es handelt sich um dunkle, dünnplattige Mergel und Kalke. Die Mittleren Allgäuer-Schichten sind nicht aufgeschlossen.

Die Älteren Allgäuer Schichten treten im Hufach-Wald und an der östlichen Laufbichlkirche als mächtige, gebankte, verfaltete, kalkige Felswände auf. An der Laufbichlkirche prägen sie das Gebiet morphologisch, da die leicht erodierbaren Kalk-Mergel-Wechselfolgen die verflachten Hänge und Almwiesen bilden. Im Erosionsschutt sind häufig Belemniten und vereinzelt Ammoniten vorhanden.

Die Kössener Schichten treten innerhalb von mehreren Schuppen auf. Sie gehören der Nebelhorn-Rauhhorn-Schuppe an und stellen die zweite tektonische Einheit des Gebietes dar. Besonders auffällig wird die Schuppung am Oberen Schwarzenberg und im Gatternhof. In diesem Fall ermöglicht sie die Ausbildung von drei Geländestufen durch den Wechsel von Kössener Schichten, insbesondere der Kössener Mergel, Plattenkalk und Hauptdolomit. Die Kössener Mergel dienen als Gleithorizont und bilden Geländesenken bzw. kleine Plateaus aus.

Die Steilstufen und Klippen werden von Plattenkalk bzw. Hauptdolomit aufgebaut. Die Kössener Schichten weisen hauptsächlich die gewöhnliche Ausbildung mit Lumachellen und Riffschutt aus. Jedoch treten am Weg zwischen der Schwarzenberghütte und der Käser-Alpe einzelne Patchreefs auf und innerhalb der Kössener Kalke an der Langenfeldhütte eine Bank mit vielen eingeregelten zweiklappigen Brachiopoden.

Bei der Tannenhofhütte und der Koblathütte ist die Abgrenzung zwischen den Kössener Kalken und dem Plattenkalk schwierig. Als Komponente ist in den Kössener Kalken beinahe nur sehr feiner Riffschutt vorhanden. Vereinzelt treten jedoch Turmschnecken auf. Dieses zeigt die Zugehörigkeit zum Plattenkalk an.

Der Hauptdolomit zeigt die übliche Ausbildung. Seine graue Farbe und sein splittriger Bruch weisen ihn bereits von Ferne aus. Die Korngröße ist fein- bis zuckerkörnig. Westlich des Engeratsgundsees treten verbreitet Blöcke von Dololaminiten auf.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in den Allgäuer Alpen (Gebiet westlich Hinterstein / Breitenberg) auf Blatt 114 Holzgau

STEFAN HÜNECKE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 1997 wurde das Gebiet um den Breitenberg westlich des Ortes Hinterstein in den Allgäuer Alpen geologisch neu kartiert. In der Literatur wird dieser Bereich auch als „Hintersteiner Fenster“ bezeichnet. Die vorgefundenen Gesteine gehören allesamt der Allgäu-Decke an und entsprechen im wesentlichen der klassischen Stratigraphie des Gebietes. Das Spektrum reicht von den Raibler-Schichten bis hin zum Malm-Aptychen-Kalk. Hinzu kommt ein einzelner Aufschluss von Tannheimer Schichten aus der Kreide.

Der tektonische Baustil des bearbeiteten Gebietes ist durch intensiven Schuppenbau geprägt. Unterschieden wurden bei der Kartierung die Jochschrofen- sowie die Iseler-Schuppe. Die Lithologie der Jochschrofen-Schuppe setzt mit dem Hauptdolomit ein, wobei allerdings häufig die Schichtung zurücktritt und eine Brekziierung zu erkennen ist. Ferner treten an einigen Stellen grünliche Tonschiefer auf. Der Plattenkalk tritt im Bereich des Hintersteiner Fenster nicht auf, er erscheint lediglich nördlich davon, in der Nähe des Ortes Bruck. Kössener Schichten sind dagegen vielfach aufgeschlossen. Sie zeichnen sich außerdem durch das Auftreten der Schattwalder Schichten aus, die besonders gut in der Abrissfläche des Bergrutsches von 1965 zu beobachten sind. Bemerkenswert ist ebenso eine häufig auftretende sekundäre Dolomitisierung in den Kössener Schichten, wie auch den im Hangenden folgenden Oberrhätkalken. Großflächig aufgeschlossen sind auch Allgäu-Schichten. Hier war es durch die Betrachtung des Verbandes und einiger markanter Schichtglieder wie Manganschiefern und Kohlstatt-Schichten zumeist möglich, eine Dreiteilung in jüngere, mittlere und ältere Allgäu-Schichten vorzunehmen. Auch der Dogger-Spatkalk konnte lokal sehr begrenzt im kartierten Gebiet aufgefunden werden. Er entspricht, wie auch die nachfolgenden Radiolarite und Malm-Aptychen-Kalke, dem Normalprofil.

Die Iseler-Schuppe zeigt erheblich weniger Einheiten. Hier sind lediglich die Raibler Schichten und der Hauptdolomit vorhanden. Die Raibler Schichten wurden die im Gelände in Kalke und Dolomite, sowie Rauhwacken unterteilt, die den Übergang zum Hauptdolomit bilden. Die Gesteine der Iseler-Schuppe unterscheiden sich nur unwesentlich vom entsprechenden Gestein der Jochschrofen-Schuppe.

Wesentliches Strukturelement ist ein aus Gesteinen der Jochschrofen-Schuppe gebildeter Sattel, dessen Sattelachse in westöstlicher Richtung streicht. Aufgrund fortwährender Einengungstektonik kam es zu einer Überschiebung dieses Sattels durch die Iseler-Schuppe. Heute drückt sich dies durch eine auffallende Schuppungszone und einen schmalen Bereich von Myloniten an der Südflanke des Sattels aus. Die Raibler Schichten der Iseler-Schuppe dienten dabei offenbar als Abscherhorizont für den Hauptdolomit, sie finden sich wesentlich seltener im nördlichen Bereich der Iseler-Schuppe als im südlichen.

Die Sattelachse der Jochschrofen-Schuppe ist zumindest westlich der Ostrach nach Westen geneigt, was sich vor allem dadurch zeigt, dass die Gesteine dieser Schup-

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

pe westlich der Hohen Gänge im Häbelesgund nicht mehr auftauchen. Bestätigt wird diese Annahme außerdem durch das umlaufende Streichen besonders der Kössener Schichten nördlich der Unteren Hütte. Diese Tatsache, sowie die damit verbundene Verbreiterung des Sattels nach Osten erschwerte die vollständige Überschiebung der Jochschrofen-Schuppe durch die Iseler-Schuppe. Sie ermöglicht vielmehr, auch im Zusammenhang mit der Einschneidung der Ostrach, einen Blick in den Sattelkern. Nördlich des Breitenbergs treten die Gesteine der Jochschrofen-Schuppe erneut an die Oberfläche.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in den Allgäuer Alpen (Gebiet um Wiesloher Hütte und Pfannenhölzer) auf Blatt 114 Holzgau

JENS RADKE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 1997 wurde im Gebiet um die Wiesloher Hütte und die Pfannenhölzer eine geologische Neuaufnahme durchgeführt. Zwei Ost–West-verlaufende Seitentäler westlich des Hintersteiner Haupttales geben einen Teil der geologischen Struktur des Schuppenbaues der Allgäudecke (von Norden nach Süden: Iseler-Schuppe, Daumen-Pfannenhölzer-Schuppe, Nebelhorn-Rauhhorn-Schuppe) wieder.

Die Schichtenfolge des Arbeitsgebietes reicht von Rauhwacken (Karn) bis zu Mittleren Allgäu-Schichten. Die Raibler Rauhwacken und Mergel (Oberkarn) sind unter salinar-lagunären Bedingungen in flachen Teilbecken abgelagert worden. Einfluss psammitischer Einschaltungen in den Kalkmergeln lassen sich als Sedimentationsschübe aus dem Hinterland erklären.

Die Hauptdolomite (Nor) der Einzelschuppen zeigen hauptsächlich eine Sedimentation, wie sie auch von anderen Gebieten der Nördlichen Kalkalpen beschrieben ist. Neben der typischen Sedimentation bituminöser Dolomikrite und vereinzelter Dololaminite mit Fenstergefüge treten im basalen Teil des Hauptdolomites der Iseler-Schuppe grünliche Mergellagen auf. Ähnliche Mergellagen sind im dünnbankigen Hauptdolomit der Nebelhorn-Rauhhorn-Schuppe aufzufinden. Als weitere Besonderheit gilt der synsedimentär verfüllte Verkarstungshorizont im hangenden Bereich des Daumen-Pfannenhölzer-Hauptdolomites.

In flachen, lagunären Senken kommt es zu Einschaltungen kalkiger Sedimentation (Plattenkalkfazies des Hauptdolomites, Oberstes Nor). Homogene dunkelgraue Plattenkalke sind nur in der Nebelhorn-Rauhhorn-Schuppe ausgebildet. Oolithische Dolomite erscheinen im unteren Bereich des Plattenkalkes der Iseler-Schuppe, dessen Übergang zu den Kössener Schichten (Rhät) durch ähnlich ausgebildete hellgraue, splittrige Kalke schwierig zu kartieren. Einsetzende Kalk-Mergel-Wechselfolgen mit zwischengeschalteten Lumachellen-Kalkbänken grenzen diese Kartiereinheiten jedoch deutlich voneinander ab.

Die rhätische Sedimentationsphase ist gekennzeichnet durch Plattformkalke und mergelige, bzw. kalkige Intraplattform-Beckensedimente (Kössener Schichten). Ein detailliertes Profil der Kössener Schichten und des oberen Plattenkalkes wurde in den Schichten der Iseler-Schuppe aufgenommen. Im oberen Bereich der Kössener Schichten der Iseler- und Daumen-Pfannenhölzer-Schuppe kommen rote bis lauchgrüne Mergel der „Schattwalder Schichten“ vor. Die von D. RICHTER (1963) an den Lokationen „Nachbartobel des Mösle Baches“ ($R^{36}07310$, $H^{52}58700$, Iseler-Schuppe) und „Sie-Wand“ ($R^{36}07400$, $H^{52}57400$, Daumen-Pfannenhölzer-Schuppe) beschriebenen „Lias-Spatkalke“ sind aufgrund des Fossilgehaltes den oberen Kössener Schichten zuzuordnen. An der „Sie-Wand“ und innerhalb des Schichtverbandes der Iseler-Schuppe folgen auf die „Schattwalder Schichten“ dunkelgraue Kalk-Mergel-Wechselfolgen, die dem stratigraphischen Verband der Kössener Schichten angehören. In der „Sie-Wand“ ist zwischen den „Schattwalder Schichten“ und der Kalk-Mergel-Wechselfolge ein Span Kössener Kalke (ehemals „Lias-Spatkalke“) anstehend.

In den westlichen Nachbartobeln des Mösle-Baches wurden dünnbankige Rotkalke der Adneter Fazies aufgefunden, die innerhalb der Basis der Älteren Allgäu-Schichten abgelagert wurden. In dem westlich des Mösle-Baches anschließenden Tobel sind Kalke der Kössener Schichten (ehemals „Lias-Spatkalke“) anstehend. Sie befinden sich oberhalb der Adneter Kalke. Die Adneter Kalke wurden vermutlich schichtparallel in den stratigraphisch liegenden Schichtverband gedrückt.

Die Allgäu-Schichten („Lias-Fleckenmergel“) spiegeln eine typische Beckenfazies wider. Die Ablagerung von Intraformationellen Brekzien der Älteren Allgäu-Schichten (Daumen-Pfannenhölzer-Schuppe) deutet auf einen Einfluss synsedimentärer Kippschollentektonik während des Lias hin. Anzeichen der zunehmenden Vertiefung des Ablagerungsraumes sind die innerhalb von Unterliaskalken abgelagerten Schlammgeröllströme („pebbly mudstones“) an der Basis der Älteren Allgäu-Schichten (Iseler-Schuppe). Die Mittleren Allgäu-Schichten sind nur in morphologisch höheren Bereichen der Mulden aufgeschlossen und keilen lateral aus.

Der quartäre Formenschatz umfasst: Moränenablagerungen, Karlandschaften, Schwemmfächer, Schuttfächer, Bergstürze und Hangabgleitungen. Innerhalb der beiden Taleinschnitte sind pleistozäne Schwemmfächer entstanden. Diese haben teilweise Moränenablagerungen durchtrennt. Der Ostrachgletscher hat an der Westflanke des Hintersteiner Tales zwei hochterrassenförmige Stufen ausgebildet. In den Ablagerungen der Grundmoräne des Ostrachgletschers sind Vernässungsflächen entstanden, an denen Quellaustritte im Kontakt zu Allgäu-Schichten und Kössener Mergeln häufig sind. In den beiden Tälern wurde in höherer Lage eine Karlandschaft geformt.

Im Holozän werden mächtige Schuttkegel- und Hangschuttablagerungen unterhalb der Hauptdolomitzüge gebildet. Im nördlicheren Tal ist ein nicht näher datierbarer Bergsturz niedergegangen. Häufig kommt es zur Bildung von Schwemmfächern.

Die geologische Struktur weist sich durch zwei nordvergente, ENE-streichende Muldenstrukturen aus. Die nördliche Iseler-Schuppe ist über Raibler Rauhwacken auf das Hintersteiner Fenster aufgeschoben (Kartierung HÜNEKE) und bildet im Hangenden eine ungestörte, isoklinale Muldenstruktur aus (b-Achse = 221/42). Die nächst höheren Hauptdolomiteinheiten der Daumen-Pfannenhölzer-Schuppe und der südlicheren Nebelhorn-Rauhhorn-Schuppe haben durch hohen kompressiven Druck aus Süden die Schichten der südlichen Muldenflanken in

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

ihrer Mächtigkeit stark reduziert. Das Vorkommen der Allgäu-Schichten ist in beiden Muldenstrukturen auf die Älteren Allgäu-Schichten und Mittleren Allgäu-Schichten beschränkt.

Durch eine breite EW-streichende Störungslinie wird der Hauptdolomit der Pfannenhölzer von geringmächtigen, reduzierten Kössener Schichten der südlichen Mulde (b-Achse = 234/25) abgetrennt. An dieser Kontaktzone kommt es zur Ausbildung von Störungsbrekzien im Dolomit. Im westlichen Teil dieser Mulde werden die Schichtfolgen stark eingeengt und biegen nach Südwesten um (Kartierung BORGARDT). Anzeichen dieser kompressiven Beanspruchung sind auch der über Kössener Mergeln verschuppte Hauptdolomit der Nebelhorn-Rauhhorn-Schuppe (b-Achse = 229/38).

Eine ausgedehnte Verschuppung fand auch im südlich angrenzenden Gebiet statt (Kartierung HESPENHEIDE).

Blatt 115 Reutte

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen (Lechtaler Alpen) auf Blatt 115 Reutte

CHRISTIAN KLINKER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die 1996 begonnenen Geländeaufnahmen konnten im Sommer 1997 abgeschlossen werden. Die Kartierung erfolgte im Maßstab 1 : 10.000 auf einer Vergrößerung der ÖK 115 Reutte 1 : 25.000. Das bearbeitete Kartiergebiet erstreckt sich vom westlichen Blattrand bis an den Hahnenkamm im Osten. Die Nordbegrenzung entspricht ebenfalls dem Kartenblattrand und verläuft von der Roten Flüh über die Köllenspitze bis zur Schneid. Im Süden wird das Gebiet von der Linie Stuibenhütte-Gaichtpaß-Gaichtspitze begrenzt. Mit der Kartierung des Bereiches der Gaichtspitze, Gaichtpaß, Moosberg, Weiße Riepe und dem nordöstlichen Abschnitt des Birkentals wurde die Fläche des Kartiergebietes erweitert und der Anschluss an die Nachbarkartierungen geschaffen. Die kartierte Fläche beträgt ca. 34 km^2.

Stratigraphie

Alpiner Muschelkalk ist als dichter, mikritischer, gut gebankter, grau bis dunkel-grauer Kalkstein im Kartiergebiet ausschließlich innerhalb der Lechtaldecke zu finden. Die Bankmächtigkeit schwankt von wenigen cm bis zu einigen dm. In einem Ost–West-verlaufenden Band von der Tannheimer Hütte, über das Sabachjoch und der Schneid in das Lechtal ziehend, bildet er die Basis der höheren Lechtaldecken-Schuppe. Pietra Verde Tuffitlagen wurden nicht gefunden.

Die Partnachschichten repräsentieren die Bekkenfazies, zu der sich im Hintergrund der Wettersteinriffkomplex entwickelt. Südlich der Köllenspitze ist eine Verzahnung der Faziesbereiche zu erkennen. Partnach-Tonschiefer und Karbonate sind vom Gehrenjoch im Osten bis zur Nesselwängler Scharte im Westen aufgeschlossen. Charakteristisch sind die, bis zu mehreren m mächtigen, Partnach-Kalkbänke. Morphologisch bilden die Partnachschichten Verebnungen zwischen dem Muschelkalk und dem Wettersteinkalk.

Der reine, dichte Wettersteinkalk fällt durch seine häufig blassrosa Farbe auf. Er steht in schlecht gebankten, massigen Gesteinskörpern an. Am Gimpel sind Korallenbruchstücke und Großooide zu finden. Wettersteinkalk bildet die Gipfel der Tannheimer Berge mit Gimpel, Rote Flüh, Köllenspitze, Gehrenspitze im Norden des Kartiergebietes sowie der Gaichtspitze im Südosten. Entlang der neuen Gaichtpaßstraße sind intertidale bis subtidale Bereiche der Wettersteinfazies erkennbar (Caliche, Sturmbreccien, Feinlaminate etc.).

Mit der Schüttung von Sandsteinen und dunklen Tonschiefer setzen über dem Wettersteinkalk die Raibler Schichten ein. Es folgen mikritische Kalke, gebankter Dolomit und helle Rauhwacken. Eine dreifache Sequenz von Siliziklastika, Tonschiefern, Karbonaten und Rauhwacken konnte an der Gaichtpaßstraße nachgewiesen werden. Bei Untergaicht wird der am Top der Raibler Schichten auftretende Gips als Zementzuschlagstoff gewonnen. Raibler Schichten treten häufig in Verbindung mit der Deckengrenze oder mit deckeninternen Überschiebungen auf.

Durch die Schiefertone und die Evaporite stellen die Raibler Schichten einen wichtigen Abscherhorizont innerhalb der kalkalpinen Trias dar.

Hauptdolomit ist neben dem Wettersteinkalk der zweite Gipfelbildner und die am weitesten verbreitete Gesteinseinheit des Kartiergebietes. Das spröde brechende, mittel- bis dunkelgraue Gestein tritt mit Bankmächtigkeiten von einigen cm bis zu mehreren m auf. In der Lechtaldecke bildet Hauptdolomit die Gipfel des Litnisschrofen, der Leilachspitze und den Bereich von der Führenbergalpe und der Weißen Riepe bis zum Gaichtpaß. Mit Raibler Schichten verschuppter Hauptdolomit zieht in einer schmale Zone von der Gelben Scharte bis westlich der Schneid.

Kössener Schichten stehen als Wechselfolge von ockerbraunen Mergeln, dunklen, fast schwarzen Tonschiefern und dunklen Kalken an. Vereinzelt sind Lumachellenkalke in den fossilreichen Kalkbänken enthalten. Kössener Schichten sind in wenigen, kleinen Aufschlüssen geringer Mächtigkeit bei Schmitte, im Unterwald, bei Rauth, sowie am Hahnenkammwesthang aufgeschlossen.

In dem hellgrauen, massig ausgebildeten Rhätolias-Kalk treten, neben Korallenbruchstücken (Riffschutt), auch Megalodonten und Brachiopoden auf. Rhätolias-Kalk erreicht nur eine geringe Mächtigkeit. Er steht bei Rauth, unterhalb der Rauther Alpe und bei Schmitte an.

Die Allgäuschichten sind eine Wechselfolge von Kalken und Mergeln, die Hangverflachungen und weiche Geländeformen ausbilden. Typische Merkmale der auch als Liasfleckenmergel bezeichneten Allgäuschichten sind dunkelgraue Fukoide oder rotbraune bis ockerbraune Verwitterungsfarben. Bei Nesselwängle sind Allgäuschichten im Unterwald und an der Krinnenalpe aufgeschlossen. Unterhalb des Gimpelhauses überschieben die Allgäuschichten den Aptychenkalk und Radiolarit. Am

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

Südhang der Krinnenspitze überschieben sie den Hauptdolomit. Die Mächtigkeit der Allgäuschichten erreicht unter dem Hahnenkamm ca. 300 m.

Radiolarit tritt als roter, grüner und schwarzer Hornstein oder Hornsteinkalk mit sehr guter Bankung auf. Durch eingeschaltete dünne Tonlagen reagiert das Material bei tektonischer Beanspruchung mit intensiver, engständiger Faltung. Radiolaritschuppen werden im Nordabschnitt des Gebietes in Allgäuschichten und Aptychenkalk eingeschuppt.

Das cremefarbene, teilweise leicht grünliche, mikritische Kalkgestein der Aptychenschichten weist ähnliche tektonische Eigenschaften wie der Radiolarit auf. Bei tektonischer Beanspruchung reagiert das Gestein mit linsiger Zerscherung und die Farbe wird dunkelgrau bis schwarz. In der Schuppenzone unter der Deckengrenze, vom Schartschrofen über den Oberwald bis auf die Höhe von Nesselwängle, sind Aptychenkalk, Radiolarit und Klastika der Unterkreide verschuppt. Die grauen bis grünbraunen Sandsteine und Mergel der Losensteiner Schichten markieren einen wichtigen Sedimentationswechsel in den Nördlichen Kalkalpen. Mit dem Einschütten von Sandsteinen, exotischen Geröllen und Anteilen von grobklastischen, kalkalpinen Komponenten setzt die Losensteiner Formation ein. Im Gelände sind die Sandsteine und Mergel, besonders nördlich von Haller und Nesselwängle, direkt unter der Deckengrenze, sowie am Gaichtpaß aufgeschlossen.

Quartäre Ablagerungen sind auf allen Gesteinseinheiten des Kartiergebietes zu finden. Unterhalb von Hauptdolomit- und Wettersteinkalkklippen bilden sich große Hangschutthalden. Als Murenschuttfächer bedecken Sedimente der Wildbäche weite Teile des Talbodens im Tannheimertal. Bachläufe haben sich zum Beispiel bei Rauth und Gaicht tief in den Talboden eingeschnitten und hohe Erosionskanten gebildet. Moränenmaterial, teilweise versintert, bedeckt Teile der Talflanken. An der Krinnenalm und unterhalb des Gimpel sind Moränenwälle erhalten geblieben. Auf Moränenmaterial und Tonschiefern können sich Vernässungszonen und kleine Moore bilden.

Tektonik

Großtektonisch ist das Kartiergebiet dem Kalkalpin zugeordnet. Durch das Herauswittern des Nesselwängler Halbfensters wurde die Allgäudecke als liegende Einheit aufgeschlossen. Die Lechtaldecke mit der Hahnenkamm-Deckscholle bildet die hangende Einheit. Großfaltenstrukturen der Allgäudecke weisen E–W-streichende Faltenachsen mit generell flachem Faltenachseneinfallen nach Osten auf. Neben Großfaltenstrukturen sind eine polyphase Kleinfaltungen und synsedimentäre Strukturen wie Rutschfalten zu finden. Kleinfaltung im dm- bis m-Bereich wird, zum Beispiel in den Allgäuschichten, durch die Kalkbankabfolge mit Mergelzwischenlagen besonders begünstigt. Trotz des starken Streuens der Faltenachsen kann eine Haupteinengung in Nord–Süd-Richtung interpretiert werden. Die beständige Nordvergenz der Kleinfalten lässt auf einen starken Einengungsgrad schließen. Neben der intensiven Faltung ist in der Allgäudecke eine starke Verschuppung von Gesteinen des Jura und der Kreide zu beobachten. Es kommt zu Nord–Südgerichteten Überschiebungen und Rücküberschiebungen, die sich vor und während der Deckenüberschiebung gebildet haben. In der Lechtaldecke führt die spröde bis bruchhafte Deformation zu Störungen in Form von Überschiebungen, Rücküberschiebungen sowie Auf- und Abschiebungen. Junge Nordost–Südwest-streichende Lateralverschiebungen versetzen diese älteren Strukturen.

Decollement-Horizonte, die beispielsweise an Evaporiten und Tonschiefern der Raibler Schichten sowie den tonig-mergeligen Gesteinen der Partnach- und Losensteiner Schichten entstehen, führen zur Abscherung von Dekken und deckeninternen Schuppen. Faltungen sind vorwiegend auf dünnschichtige Karbonatserien, z.B. in Abschnitten des Alpinen Muschelkalkes beschränkt.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen (Lechtaler Alpen) auf Blatt 115 Reutte

MATHIAS RÖHRING
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 1997 wurden auf dem Blatt 115 Reutte flächenhafte Aufnahmen zur Vervollständigung des Kartenblattes durchgeführt und einzelne Punkte zur Überprüfung und Verbesserung aufgesucht. Im Rahmen der diesjährigen Geländearbeit wurden etwa 100 km² bearbeitet und entsprechend auf 1 : 25.000 umgezeichnet.

Bearbeitet wurden v.a. die Gebiete im Hauptdolomit, etwa im Bereich Schwarzhanskarspitze bis Abendspitze, im Bereich um den Thaneller und Bereiche nördlich des Loreakopf. Hierbei wurde im wesentlichen Hauptdolomit und Quartär kartiert. Nördlich des Gipfels der Schwarzhanskarspitze wurden Kössener Schichten auskartiert.

Im Bereich der Gaichtpaßstraße wurden einige offene Fragen im Gelände bearbeitet, die den tektonisch beeinflussten Kontakt von Wettersteinkalk, Raibler Schichten (v.a. Gips und Raibler Karbonaten) und dem Hauptdolomit klären sollten. Hierzu wurden Messdaten und Proben gesammelt.

Die vorläufige kompilierte Karte 1 : 25.000 ist nun, bis auf das Gebiet südöstlich von Tarrenz, nahezu vollständig bearbeitet (ca. 93 % der Fläche). Es erfolgen Anpassungen zwischen den Gebieten der einzelnen Bearbeiter, wobei u.a. das Quartär angeglichen wird. Hierzu wurden in diesem Sommer im Gelände weitere Daten gewonnen. Luftbilder dienen zur Unterstützung der Feldarbeit und der Vervollständigung tektonischer Strukturen.

★ ★ ★

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

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 122 Kitzbühel

HELMUT HEINISCH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Stand der Arbeiten

Mit dem Ziel, die Geländeaufnahme auf Blatt Kitzbühel zum Abschluss zu bringen, wurden 1997 Neuaufnahmen in vier verschiedenen Zonen durchgeführt:

Oberndorf – Reith
Jochberg – Schützkogel – Kuhkaser
Stimmelhöhe – Pihappenkogel – Lämperbühelkogel
Paß Thurn – Südrand der NGZ.

Hierbei wurden 49 km² Fläche größtenteils neu aufgenommen, zu einem kleineren Teil auch frühere Kartierungen modern aufbereitet und endgültig dargestellt. Der aus dem Desiderat des Abschlusses der Arbeiten resultierende Terminzwang erforderte angesichts der gegebenen geologischen Verhältnisse eine Optimierung der Kartier- und Alpinistik-Technik. Er führte letztlich zu einem neuen Flächenrekord, was kleinräumig wechselnde, verfaltete Lithologien unter oft schlechten Aufschlussbedingungen angeht, wie sie für die Grauwackenzone typisch sind.

Für den Winter 1997/98 ist die Endkompilation des Blattes vorgesehen. Die sich erfahrungsgemäß aus der Kompilation ergebenden offenen Fragen könnten im Frühsommer 1998 im Gelände geklärt werden. Damit stünde einer Drucklegung des Blattes noch im Jahr 1998 von Seiten der Geländegeologie nichts mehr im Wege.

Bereich Oberndorf – Reith

In enger Absprache mit dem kartierenden Quartärgeologen wurden in der Rundhöcker- und Moränenlandschaft von Reith und Oberndorf einige Festgesteinsaufbrüche bearbeitet. Vordringlich war hierbei die petrographische Gliederung des Diabasbruches Röhrerbühel. In einem steilgestellten, E–W-streichenden Verband treten mächtige Lager mm-körniger Gabbro- und Dioritgänge auf, unterbrochen von Tuffitschiefern und Metasedimentlagen. Die Abfolge ist kräftig bruchhaft verformt, teils auch flächenhaft kataklasiert. E–W-streichende Störungsbündel dominieren den tektonischen Bau.

Die Rundhöcker von Hörpfing bestehen aus Schattberg-Formation. Zur Quartärgeologie wird auf den Bericht von J. REITNER verwiesen.

Bereich Jochberg – Schützkogel – Kuhkaser

Die Talflanken östlich der Paß-Thurn-Bundesstraße sind von dichtem Wald bedeckt. In den Höhenlagen bessern sich die Aufschlussverhältnisse. Das umlaufende Streichen der Abfolgen dokumentiert ein muldenartiges Schließen der Strukturen, die nach Westen ausheben. Hierbei handelt es sich jedoch nicht um eine einfache Muldenstruktur, sondern um die Interferenz mehrphasiger Spezialfaltung und etwa Nord–Süd-verlaufender Brüche. Während die Abfolgen im Bereich des Jochbergwaldes noch im wesentlichen Nord–Süd-Verlauf zeigen und in sich kohärent bleiben, werden sie ab dem Gasthof „Alte Wacht“ nach Süden in tektonische Blöcke zerlegt und auf eine Raumlage mit steilgestelltem WNW–ESE-Streichen einrotiert, wie es für den Südrand der Grauwackenzone typisch ist. Wie bereits 1996 erwähnt, münden auf diese Weise die tektonischen Einheiten der Grauwackenzone in die Scherzonen in Nachbarschaft der Salzachtal-Längsstörung ein (Uttendorfer Schuppenzone). Der damit einher gehende Anstieg des Metamorphosegrades wird bereits etwa 1 km nördlich des Paß Thurn sichtbar.

Besonders erschwerend für die Kartierung ist, dass ein duktil angelegter Bauplan durch junge Sprödbrüche (Paß-Thurn-Lineament) in ein kleinräumiges Schollenmosaik zerlegt wird. Im mechanischen Kontext zu diesen Brüchen tritt Knickfaltung und Schleppung auf. Der tektonische Bau wird daher nur bei vorhandenen lithologischen Kontrasten auflösbar.

Die östliche Talflanke von Jochberg bis Paß Thurn ist durch Wechselfolgen aus Schattberg- und Löhnersbach-Formation dominiert. Im talnahen Bereich sind Porphyroideinschaltungen aufzufinden. Eine ab dem Gasthof „Alte Wacht“ in Erscheinung tretende Metabasitfolge, die auch die Rundhöckerlandschaft östlich des Paß Thurn unterlagert, ermöglicht eine detailliertere Erfassung des tektonischen Bauplans. In den Gipfellagen des Kuhkaser-Schellenberg-Plateaus streichen flächenhaft flachlagernde Wechselfolgen aus Schattberg- und Löhnersbachformation aus. Eine markante Brekzienlage wurde oberhalb der Karl-Jagdhütte auskartiert. Sie belegt die Existenz der Rinnenfazies der Turbidit-Fächersedimente bis in den Bereich des Paß Thurn.

Bedingt durch das talparallele Streichen der Schiefer-Sandstein-Wechselfolgen ist die gesamte Zone östlich des Paß Thurn von Hangbewegungen betroffen, die ebenfalls eine genaue Rekonstruktion des tektonischen Baues erschweren. Besonders auffällig sind die Berzerreißungen im Bereich des Kuhkaser und Schöntagweidkopfs, die Massenbewegungen in Richtung auf Paß-Thurn-Bundesstraße und Paßhöhe anzeigen.

Stimmelhöhe – Pihappenkogel – Lämperbühelkogel

Dieser Geländestreifen zeichnet sich durch eine große Monotonie der Schieferserien aus. Nur an wenigen Stellen, beispielsweise in den Hochlagen des Hacksteinkares, sind noch Ausläufer des basischen Vulkanismus des Geisstein-Seamounts in Gestalt von Pyroklastika und Tuffitschiefern zu finden. Auf halber Hanghöhe vollzieht sich der Metamorphoseübergang zur Uttendorfer Schuppenzone. Innerhalb der zentralen, monotonen Abfolgen vollzieht sich eine Änderung der Raumlage von flachem Südfallen zu steilem Nordfallen. Dies macht auch in diesem Segment die Existenz einer E–W-streichenden Muldenstruktur wahrscheinlich. Die Fazies der zentralen Schiefereinheit ist indifferent, eine Zuordnung zu proximaler oder distaler Fazies bleibt daher schwierig. Auffallend sind einzelne länger aushaltende Quarzit-Leitbänke, wie beispielsweise im Bereich Manlitz. Diese Lithologien fanden sich bereits in ähnlicher Position auf Blatt Zell am See, damit bleibt die Grund-Architektur am Südrand der Grauwackenzone über mindestens 40 km konstant. Am steilgestellten Südflügel der Struktur kann lückenhaft ein Zug von Metabasitfolgen, vergesellschaftet mit dünnen Kalkmarmoren, Kalkschiefern, Schwarzschiefern und gelegentlich Kieselschiefern verfolgt werden (z.B. Straße zur Bürglhütte N Saueck). Hierbei handelt es sich sehr wahrscheinlich um Äquivalente der Klingler-Kar-Formation, wie sie am Grebisriedel oberhalb Uttendorf nachge-

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

wiesen und biostratigraphisch auf Silur datiert werden konnte.

Die gesamten südgeneigten Talflanken sind instabil. Sackungsstaffeln gliedern die Hänge, die Gipfelflur des Pinzgauer Spaziergangs ist von zahlreichen Bergzerreißungen durchzogen. Große Massenbewegungen füllen auch den hinteren Teil des Stuhlfeldner Baches und überformen das vom Geisstein ausstrahlende glaziale Tal.

Bereich Paß Thurn – NGZ-Südrand

Ein WNW–ESE-streichender Gesteinsverband steilgestellter, duktil deformierter Abfolgen bunter Lithologie am Südrand der Grauwackenzone ist als Uttendorfer Schuppenzone definiert. Die Grenze zwischen der geringer metamorphen Grauwackenzone und dieser höher metamorphen Scherzone ist fließend und verläuft vom Näßlinger Wald über die Paß-Thurn-Höhe, durch die Rundhöckerlandschaft Hinteregg – Vorderegg, etwa parallel zur Paß-Thurn-Straße. Sie bleibt dann in den Südflanken des Pinzgauer Spaziergangs, etwa auf 1200 m Höhe verfolgbar und taucht erst auf Blatt Zell am See, östlich Uttendorf, unter die Talauen der Salzach ab. Die Uttendorfer Schuppenzone erreicht im hier betrachteten Abschnitt eine Mächtigkeit von über 1000 m.

Folgende Gesteine grenzen in linsenartigen Körpern aneinander: Phyllite, Serizitquarzite, Schwarzschiefer, Kalkschiefer, Kalkmarmore, Dolomitspäne, Prasinite, Metagabbros, Porphyroide. Hinzu treten Relikte höher metamorpher Gesteine (Granat-Glimmerschiefer, Augengneise) sowie Granitgneise. Zwei relativ große Granitgneiskörper wurden unterhalb des Gasthofes Resterhöhe und in einem Rundhöcker bei Hinteregg (Lok. 1264 m) festgestellt. Die Granitgneise sind jeweils von einer Hülle aus Metagabbros und Prasiniten umgeben.

Die Matrix dieser Scherzone ist phyllitisch, lokal treten auch Schwarzphyllite und Chloritphyllite auf. Zonen stärkerer Scherdeformation zeigen vermehrt Quarz-Exsudate, wodurch bereits hier ein Quarzphyllit-Habitus entsteht.

Die größten Dolomitspäne befinden sich an der Brücke der Paß-Thurn-Bundesstraße über den Rettenbach und am Burgfelsen von Mittersill. Es handelt sich beim Burgfelsen um einen komplex zusammengesetzten Scherspan aus Dolomitmarmor, Kalkmarmor und Quarziten, der von Schwarzphylliten umflossen wird.

Wie bereits 1986 bei der Definition der Uttendorfer Schuppenzone festgehalten wurde, sind hier Gesteine unterschiedlicher Herkunft und unterschiedlicher Druck-Temperaturgeschichte auf engem Raum vergesellschaftet. Der Bau ist anschaulich mit einer Block-in-Matrix-Struktur zu beschreiben. Aus der Kartierung ist die plausible Annahme abzuleiten, dass ein Großteil der Gesteine sich durch prograde Metamorphose und zunehmende Deformation aus Grauwackenzonen-Material ableiten lässt. Evidenzen wären nur über biostratigraphische Daten möglich, die trotz palynologischer Untersuchungsansätze leider bisher ausblieben. Die engräumige Wechselfolge und die Linsenarchitektur gestalteten die Kartierung der Zone äußerst zeitraubend.

Die pT-Bedingungen der Scherdeformation für die Gesamtzone lassen sich auf den Bereich des mittleren Lowgrade eingrenzen, da Dolomit noch der Sprödverformung unterliegt, während benachbarte Kalkmarmore plastisch deformieren.

Südlich an die Uttendorfer Schuppenzone grenzt der Innsbrucker Quarzphyllit an. Die Grenze ist 100 m S der Burg Mittersill an der Paß-Thurn-Straße aufgeschlossen. Sie verläuft dann etwa parallel zur Rampe der Bundesstraße im Hang unterhalb und quert den Rettenbach knapp unterhalb des Bergbaustollens. In den mehrphasig duktil deformierten Scherzonen-Gesteinen liefert das erste Auftreten von Biotit einen makroskopischen Hinweis auf die Lage der Grenze zum Quarzphyllit.

Auffällig ist die Zerteilung des duktilen Lagenbaus durch junge Sprödbrüche. Hier ist vor allem das Paß-Thurn-Lineament zu nennen, welches auch innerhalb der Grauwackenzone ein Mosaik gegeneinander verkippter Schollen verursacht. Nach der Kartierung sind die Bewegungen in der Summe dextral, an kleineren Störungen sind auch sinistrale Bewegungen nachgewiesen.

An spitzwinklig zur Salzachstörung verlaufenden Zweigstörungen wird die Uttendorfer Schuppenzone immer wieder nach N in Richtung schwächergradiger Grauwackenzone zurückversetzt. Gelegentlich wird eine Mega-Knickfaltung kartenbildprägend, so z.B. in den Hängen nördlich Mittersill und Stuhlfelden (Thalbach, Burkbach, Hackstein, Stickl). In der Summe verursacht dies, dass trotz des spitzen Winkels zur Salzachtalstörung (ca. 100° Streichen) die Scherzone von Uttendorf bis Mittersill immer im tieferen Hangdrittel der nördlichen Hangflanke des Salzachtals verbleibt.

Strukturell passt sich der Bau gut in die Gesamtsituation ein; perlschnurartig lassen sich Dolomitspäne vom Großen Rettenstein bis nach Uttendorf verfolgen; dieser Kette gehört auch der Burgfelsen von Mittersill an. Sie werden als Scherspäne von Spielbergdolomit interpretiert und befinden sich jeweils rund 100 m bis 200 m hangend der duktilen Grenze zum Innsbrucker Quarzphyllit.

Im Hochglazial hatte der Paß Thurn die Funktion einer Transfluenzzone. Dies bewirkte eine eindrucksvolle Rundhöckerlandschaft, in die immer wieder Moorlandschaften eingebettet sind, wie das Naturdenkmal Wasenmoos in Hörweite der modernen touristischen Transfluenzzone des Paß Thurn. Moränenbedeckung und Häufung von Findlingen beim Mühlbauern weisen auf einen möglichen Gletscherstand während des Spätglazials hin.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 122 Kitzbühel

JÜRGEN REITNER

Im Zuge des fortgeschrittenen Kartierungsprojektes ÖK 122 Kitzbühel wurden im Frühjahr und im Herbst 1997 die „übriggebliebenen“ Areale im Bereich Hahnenkamms und der Jochberger Ache in enger Zusammenarbeit mit G. PESTAL (Kartierung der GWZ) kartiert.

Nördlich Hahnenkamm: Klausenbach – Brandseitenbach

Die graue bis rotbraune Grundmoräne des Würm-Hochglazials stellt, abgesehen von dem punktuellen Vorkommen von Bänderschluff und Schuttstromablagerungen am Ausgang des Klausenbaches im Liegenden derselben (s. Bericht 1995, Jb. Geol. B.-A., **139**/3), das älteste quartäre Sediment in diesem Abschnitt dar und dominiert flächenmäßig das Areal zwischen Brandseitengraben im Westen und Graben W' Zenzern im Osten. Das Komponentenspektrum spiegelt mit den Metasedimenten und dem Quarzporphyr der GWZ wie auch des Permoskyth samt Basisbrekzie die lokale Geologie wieder. Gelegentliche Zentralgneisblöcke sind die einzigen erratischen Geschiebe.

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

Hochgelegene Staukörper am Eisrand belegen das phasenhafte Abschmelzen des Eisstromnetzes im frühen Spätglazial, schon vor dem „Bühl" sensu MAYR & HEUBERGER (1968). So ist östlich und südlich der Niederen Streifalm in 1260 m ü. NN die Ansatzfläche einer spätglazialen Eisrandterrasse zu erkennen, die den Quelltrichter des Klausenbaches einnahm. Die zugehörigen Deltasedimente (WNW-fallende rötliche Feinsande in Wechsellagerung mit Grob- und Feinkies) mit intraformationellen „slumpfolds" sind im Quellast 300 m ENE' der Nd. Streifalm in 1255 m ü. NN aufgeschlossen. Das Geöllspektrum ist stark durch die in der Umgebung vorkommenden permischen Ablagerungen (Grödener Formation, Basisbrekzie mit Karbonatgeröllen) geprägt. Daneben sind Geschiebe von Quarzporphyr und GWZ-Schiefer in den Sedimenten vertreten. Derartige geschichtete Sedimente mit eingeschalten Diamiktlagen (debris-flow-Ablagerungen) und Schluff-Sandeinschaltungen sind im Klausenbach bis hinab auf 1000 m ü. NN. zu finden.

Ein weiterer kleiner Staukörper am Eisrand aus der frühen Phase des Eiszerfalls ist im Bach zwischen Neuhauseralm und Zenzern aufgeschlossen. Dieses Paket besteht aus flach gegen NNW fallenden Bänderschluffen mit drop-stones und eingeschalteten debris-flow-Ablagerungen im Liegenden (1020–1040 m ü. NN) und mit 25° gegen W fallenden sandigen Kiesen (foreset) im Hangenden (1040–1055 m ü. NN). Eine Überlagerung dieser Sedimente durch graue Grundmoräne am Top und damit eine kleine Oszillation während der Abschmelzphase kann aufgrund der Aufschlußverhältnisse nicht vollkommen ausgeschlossen werden.

Auch im Brandseitengraben sind beiderseits des Baches zwischen 960 und 1100 m ü. NN Reste eines Eisrandkörpers zu finden. Es handelt sich hiebei – wie auf der orogr. linken Seite in 1000–1045 m ü. NN zu sehen – um rötliche sandige Kiese in Wechsellagerung mit Schluffen und Grobsanden. Gekippte Schluffe und Feinsande, die auf die unmittelbare Nähe zu abschmelzendem Eis hindeuten, sind am Nordende zu finden. Schlecht sortierte, tw. konglomerierte Schotter aus lokalem Material (max. KG 40 cm) bilden das Top der Terrassenschüttung.

Im Hangfußbereich zur Talweitung der Aschauer Ache südlich der Fleckalmtalstation liegen bis in eine Höhe von ca. 820 m ü. NN tiefergelegene Terrassensedimente vor, die als eine östliche Fortsetzung der gleichartigen Ablagerungen von Kirchberg (ÖK 121) anzusehen sind Dieses Vorkommen wie auch jenes auf der nördlichen Talflanke (300 m SW' Hennleiten) belegt die letzte Phase eines zusammenhängenden Eiskörpers in diesem Abschnitt zwischen Brixental und Kitzbühler Raum.

Die fluviatile Erosion durch den Klausenbach sorgt besonders in den Eisrandsedimenten im oberen Abschnitt des Quelltrichters für aktive Massenbewegungen. Beispielhaft hierfür sind die mustergültig ausgebildeten Staffeln von aktiven Rotationsgleitungen zwischen 1200 und 1250 m ü. NN an der orograpisch linken Flanke des Grabens ENE' Nd. Fleckalm.

Tal der Jochberger Ache

In diesem Abschnitt musste teilweise eine Revision zur Abstimmung der bisherigen Kartierung von WALTL, HEINISCH und PESTAL, überwiegend aber eine Neukartierung durchgeführt werden.

Südlich Jochberg

S' Parzen konnte an der östlichen Talseite der Jochberger Ache das nach WALTL südlichste Vorkommen von „Kitzbühler Terrasse" (prä-Hochwürm) nicht verifiziert werden. Zwischen Parzern und dem Bach N' Kt. 1136 ist in 940–980 m ü. NN nur ein kleines Vorkommen von Eisrandsedimenten (Sand-Schluff-Kies) kartierbar, welches von Osten geschüttet wurde. Die talrandnahen Flanken bis zum Weiler Schradler bestehen aus glazial abgeschliffenen Felsen (E' Irler) und Grundmoräne.

Die Glazialmorphologie wird in diesem Hangfußbereich des Schützenkogels durch Massenbewegungen überprägt (vgl. HEINISCH, Jb. 1997, **140**/3). Bedingt durch das N–S-Streichen der Gefügeelemente (parallel zum Haupttal) bzw. steile ±Ostfallen der s-Flächen in diesem Bereich gibt es eine Reihe von Zerrgräben und in den Hang einfallende antithetische Abschiebungen (z.B. W' Weiler Perlberg und Kt. 1136), die durch ein Herauskippen an Schieferungsflächen und b-c-Klüften hervorgerufen wurden.

Aubach – Saukaserbach

Östlich und südlich der Bruggeralm befinden sich ausgedehnte Moränenablagerungen eines spätglazialen Lokalgletschers mit Einzugsgebiet Aubach. Das lokale Spektrum mit Schattberg- und Löhnersbachgeschieben ist gut in der Grundmoräne nächst der Kote 1265 (bei Talstation der Schilifte) zu erkennen. Die deutlich ausgebildete Endmoräne ist nur auf der südlichen Talseite erhalten und setzt 200 m SE' Kt 1265 in 1300 m ü. NN an und ist gegen NE in leicht bogenförmiger Ausbildung bis zum tief in die Löhnersbach-Formation eingeschnittenen Aubach zu verfolgen. Östlich des nordöstlichsten Ausläufers der Endmoräne (Kt. 1282 in alten Karten) schließen zwischen 1200 und 1240 m ü. NN Eisrandsedimente an, die entlang des Forstweges einen Übergang von Moräne zu mit 20–25° gegen E bis ENE geschütteten Sanden und Kiesen (Delta-foreset) erkennen lassen. Innerhalb des Moränenkranzes wie auch am Top der Endmoräne als auch innerhalb der Eisrandesdimente sind neben den GWZ-Schiefern immer wieder Zentralgneisgeschiebe zu finden.

Zusammenfassend muss es sich hier um einen Lokalgletscherstand handeln, der zu einem Zeitpunkt erfolgte, als das Jochberger Tal noch bis etwa 1240 m mit Eis erfüllt war. Das kann nach großräumigen Überlegungen nur bei intaktem Eisstromnetz – also wahrscheinlich während eines dem „Bühl" vergleichbaren Gletscherstandes – gewesen sein, da zu einem späteren Zeitpunkt kein Eisübertritt vom Salzachtal über den Paß Thurn (1274 m) möglich war.

Zwischen Aubach und der Ortschaft Jochberg sind auf der westlichen Flanke des Achentales keine Glazialreste erhalten, die der Rekonstruktion eines zuvor erwähnten Gletscherstandes dienlich sind. Selbst die ±hangparallele Wallform SW der Kirche Jochberg in 1040–1060 m ü. NN, die sich in einer ähnlichen Position wie die von PATZELT (Innsbr. Geogr. Mitt., **2**, 1975) erwähnte Ufermoräne eines eines Bühl-zeitlichen Gletscherstandes befindet, lässt bei den spärlichen Aufschlüssen nur kompakte graue Grundmoräne erkennen.

Am Ausgang des Saukasergrabens sind an beiden Seiten zwischen 980 und 1020 m ü. NN Moränenwälle zu sehen. Am deutlichsten ist jener am Bärenbichl ausgebildet, wo – leider nur in Maulwurfshügeln – sandig-kiesiges, glazial bearbeitetes Lokalmaterial zu finden ist. Der Konnex dieser nur in spärlichen Resten erhaltenen Moränenablagerungen des Saukasergraben-Lokalgletschers, dessen Ausdehnung ebenso einen Bühl-Stand vermuten lässt, zu einem Eiskörper im Jochberger Tal bleibt unklar. Durch die enormen Massenbewegungen an beiden Flanken des Saukasergrabens ist zudem die Rekonstruktion der Gletscherausdehnung taleinwärts nicht möglich.

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

Die erosiv zerschnittenen Rücken südlich des Saukaserbaches bestehen abgesehen von einem kleinen isolierten Vorkommen von Eisrandschottern, welches in 1050 m ü. NN vom Forstweg W' Ed angeschnitten wird, aus grauer Grundmoräne mit GWZ-Material.

Da der Hang zwischen Saukasergraben und Hoferbach („Haberberg") erstens nur im Hangfußbereich von Grundmoräne (meist verrutscht) bedeckt sowie durch Massenbewegungen in der Löhnersbach-Formation geprägt ist, sind auch hier keine Kenntnisse zur spätglazialen Entwicklung zu gewinnen.

Hofergraben – Berging

Der von KLEBELSBERG (Z. f. Gletscherkde, 28, 1942) beschriebene und als „Schlern"-zeitliche Endlage eines Lokalgletschers gedeutete Wall auf der Nordseite des E' der Bocksaualm (1294 m) besteht aus grauer Grundmoräne. Das Vorkommen von verkippten Eisrandsedimenten an der orogr. linken Flanke Hofergraben in 1170 ü. NN zeigt allerdings, dass die von dem Wall gegen E abgegrenzte Mulde (Bocksau-Alm sensu KLEBELSBERG) kein Produkt der postglazialen Erosion ist. Es ist als kleines „Becken" eines spätglazialen Bocksau-Lokalgletschers zu betrachten, dessen abschmelzendes Eis zusedimentiert wurde.

Tiefere, überwiegend von Schwemmfächern überlagerte Eisrandsedimente mit einer deutlichen Terrassenkante zur Ache liegen noch N' Berginger vor.

Wiesenegg

Südlich des Wieseneggbaches befinden sich auf der westlichen Talseite der Jochberger Ache nur erosiv zerschnittene Grundmoränenablagerungen (z.B. oberhalb Schlichter). Generell ist der Hangfuß des Schützkogelkammes von der Sackungsmorphologie (s. Abrisskante W' Kreuz 1465; vgl. HEINISCH) geprägt, sodass abgesehen von einzelnen Grundmoränenvorkommen keine Glazialsedimente erhalten sind.

Ganz im Gegensatz zur östlichen Talseite, wo die Götschenkapelle (936 m) bei Wiesenegg auf einem deutlichen – gegen Süden durch den Wieseneggbach abgeschnittenen – Seitenmoränenwall steht, der von PATZELT den „jüngeren Vorstößen" des Bühl-Stadiums zugeordnet wird. Entlang des Weges vom Wieseneggraben zur Götschenkapelle ist der Übergang von kompakter, stark schluffiger, grauer Grundmoräne an der Basis zur sandigeren Seitenmoräne im Hangenden zu sehen. Im Gegensatz zu PATZELT ist aber von einer Zentralgneis-Dominanz in den Geschieben nichts zu finden. Das Spektrum wird von Schattberg- und Löhnersbach-Formation sowie Quarzporphyr geprägt. Zentralgneis-Geschiebe sind selten, aber im Gegensatz zum GWZ-Material gut gerundet. Die bisherigen Ergebnisse zeigen, dass hier die Endlage eines – wahrscheinlich bühlzeitlichen – Achengletschers (mit Eiszufluss über den Paß Thurn) gegeben ist.

Von der Götschenkapelle gegen Norden bis zum Einödgraben (Bach W' Kochau) sind in kleinen Aufschlüssen (Quellnischen) Wechsellagerungen von sandig-kiesigen Ablagerungen und schwach geschichtete Sedimente mit eingeregelten Komponenten (mud-flow-Ablagerungen) anzutreffen.

Im Einödgraben (Bach W' Kochau) ist zwischen 820 und 850 m ü. NN wohl in räumlicher wie auch stratigraphischer Hinsicht die quartärgeologisch komplexeste Situation des Kartenblattes ÖK 122 aufgeschlossen. Das Idealprofil ist im ca. 8 m hohen Aufschluss 300 m W' der Bundesstraße auf der südl. Talflanke vom Liegenden gegen das Hangende zu sehen:

An der Basis befindet sich Einheit I (Mächtigkeit: 4 bis max. ?20 m) bestehend aus schlecht sortierten Kiesen bis Diamikten (Schuttstrom- und Wildbachablagerungen mit lokalem Geschiebe) mit den durch WALTL (Diplomarbeit Univ. Innsbruck, 1992) bekannten geplätteten Hölzern sowie Schluffen. Die Lagerung ist durch glaziotektonische Deformation übersteilt. Zum Teil sind auflastbedingte diapirförmige Entwässerungsstrukturen im Meterbereich zu sehen, die gegen das Top gekappt sind und von einem weit verfolgbaren beigen sandigen Schluff (Einheit III) diskordant überlagert werden. Am Top von Einheit I sind in diesem Aufschluss nur Zentralgneisblöcke zu sehen, wogegen 150 m östlich im nördlichen Quellast des Baches in dieser Position graue Grundmoräne (Einheit II) mit gekritzten Geschieben zu finden ist. Einheit III weist in den umgebenden Aufschlüssen eine enorme Variabilität mit Bänderschluffen samt eingelagerten dropstones, sich mehrfach wiederholenden fining-upward-Sequenzen von Turbiditabfolgen (Kies bis Schluff) und massigen Kiesen auf. In letzterem Material war in dem zuoberst erwähnten Aufschluss eine – anhand eines dünnen Schluffbandes und der Längsachsen der plattigen Gerölle nachvollziehbare – Liegendfalte mit steil geneigter Achsenfläche zu erkennen, die wiederum nur mit glaziotektonischer Deformation erklärbar ist. Der Kontakt der glaziofluviatilen bislakustrinen Einheit III (Mächtigkeit $>$4 m) mit der grauen Grundmoräne im Hangenden (Einheit IV) war aufgrund kleinerer Rutschungen nicht direkt zu sehen. Allerdings ist partienweise eine Sonderentwicklung der Einheit IV mit einem stärkeren Feinsandgehalt erfassbar, wobei unregelmäßige „Moränen-Aggregate" von Feinsand umgeben sind. Diese Fazies kann als Umlagerungsprodukt eines in einen Eisrandsee vorstoßenden Gletschers gedeutet werden.

Im Graben S' Gehöft Pürsting ist die Situation vergleichbar, aber durch Rutschungen schlechter aufgeschlossen.

Zusammenfassend ist die Einheit I aufgrund der Holzfunde und der Pollenanalysen der Schluffe (Dr. DRAXLER) ins Eem (nach der *Abies/Carpinus*-Phase) bis 1. Frühwürm-Interstadial zu stellen. Der Polleninhalt entspricht weitgehend dem des Vorkommens am Lebenberg (s. Bericht 1996, Jb. Geol. B.-A., **140**/3, 1997) und zeigt zum Zeitpunkt der Sedimentation eine geschlossene Waldbedeckung mit Dominanz von *Picea* an. Das starke Auftreten von *Alnus* und die Sedimente ergeben das Bild einer versumpften Talflur, deren Sedimentationsgeschehen durch die seitlichen Schwemmfächer dominiert wird. Schluffsedimente aus dem Rückstaubereich zwischen den Schwemmfächern verzahnen sich mit Holz-führenden Murensedimenten.

Zwischen Einheit II, die vorerst als stark erodierter Rest der Würm-Hochglazial Grundmoräne anzusprechen ist, und dem Top von Einheit I ist damit ein zeitlicher Hiatus festzustellen, der in erster Linie auf die glaziale Erosion zurückführbar ist. Die Ablagerung der glazio-lakustrinen bis fluviatilen Sedimente (Einheit III), welche bis auf einige umgelagerte Pollenaus dem Liegenden frei von Pollen und org. Detritus sind, erfolgte in einer Rückzugsphase des spätglazialen Achengletschers, der danach erneut zumindest bis zum Rücken des Gehöftes Pürsting vorstieß (Ablagerung der hangenden Grundmoräne mit Sonderfazies – Einheit IV; glaziale Deformation des Materials im Liegenden). Mit diesem Vorstoß könnte die N–S-verlaufende vernässte Mulde in ca. 1000 m ü. NN bei Kochau im Zusammenhang stehen, die als randglaziale Entwässerungsrinne anzusprechen ist. Endmoränen dieser klei-

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

nen Oszillation sind nicht zu finden, da selbst die langgestreckten Rücken westlich der Entwässerungsrinne aus Grundmoräne bestehen und am Pürsting-Rücken bis auf einen kleinen Acker mit schottrigem Boden westlich des Gehöfts Grundmoräne vorliegt. Die Endmoräne vom Götschenbühel wie auch kleine Vorkommen von Eisrandsedimenten (Schluff bis Kies) zwischen den 2 Quellästen des Einödbaches belegen die letzte fassbare Endlage des (?bühlzeitlichen) Achengletschers. Die der Lokalmoräne beim Aubach vorgelagerten Eisrandsedimente wie auch die Sedimente am Bärenbichl, die noch eine „Berührung" zwischen Achengletscher und Saukasergletscher erwarten lassen, sind mit einer dieser letzten Oszillationen in Verbindung zu bringen. Der Einfluss des Tauerneises ist mehr in den Findlings-Blöcken als in der Grundmoräne ersichtlich.

Die oft beschriebene Terrasse (s. WALTL 1991) von Filzen, deren Aufbau deutlich im Bach S' Mairhofen zu sehen ist, liegt auf Grundmoräne und besteht aus horizontal bis flach gegen NE geschichteten sandigen Kiesen und stellt mit korrespondierenden Ablagerungen bei Hechenmoos die spätglaziale Verfüllung des letzten Zungenbeckens der Moräne bei Götschenbühel dar.

Aurach – Kitzbühel

An der östlichen Talflanke der Jochberger Ache von der Mündung des Aurachbaches gegen Norden dominieren Grundmoränenflächen mit Drumlins, aus denen markante Felsen, bestehend aus Spielbergdolomit (s. Kartierung HEINISCH), herausragen.

Die prä-hochwürmzeitlichen Sedimente in der klassischen Ausbildung als sandige Kiese („Kitzbühler Terrasse") treten etwa ab Höhe Malern auf und ziehen beiderseits der Ache – meist von Schwemmfächern überlagert – gegen Norden in das Stadtgebiet. Die Oberkante liegt max. 40 m über dem Niveau der rezenten Talflur.

Ein weiteres Beispiel für den inhomogene Aufbau der sogenannten „Kitzbühler Terrasse" (vgl. Bericht 1996, Jb. Geol. B.-A., 1997, **140**/3) ist im Graben unmittelbar N' der evangelischen Kirche aufgeschlossen. Dort sind in 755–760 m ü. NN glaziolakustrine Sande und Schluffe über verhältnismäßig locker gelagertem Diamikt ohne gekritzte Geschiebe zu finden. Gemäß den Erkenntnissen vom gegenüberliegenden Lebenberg (s. Bericht 1996, Jb. Geol. B.-A., 1997, **140**/3) ist hier ein Abschnitt jener – nur aus den Bohrprotokollen bekannten und vorerst ins Spätriß gestellten – Beckenfüllung aufgeschlossen, die am Lebenberg im Liegenden der torfigen Schluffe (Eem bis 1. Würm Interstadial) erbohrt wurde.

Eine weitere Sonderentwicklung der prä-hochwürmzeitlichen Sedimente ist im Bachbett des Koglergrabens in 820 m ü. NN im Liegenden der Grundmoräne aufgeschlossen. Es handelt sich hiebei um stark konglomerierte mäßig sortierte Schotter aus angerundeten bis gut gerundeten Geröllen (KG bis zu 40 cm). Die lokale Provenienz des Komponentenspektrums (alle Varietäten der Spielbergkarbonate, Quarzporphyr, Schattberg-Formation, untergeordnet Metatuffite) sowie das Einfallen der Bänke mit bis zu 30° gegen W bis SW belegen hier ein vom Köglerbach geschüttetes Delta. Es könnte sich in diesem Fall ebenso um ein Erosionsrelikt einer glaziofluviatilen Ablagerung aus dem „Spätriß" handeln.

Spätglaziale Eisrandsedimente des Würm sind im Abschnitt Achbach bis Köglerbach spärlich vertreten. So ist im Bach N' Mauring (durchfließt die Badhaussiedlung) zwischen 800 und 880 m Seehöhe ein Eisrandkörper (Schluffe – Sande – Kiese – Diamikte) angeschnitten, von dessen südöstlichem Ansatzpunkt eine flachen Mulde bei der Talstation der Bichlalmlifte (904 m) gegen SSE bis zum Aschaubach reicht. Letztere ist als eisrandnahe Entwässerungsrinne anzusehen.

Der Rücken NW' Kapelle 942 (bei Eben) besteht aus Grundmoräne mit Zentralgneisgeröllen und einem erhöhten Sandgehalt. Im nordwestlichsten Ausläufer dieses Rückens setzt sich bei 870 m. ü. NN deutlich ein Wall vom Hang ab, der im hangendsten Abschnitt – am Abhang zum Köglergraben – in 840 m ü. NN aus sandigen Diamikten (mit Zentralgneisgeröllen) in Wechsellagerung mit Sand-Schluff-Lagen aufgebaut ist. Östlich davon sind in der Rutschmasse auf der orogr. linken Seite des Köglergrabens in Höhe der Geschiebesperre Bänderschluffe mit dropstones und grauer sandiger Moräne im Hangenden aufgeschlossen.

Trotz der schlechten Aufschlussverhältnisse ist hier eine durch den Rest eines Talverbaus dokumentierte Randlage eines spätglazialen, von Tauerneis genährten Achen-Gletschers belegt. Die Ablagerung der Eisrandterrasse N' des Köglerbaches (z.T. im Golfgelände) mit einer Kante in 800 m ü. NN erfolgte nach diesem ebenfalls dem „Bühl" vergleichbaren Gletscherstand.

Der Rücken des Hagstein und seine Ausläufer Richtung NW bestehen, abgesehen von kleinen Quarzporphyr-Aufschlüssen, aus grauer Grundmoräne, deren Geröllspektrum alle Varietäten der GWZ sowie gelegentlich Zentralgneis aufweist. Die langgestreckten Rücken sind tw. Drumlins und tw. Erosionsformen.

Zusammenfassend hat die quartärgeologische Aufnahme des Achentales den inhomogenen Aufbau der präwürmhochglazialen Ablagerungen („Kitzbühler Terrasse") bestätigt. Die Sedimente mit Pflanzenfossilien von Kitzbühel-Lebenberg und Aurach-Einödgraben markieren das Niveau eines alten Talbodens aus dem ausgehenden Eem (nach der *Abies-Carpinus*-Phase) bis 1. Frühwürm-Interstadial, dessen Höhenlage gegen Norden vermutlich mit dem Lignit-Vorkommen von Apfeldorf bei St. Johann (s. Bericht 1996, Jb. Geol. B.-A., 1997, **140**/3) verfolgbar ist. Aus den Lagerungsverhältnissen, besonders im Raum Kitzbühel, ist die Ansprache der sandig-kiesigen Sequenzen als Vorstoßschotter, welche im Vorfeld des vordrängenden würmhochglazialen Gletschers abgelagert wurden, zum Teil in Frage zu stellen. Ein Teil dieser Abfolgen ist als Beckenfüllung (Schluff bis Kies) möglicherweise aus dem ausgehenden Riß zu bezeichnen.

Die würmspätglaziale Entwicklung in Talrandnähe ist zum Teil sehr schlecht abgesichert. Die Endmoräne des Achengletschers bei der Götschenbühel-Kapelle sowie auch die End- bzw. Seitenmoränen am Ausgang des Saukaser- sowie des Aubachgrabens sind Ausdruck der – bzw. zeitgleich mit – den letzten Zuckungen des Eisstromnetzes im Tal der Jochberger Ache. Nördlich Aurach sind die Dokumente des Eiszerfalls spärlich und die Gletscherausdehnung ist de facto nicht zu rekonstruieren.

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

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 124 Saalfelden

WOLFGANG JARITZ
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde der Südabhang des Steinernen Meeres im nordwestlichen Abschnitt des Kartenblattes mit den Schwerpunktgebieten Buchweißbachtal und dem Höhenrücken Lichte Tanne – Kienberg kartiert.

Großtektonisch gehört das Gebiet der Staufen-Höllengebirgsdecke (Tirolikum) im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen an und wird aus einer aufrecht liegenden Schichtfolge permo-skythischer bis obertriassischer Gesteinsserien aufgebaut.

Das tiefste aufgeschlossene Schichtglied im Untersuchungsraum ist die Reichenhaller Rauhwacke, eine Breccie aus eckigen, scharfkantigen dunklen Dolomitstücken mit einem hellgrauen, kalkigen, oft porösen Bindemittel, welche durch eine kleine Wandstufe am Waldrand nordöstlich Wiesing aufgeschlossen wird. Darüber folgen dunkle bis schwarze, calzitdurchäderte Gutensteiner Dolomite, die unterhalb der neuen Forststraße Richtung Jagdhütte Lichte Tanne erneut von Reichenhaller Rauhwacke überlagert werden und auf eine Verschuppung in diesem Abschnitt des Untersuchungsgebietes hindeuten. Weitere Hinweise auf einen derartigen tektonischen Feinbau konnten im diesjährigen Kartierungsraum an der Kienberg-Südseite nicht nachgewiesen werden.

Über den hangenden Reichenhaller Rauhwacken folgen erneut Gutensteiner Dolomite in der bereits beschriebenen Ausbildung. Diese werden gegen oben hin von dickbankigeren, dunkelgrauen bis grauen Dolomiten abgelöst, welche ebenfalls der Gutensteiner Formation zugerechnet werden. Lässt sich der basale Teil der Gutensteiner Formation (dünnbankige, schwarze Dolomite) am Südhang des Höhenzuges Lichte Tanne – Kienberg von der Clessinsperre bis in den Bereich Grünwaldgut verfolgen, so sind die hangenden Abschnitte (graue dickbankige Dolomite) nur auf den östlichen Teil dieses Untersuchungsabschnittes beschränkt.

Das nächsthöhere Schichtglied in diesem Abschnitt ist der Steinalmkalk, welcher am besten an seiner Typuslokalität, entlang der Öfenbachforststraße in unmittelbarer Nähe zur Clessinsperre, studiert werden kann. Der Steinalmkalk ist ein hellgraues, dickbankiges, gegen das Hangende dünnbankiger werdendes Gestein, welches durch algen- und crinoidenreiche Lagen charakterisiert ist. Im Profil der Öfenbachforststraße folgen über dem Steinalmkalk dunkelgraue, dünngebankte meist hornsteinführende Knollenkalke (Reiflinger Kalke). Die Grenze Steinalmkalk/Reiflinger Kalk folgt über einer obersten Crinoidenschuttlage des Steinalmkalkes, welche über einen Emersionshorizont, der, über weite Bereiche der Nördlichen Kalkalpen verfolgbar (KRAINER & STINGL, 1986), die Umgestaltung und Differenzierung des Sedimentationsraumes an der Grenze Pelson/Illyr markiert.

Dem Reiflinger Kalk im Öfenbachprofil sind mehrere Zentimeter mächtige, grünliche Tufflagen zwischengeschaltet. Abgeschlossen wird das Profil von einem geringmächtigen, bunten, hellroten bis grünlichen hornsteinführenden Knollenkalk mit tiefroten Schmitzen (Schusterberg-Kalk). Dessen geringe Mächtigkeit ließ eine Ausscheidung auf der Karte jedoch nicht zu. Die Mächtigkeit des Steinalmkalkes beträgt am Kienberg-Südhang zwischen 50 und 70 m, jene des Reiflinger Kalkes an die 30 bis 35 m im Bereich des Öfenbachprofils. Letzterer keilt gegen Westen aus und tritt nur mehr auf ca. 900 m NN in Nähe der Grünwaldgut-Forststraße nochmals kurz auf.

Als höchstes und mächtigstes Schichtglied tritt im Bereich Lichte Tanne – Kienberg der Wettersteindolomit (Ramsaudolomit) auf. Dabei handelt es sich um einen hellgrauen bis weißen, zuckerkörnigen, ungeschichteten, kleinstückigen Dolomit, der im Bereich des diesjährigen Untersuchungsgebietes eine Mächtigkeit von an die 400 m erreicht.

Die gesamte Abfolge von Reichenhaller Schichten bis zum Wettersteindolomit am Südabhang der Lichten Tanne bzw. des Kienberges fällt recht einheitlich mit ca. 30–40° nach Norden ein. Durch die Talanlage des Saalfeldener Beckens und den dadurch vorhandenen Verschnitt von Schichtfallen und Gelände steht der Wettersteindolomit am westlichen Blattrand im Talsohlenniveau an, alle folgenden tieferen Schichtglieder tauchen, je mehr man sich gegen SE wendet, aus der quartären Beckenfüllung auf.

Verglichen mit der Aufschlusssituation am Südabhang der Lichten Tanne wird an der Nordseite durch den tief eingeschnittenen Buchweißbach, dem Klausgraben sowie dem Windbachgraben der Fels an vielen Stellen freigelegt. So können im Buchweißbachtal aber vor allem in den Seitengräben zahlreiche Störungen bzw. Blattverschiebungssysteme beobachtet werden

Alle diese Talanlagen sind an derartige Schwächezonen gebunden, jene des Buchweißbachs an eine ENE–WSW-streichende (sinistrale?) Seitenverschiebung. An ihr wurden zwischen Klaus- und Windbachgraben Wettersteindolomit und der hangende Hauptdolomit mehrere hundert Meter aneinanderbewegt, wobei der Hauptdolomit die orographisch rechte, der Wettersteindolomit die orographisch linke Talflanke aufbaut.

Zwei weitere Blattverschiebungssysteme folgen den beiden Seitentälern Klaus- und Windbachgraben. Während der Klausgraben wiederum die markante morphologische Grenze zwischen Wettersteindolomit und Hauptdolomit markiert, ist die Blattverschiebung im Windbachgraben ausschließlich im Hauptdolomit angelegt. Bei beiden Störungssystemen handelt es sich um NNE–SSW-streichende, vermutlich dextrale Blattverschiebungen, die in ähnlicher Orientierung auch in drei weiteren, kleineren Seitengräben an der orographisch rechten Talflanke des Buchweißbachtales nachgewiesen werden konnten. Dazu zählt ein Seitengraben zwischen Klausgraben und der Einmündung des Buchweißbachtales in das Saalachtal, sowie zwei Gräben unmittelbar östlich des Windbachgrabens.

Ausgenommmen im Winbachgraben konnte die Fortsetzung der oben erwähnten NNE/SSW-streichenden Systeme an der orographisch rechten Talflanke des Buchweißbachtales nicht eindeutig nachgewiesen werden, wenngleich zahlreiche morphologische Hinweise auf derartige grabenübergreifende Blattverschiebungen hindeuten (z.B. Klausgraben bzw. sein Pendant an der südlichen Talflanke).

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

Die enge Beziehung zwischen vorhandener Tektonik und der heutigen topographischen Ist-Situation wird im oberen Bachabschnitten von Klaus- und Windbachgraben deutlich. Dort kommt es in beiden Gräben auf der selben geographischen Höhe zu einem Umschwenken im Bachverlauf von vorerst NNE–SSW auf NE–SW und einer weiteren Änderung wieder auf NNE–WSW im obersten Bachverlauf, ein Umstand, welcher auch hier durch Blattverschiebungssysteme vorgegeben wird. Zahlreich Störungszonen, vor allem jene im Hauptdolomit, sind durch meist mehrere Meter mächtige Mylonitzonen markiert, wobei das Gestein als rot durchäderte, feinstückelig zerbrochene tektonische Breccie vorliegt (z.B. Grabenausgang Klausgraben).

Abschiebungen treten im gegenständlichen Untersuchungsraum gegenüber den bereits erwähnten Seitenverschiebungen zurück. Derartige Flächen konnten nur entlang der Rosenbichl-Forststraße auf 940 m ü.A. oder im Klausgraben auf 960 m ü.A. als N/S-streichende Bruchsysteme auskartiert werden.

Bei der Zusammenschau des beobachteten tektonischen Inventars im Bereich Buchweißbachgraben, Klausgraben und Windbachgraben ergibt sich ein vergleichsweise kompliziertes Bild, welches durch zwei Seitenverschiebungssysteme – das erste NNE–SSW-, das zweite NE- bzw. ENE–SW- bzw. WSW-streichend – dominiert wird. Bei Auswertung aller bis jetzt zur Verfügung stehenden Daten erscheinen die NNE–SSW-verlaufenden Störungen jüngeren Datums. Eine abschließende Beurteilung erscheint jedoch erst nach Untersuchung der angrenzenden Nachbargebiete sinnvoll.

Bereits indirekt wurde auf das fehlende Karn in Form des Raibler Horizontes im Bereich Buchweißbach und Klausgraben hingewiesen, wo Wettersteindolomit und der hangende Hauptdolomit aufgrund der beschriebenen Bewegungsflächen direkt aneinandergrenzen. Aber auch dort, wo die Lagerungsverhältnisse nicht gestört erscheinen, sind die Raibler Schichten tektonisch reduziert und ausgequetscht. Sie fehlen zwischen Wettersteindolomit und Hauptdolomit im Graben südöstlich von Brunnötz ebenso wie über weite Strecken entlang dieser Schichtgrenze im Bereich Rosenbichlgraben. Nur auf einer Länge von ca. 20 m sind sie im letztgenannten Graben auf 1100 m ü.A. in Form brauner Sandsteine und Tonschiefern mit einer Mächtigkeit von einigen wenigen Metern aufgeschlossen.

Der Hauptdolomit im Untersuchungsgebiet ist in seiner typischen Ausbildung ein meist massiger, hellgrauer, im Anschlag dunkelgrauer bis bräunlicher, seltener mittelgrauer, stark grusiger Dolomit. Es treten aber auch gut geschichtete, graue, zuweilen auch rötlichgraue stark kalkige Varietäten auf, wie zum Beispiel am Südabhang des Rosenbichels oder zwischen Rosenbichel und Bärenkopf.

Als Kammbildner und zugleich höchstes Schichtglied im Untersuchungsraum folgt über dem Hauptdolomit der gebankte Dachsteinkalk. Die gut ausgebildeten Dachsteinkalkbänke, mit Bankmächtigkeit von 0,5 bis 2 m, vereinzelt auch bis 5 m, erlauben eine zumeist scharfe Trennung zum unterlagernden Hauptdolomit, sofern die Schichtgrenze nicht durch Hangschutt verdeckt oder sich im unzugänglichen Gelände befindet, wie dies im Bereich des Eggstättgrabens der Fall ist. Aufgrund dieser guten Aufschlusssituation sind auch mehrere Bruchsysteme, an denen beide Gesteine bis zu mehrere 10er Meter aneinander versetzt wurden, kartierbar. So zum Beispiel im Bereich nördlich der Hollermaißalm oder im Bereich der Weißbachscharte, wo seichte Gräben und/oder Einschartungen im Kammverlauf die morphologische Fortsetzung derartiger Störungsflächen darstellen.

Quartär

Im unteren Hangdrittel des Höhenrückens Lichte Tanne/Kienberg wird der anstehende Fels von Grundmoräne überlagert. Sie reicht vom Talboden bis auf ca. 900 m ü.A., wobei steilere Hangareale, wie z.B. nördlich von Marzon nicht oder nur teilweise bedeckt sind. Entlang der markanten Hangverflachung zwischen 890 und 920 m ü.A. sind nordöstlich von Marzon undeutlich ausgebildete Wallformen entwickelt, welche von POSCHER (1986) als Seitenmoränen eines spätglazialen Rückzugstadiums interpretiert wurden. Aufschlüsse konnten in diesem Bereich keine beobachtet werden. Charakteristisch ist jedoch eine Ansammlung zentralalpiner Erratiker auf diesem Niveau, welches vom Graben südlich des Sonnkögerl bis unmittelbar westlich der Kote 883 zu verfolgen ist. Oberhalb von ca. 920 m NN fehlen derartige ortsfremde Gerölle bis in den Bereich der Kammregion von Lichte Tanne und Kienberg. Kleinräumige unzusammenhängende Moränenfetzen sind dort aber ebenfalls nur im Bereich der Gipfelregion des Sonnkögerls nachweisbar.

Ebenfalls in das Spätglazial sind jene Terrassenkörper zu stellen, welche am Südhang von Lichte Tanne und Kienberg rund um das Grünwaldgut zwischen 760 und 750 m ü.A. entwickelt sind. Auf einer weiteren derartigen Terrasse steht das Gehöft südwestlich der Kote 883. Wenngleich Aufschlüsse fehlen – sieht man von der bereits verwachsenen Schottergrube bei Marzon ab – deutet das parallel zum rezenten Schwemmfächer des Öfenbach abfallende Niveau der Terrassenoberkante auf eine gleichartige, aber ältere Bildung hin, wobei das Erosionsniveau etwa 20 m über dem heutigen lag.

Im Einzugsgebiet des Buchweißbachtal sind vier Bereiche quartärgeologisch von besonderem Interesse. Dazu zählt an erster Stelle die Hangbreccie im oberen Buchweißbachgraben im Umkreis der Hollermaiß- und der Weißbachalm. Das Gestein besteht hauptsächlich aus schlecht gerundeten Dachsteinkalkbruchstücken, welche korngestützt mit einer Kalkmatrix stark verkittet sind. Die größte Mächtigkeit der Breccie ist unmittelbar südlich der Hollermaißalm aufgeschlossen, welche dort in einem 25 m hohen Abbruch abfällt. Die Oberkante der Hangbreccie fällt nahzu hangparallel mit 20° bis 24° ab. Die Ausdehnung des Sediments ist auf der Karte ersichtlich. Unmittelbar südlich der Weißbachscharte auf einer Seehöhe von fast 1900 m ü.A. wird die Breccie von jüngerem Hangschutt und Bergsturzblockwerk bedeckt. Das Alter der Breccie lässt sich allein auf Basis des derzeitigen Wissenstandes nicht exakt eingrenzen. Sicher scheint nur, dass es sich, wie Beispiele aus anderen Bereichen der Nördlichen Kalkalpen belegen, um eine warmzeitliche Bildung handelt. Diesen Befund unterstützen auch die Beobachtungen von BRÜCKNER (1886), der aus dem Umkreis der Weißbachalm eine lokale Grundmoräne, welche die Breccie überlagert, beschrieb. Diese konnte aber bei der diesjährigen Begehung nicht gefunden werden.

Eine weitere grobklastische Ablagerung, wenngleich jüngeren Bildungsalters, ist im Windbachgraben oberhalb von 1000 m ü.A. aufgeschlossen. Dabei handelt es sich um eine Wechselfolge unterschiedlich zusammengesetzter Sand-Kies-Stein-Gemische, welche mit einer Mächtigkeit von mindestens 10 bis 15 m teilweise den Windbachgraben sowie seine Seitengräben bis auf eine Seehöhe von 1500 m ü.A. füllen. Der Lockersedimentkörper

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

ist sowohl an den Flanken als auch zwischen den beiden Hauptgräben als Terrasse mit scharfen, deutlichen Formen entwickelt. Die Schichten fallen annähernd grabenparallel nach SW (Windbachgraben) bzw. SW (Eggstättgraben) ein. Die Verbreitung des Sediments ist im Gegensatz zur Hangbreccie Weißbach allein auf das unmittelbare Einzugsgebiet des Windbachgrabens beschränkt und deutet auf ein einstmaliges fluviatiles Ablagerungsmilieu hin. Dies wird durch die lagenweise zu beobachtenden Schluff- und Feindsandlagen, wie zum Beispiel im Windbachgraben auf 1150 m ü.A., untermauert. Dass beim Sedimentaufbau auch Fels bzw. kleinere Bergsturzereignisse beteiligt waren, belegt ein durch mehrere m³ große Blöcke charakterisierter Horizont, welcher sich über mehrere 100 m verfolgen lässt. Die Lockermassen setzen sich zum überwiegenden Teil aus Dachsteinkalkbruchstücken, untergeordnet aus Aufarbeitungsmaterial des Hauptdolomits, zusammen und spiegeln so das lithologische Einzugsgebiet von Windbachgraben und Eggstättgraben wider. Die scharfe morphologische Form sowie die fehlende Bedeckung des Sediments mit Grundmoräne deuten auf ein spätglaziales Bildungsalter hin, während dem der ungehinderte Abfluss des Buchweißbach noch nicht zur Gänze gegeben war, und das Erosionsniveau mindestens 15 m über heutiger Bachsohle lag.

An zwei weiteren Stellen wurden ähnlich zusammengesetzte Lockermassen auf annähernd gleicher Seehöhe wie die eben beschriebenen beobachtet. Zum einem östlich der Brunnötz-Jagdhütte zwischen 1100 m und 1200 m sowie in einem Graben südwestlich des Bärenkopf.

Der vierte Bereich, wo – mit Ausnahme mächtigerer Hangschuttdecken (s. Karte) – quartäre Ablagerungen im Buchweißbachtal auftreten, ist der Nordabhang des Kienbergs. Auffällig sind die zahlreichen, zum Teil bis zu einem m³ großen erratischen Gerölle zentralalpiner Herkunft, die sich in mehreren seichten Gräben dort angesammelt haben. Entlang der Rosenbichl-Forststraße wird ein Sediment aus Hangschutt vermischt mit Moränenmaterial aufgeschlossen, welches Mächtigkeiten von mehreren Metern erreicht und den anstehenden Felsuntergrund bereichsweise bedeckt.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 124 Saalfelden

MECHTHILD SUTTERLÜTTI
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Rahmen der Kartierung für das Kartenblatt 124 Saalfelden wurde ergänzend zu der vorhandenen Festgesteinskartierung eine differenzierte Bearbeitung des Quartärs vorgenommen. Drei Gebiete wurden im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt kartiert:

Handlergraben zwischen Egger- und Mooshamalm
Raum Hinterthal
Raum Dienten.

Als Unterlagen wurde die Geologische Kartierung des Hundstein- und Klingspitzgebietes von F. BAUER und H. LOACKER sowie die Geologisch-Tektonische Übersicht des Unterpinzgaues, Salzburg, Alpenkdl. Stud. 6, Innsbruck 1969 verwendet.

Handlergraben zwischen Egger- und Mooshamalm

Der Handlergraben zieht von Bachwinkel Hintermoos nach Süden Richtung Ochsenkopf.

Festgestein

Es wird aus dunklen Schiefern, Phylliten, Kalken und Kalkphylliten der Kalk-Kieselschieferserie der Grauwakkenzone aufgebaut.

Glaziale Ablagerungen

Glaziale Sedimentreste konnten im Talbereich nicht gefunden werden, da der Handlergraben ein enges, von der Erosion stark geprägtes Tal ist.

Postglaziale Ablagerungen

Durch Ausgleichsbewegungen an den übersteilten Talflanken kommt es zu lokalen Rutschungen, aber auch weitreichenden tiefer gehenden Hangbewegungen bzw. aufgelockerten Hangbereichen und eher kleinräumigen Bergstürzen. Buckelwiesen und kleinkuppige Topographie, wie sie besonders gut bei der Geralm und der Viehleithütte beobachtet werden konnten, deuten auf weiche Gesteine (bspw. Phyllite) im Untergrund hin.

Daneben treten die Kalke und Kalkphyllite wandbildend auf (vgl. nördlich Geralm, nordöstlich Viehleithtt.) und verursachen neben grobblockigem Hangschutt auch kleinere Bergstürze (vgl. östlich Gerbach).

Die Bäche und Gerinne haben sich meist deutlich in den Untergrund, selbst wenn dieser Festgestein ist, eingeschnitten und scharfe Erosionskanten ausgebildet, an denen es vorrangig zu kleineren Rutschungen kommt. Ansonsten sind die Talflanken mit Hangschutt überdeckt.

Nur im Talgrund westlich der Pfefferalm bildete sich eine kleine Talaue, in die vom Südosten her ein kleiner Schwemmfächer geschüttet wurde.

Raum Hinterthal

Das bearbeitete Gebiet beginnt bei Egg (westlich Hinterthal) und erstreckt sich beidseitig des Urschlautales bis etwas über 1100 Hm südlich der Enzenalm. Als Unterlage wurde die Kartierung von BAUER und LOACKER verwendet.

Festgestein

Überwiegend finden sich hier die Gesteine der Nördlichen Kalkalpen. Nur an der orogr. rechten Talseite sind oberhalb der Ortschaft Hinterthal bei ca. 1100 Hm hellgrüne Glimmerschiefer aufgeschlossen, die der Grauwackenzone zuzuordnen sind.

Ansonsten dominiert in den tieferen Talbereichen der Alpine Buntsandstein mit seinen typischen rotgefärbten Sand- und Tonsteinen.

Darüber folgen die Triaskarbonate der Nördlichen Kalkalpen mit meist hellen Kalken und Dolomiten, die sich schließlich wandbildend zum Steinernen Meer erheben.

Glaziale Ablagerungen

Neben immer wieder auftretenden Erratika (Gneise, Amphibolite) fanden sich geringmächtige Reste von gut konsolidierter, sandfarbener Grundmoräne (Pirnbachgraben westlich Reit und im östlich anschließenden Graben). In der feinschluffigen Matrix finden sich überwiegend Karbonatgerölle, die oft nur kantengerundet, aber auch poliert und vereinzelt gekritzt sein können. Auch Permoskythgerölle sind häufig, während andere Komponenten wie Kristallingerölle oder Gerölle der Grauwackenzone nur vereinzelt auftreten. Zwischen diesen Aufschlüssen konnte keine durchgehende Moränenüberdeckung oder -streu gefunden werden.

Ein Eisrandterrassenrest ist südsüdöstlich von Hinterthal in einem geschützten Graben aufgeschlossen. Hangend zum Festgestein (Alpiner Buntsandstein) treten wechsellagernd Kiese und Sande auf, die generell inverse Gradierung aufweisen und steil hangauswärts einfallen.

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

Direkt über dem Festgestein sind sie im hinteren Teil des Grabens gut konglomeriert. Die Sande und schluffigen Sande weisen Schräg-, Horizontal- und Rippelschichtung auf. In einem Aufschluss konnten umgelagerte und schwach deformierte schluffige Feinsande gefunden werden, was auf eine kaltzeitliche Bildung hinweist, da diese nur in gefrorenem Zustand umgelagert werden können. Die Kiese sind gut gerundet, der Anteil von Permoskythgeröllen nimmt zum Hangenden hin zu. Ansonsten treten auch Karbonatgerölle und vereinzelt Erratika auf. Die ganze Abfolge ist eine eisrandnahe Deltaschüttung, wobei eisfrei gewordener Raum rasch verfüllt wurde.

Postglaziale Ablagerungen

Im Norden steht auf 1100 Hm eine bis zu 10er m mächtige, gut konglomerierte Hangschuttbreccie an, die eine grobe Bankung (einzelne Ereignishorizonte) aufweist. Sie besteht nur aus reinem Kalkschutt, der eckig und sehr schlecht sortiert bis kantengerundet sein kann. Interessant ist weiters der flächige Quellaustritt an ihrer Westseite, während die Quelle an der Ostseite eher punktuell austritt.

Im Talschluss entstanden mächtige Schuttfächer, die ebenfalls aus kalkalpinem Material bestehen und im Gebiet der Enzenalm bewachsen sind.

Weiters wurden aus den kleineren Seitentälern (z.B.: Pirnbachtal und Mußbachalmtal) Schwemmfächer geschüttet, die auch eine ältere Austufe mit aufbauen. In der Schottergrube nordöstlich von Posch wurden die feinerklastischen Schwemmfächersedimente (Permoskythgerölle, Karbonate, Grünschiefer) von den reinen Karbonatschottern der Urschlau erosiv überlagert, was an der bergseitigen Abbauflanke zu sehen ist.

Das derzeitige Erosionsniveau der Urschlau wurde ebenfalls ausgeschieden und geht bachaufwärts in Wildbachschotter über.

Ansonsten werden die Talflanken über weite Bereiche von Hangschutt überdeckt, wobei es immer wieder vor allem entlang der Bäche zu Rutschungen und Vernässungen kommt. Außerdem lässt sich der Hangschutt teils gut dem Festgestein zuordnen, das oft sehr tiefgründig verwittert sein kann.

Raum Dienten

Das Gebiet erstreckt sich vom Nordrand der Ortschaft Dienten entlang des Dientener Baches Richtung Dientener Sattel bis etwa 1280 m. Als Unterlage diente auch hier die Kartierung von BAUER und LOACKER.

Festgestein

Entlang des Dientener Baches treten bis 1260 Hm die dunklen Phyllite der Grauwackenzone (GWZ) auf, die von den Karbonaten der Nördlichen Kalkalpen (NKA) überlagert werden. Nur im Norden des Gebiets zieht der Alpine Buntsandstein (AB) mit seinen roten Sedimenten herein.

Glaziale Ablagerungen

Grundmoränenreste konnten nicht gefunden werden. Dafür ist im Graben nördlich Zachhof eine schöne Eisrandterrassenabfolge aufgeschlossen, die sich nach Nordwesten verfolgen lässt. Im Liegenden der Abfolge finden sich graue Schluffe, die max. 5 m mächtig scheinen. Sie können horizontal geschichtet sein, mit Feinsanden wechsellagern und enthalten häufig Dropstones, die gekritzt und poliert sein können. Sedimentologisch entsprechen sie dem Bottomset der rasch geschütteten Deltaentwicklung.

Zum Hangenden hin wird die Abfolge gröber. Es finden sich Sande und Kiese, die Gerölle aus GWZ, NKA und AB enthalten. Sie sind häufig gekritzt sind und weisen damit auf die eisnahe Bildung hin. Die Kiese fallen hangauswärts ein und sind meist schlecht sortiert, wobei vor allem in den oberen Bereichen Gerölle bis 30 cm Länge zu finden sind. Sie sind das Fore- und Topset der Abfolge.

Postglaziale Ablagerungen

Überdeckt wird die Terrasse von Hangschutt, in dem an übersteilten Flanken auch Rutschungen, Sackungen und Vernässungen auftreten können.

Entlang des Dientenerbaches ließ sich streckenweise die rezente Talaue auskartieren, die jedoch infolge der engen Talanlage schlecht entwickelt ist.

Blatt 125 Bischofshofen

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in der Matreier Zone auf den Blättern 125 Bischofshofen und 155 Bad Hofgastein

CHRISTOF EXNER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Anschluss an den vorjährigen Bericht (Wagrain, Kleinarl bis Meridian des Zwieselkopfes) wurde nun das westlich und südlich anschließende Gebiet bis zum Großarlbach 1 : 25.000 neu kartiert, wobei die vorzüglichen Untersuchungen von MOSTLER (1963) und ZIMMER (1978, 1980) berücksichtigt wurden. Dazu wurden Randgebiete auf Blatt Bad Hofgastein im Bereich Gründeck – Jägersee neu aufgenommen.

Mit recht großer stratigraphischer Sicherheit sind auch wieder im Berichtsjahr lokale Gesteinsschollen im 10 m- und 100 m-Bereich gefunden worden mit der Schichtfolge: Lantschfeldquarzit, Reichenhaller Rauhwacke, rosa bis grauer Bänderkalkmarmor (analog manchem Aniskalk der Radstädter Tauern) und Triasdolomit. Lokalitäten dieses zusammenhängenden Gesteinsverbandes befinden sich bei der Kreisten- und Stegbachalm, im Eggtal (SH. 1080 m, Böschung des Güterweges SW Grasreit) und am Zwieselkopf-N-Kamm.

Sie weisen auf Herkunft aus Ostalpinem Faziesbereich hin sowie auch die Altkristallinschollen (Gründeck und Herrenköpfl). Typisch penninischen Charakter haben die Schwarzschiefer (Bündnerschiefer) mit Mikrofossilien unterkretazischen Alters im Lambachtal (REITZ et al., 1990). Die Matreier Zone ist im vorliegenden Arbeitsgebiet charakterisiert durch tektonische Verzahnung und Verfaltung penninischer und überlagernder ostalpiner Gesteine. Diese Sachlage ist durch weithin streichende Gesteinszüge gut ersichtlich. Olistolithe dürften eine geringere Rolle spielen.

Die Gesteinslagen streichen im allgemeinen E–W mit steiler Schieferung. Einige kompetente Lagen zeigen trotzdem flache Anti- und Synformen: Klammkalk, poly-

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

mikte Dolomitbreccie, kompakter Quarzit und Kristallin der Ostalpinen Decke. Die Lineation (B-Achse, zugleich Streckungs- und Faltenachse) streicht flach E–W, häufig mit 5 bis 20° Neigung nach W. Jedoch neigt sich die Stofftektonik insgesamt eindeutig nach E.

Das in N–S-Richtung 11 km breite Gebiet zwischen Salzachstörung und Nebeleck zeigt folgende bemerkenswerte Hauptmerkmale:

Im N Klammkalkzüge mit Zwischenschiefern. Die charakteristische Ausbildung der Sandstein-Breccien-Serie findet sich besonders gut entwickelt im südlichsten Zwischenschiefer (S Kitzstein) mit Karbonatquarzit, mit den mürb verwitternden, teilweise kalkführenden Meta-Quarzsandsteinen, die sich durch detritäre Hellglimmerblättchen auszeichnen; ferner mit Feinbreccien des Metasandsteines und mit Feinbreccien in kalkhältiger Schwarzschiefermatrix sowie zunächst noch untergeordneten polymikten Dolomitgrobbreccien und mit fraglichem feinbändrigem Hornsteinquarzit.

An den südlichsten Klammkalkzug nach S anschließend folgt die Quarzschiefer-Breccien-Serie des Gebietes Penkkopf – Saukarkopf. Eingewickelt und verschuppt mit unterkretazischem Schwarzschiefer treten feinbrecciöse Quarzschiefer und kompakte Quarzitzüge auf, wobei Karbonatquarzit und Sandstein mit detritärem Hellglimmer selten sind. Vielleicht handelt es sich um stärker metamorphe posttriadische Sandsteine, Hornsteine und teilweise auch um Lantschfeldquarzit. Neben bedeutenden Vorkommen von Triasdolomit erreichen hier die polymikten Dolomitbreccien vom Typus Penkkopf in lang hinstreichenden Zügen ihr größtes Verbreitungsgebiet. Die einzelnen Dolomitbreccien-Züge erreichen bis 80 m Mächtigkeit und bilden um den Saukarkopf eine flache Synform.

Auf dieser folgen feinbrecciöse Quarzschiefer und unterkretazische Schwarzschiefer. Darüber lagert die kristalline Deckscholle Trög – Gründeck – Roßfeldeck – Schüttriegel. Das Karbonatgesteinsband unbekannten Alters an der Basis der Deckscholle führt E und S Kleinwildalm hellgrauen bis farblosen Kalkmarmor (5 m) und Eisendolomit (10 m). Der Eisendolomit steht auch am Roßfeldeck-E-Grat an.

Südlich unter der kristallinen Deckscholle bauen Schwarzschiefer (Bündnerschiefer) den wasserscheidenden Kamm zwischen Groß- und Kleinarltal bis zum Gebiet um das Nebeleck auf. Sie enthalten bei der Scharte SH. 1990 m (250 m NNW P. 2025) Metabasit mit einer vermutlichen Triaslage (Lantschfeldquarzit, Rauhwacke, Kalkmarmor und Eisendolomit). Am Herrenköpfel befindet sich ein nach N vorspringender Erosionsrest des Nebeleck-Kristallins.

Nach dieser Übersicht über die wichtigsten Beobachtungen seien im folgenden noch einige Details der geologischen Kartierung mitgeteilt:

Die Klammkalkzüge südlich der Salzachstörung bilden insgesamt eine Antiform unter den bei Kleinarl aufgeschlossenen Schwarzschiefern (Bündnerschiefern). Die einzelnen Klammkalkzüge werden auf weiten Strecken von Zwischenschiefern getrennt, die vorwiegend aus Schwarzschiefer, Trias, Quarziten unbekannten Alters und im S auch aus Metasandsteinen und Breccien bestehen. Der Schwarzschiefer der Zwischenschiefer verbindet sich mit demjenigen E Kleinarlbach. Die beiden südlichsten Zwischenschiefer zeigen diese feldgeologische Verbindung zweifelsfrei auf.

Unmittelbar S des Kluftlettens der Salzachstörung steht bei der Kreistenalm die eingangs genannte Trias an. Nach E setzt sie in das Falscheben- und Kleinarltal, nach W bis Lend (Exner, 1979) fort.

Der unmittelbar anschließende nördlichste Klammkalkzug (großer, teilweise in Betrieb befindlicher Steinbruch längs des Güterweges im Steilhang S Falscheben) enthält bemerkenswert viel Chlorit und zeigt Wechsellagerung mit Chlorit-Serizit-Calcit-Phyllit. An seinem sedimentären Liefergebiet dürften basische Erstarrungsgesteine großen Anteil gehabt haben.

Der Zwischenschiefer Obergaßalm – Brandeck mit der Trias bei Finsterwaldhütte bildet die Grenze zum Klammkalkzug des Gernkogels, in dem der in Betrieb befindliche Groß-Steinbruch nördlich der „Alten Wacht“ umgeht.

Modellförmig nach unten auskeilend, folgt im S der Zwischenschiefer Stegbach-, Straß-, Große Unterbergalm und Brandeck mit mächtigen und vorzüglich ausgebildeten Triasschollen.

Südlich schließt der Klammkalkzug des Sonntagskogels an, der sich durch die subrezenten, N–S-streichenden Bergzerreißungsklüfte und durch eine von unten auftauchende und nach oben ausspitzende Antiform aus Wustkogelserie beim verlassenen Steinbruch N „Neue Wacht“ im Großarltal auszeichnet.

Der Zwischenschiefer S Sonntagskogel enthält im Eggtal einen gut aufgeschlossenen Triaszug (NW Geßlegg und SW Grasreit).

Der S folgende mächtige Klammkalkzug des Kitzsteines (neuer Namen: Gabel) bildet eine Antikline mit Scheitel am Gipfel dieses Berges, mit steilem N-Schenkel zum Eggbach und flacherem S-Schenkel zum Lambachtal, wo er in söhlige Lagerung umbiegt. Diese altbekannte horizontale Lagerung des S-Schenkels befindet sich N Straßenbrücke P. 1138 in der Felswand N des Lambaches, W und S des Bauernhofes Unterwand.

Unter dem horizontal lagernden Klammkalk liegt an den Güterwegen gut aufgeschlossen Quarzschiefer und darunter Grünschiefer. Dieser führt in den Felswänden kleine Partien von grobkörnigem reliktreichem Metabasit vom Typus Fusch (Blöcke in SH. 950 m, 200 m ESE Lambachbauer).

Der Quarzschiefer zwischen Grünschiefer (unten) und söhligem Klammkalk (oben) ist vorzüglich aufgeschlossen (Gollegg – P. 1219 – Güterweg S Unterwand). Er enthält Porphyrmaterialschiefer, Arkosen, Serizitschiefer mit Chloritoid und eine vorwiegend aus Silikatgesteinen bestehende Breccie. Sie besitzt 0,15 m lange, linsenförmige Komponenten aus Tonschiefer, Phyllit und Quarz mit violetten, rosa und leuchtend giftig grünen Farben in einer Matrix aus Hellglimmer, Chlorit und Quarz. Stellenweise (am Güterweg 750 m W Unterwandalm) setzt sich die Matrix nur aus Serizit, Quarz und massenhaften Chloritoidblasten zusammen. In der Antiklinale des Kitzstein-Klammkalkes windet sich die ca. 15 m mächtige Breccie vertikal bis SH. 1540 m aufwärts, wo sie im Klammkalk nach oben ausspitzt.

Lithologisch und annähernd im Streichen entspricht diese Breccie dem Geröllschiefer bei der Drei-Wallner-Kapelle auf Kartenblatt 124 Saalfelden, welche ich als permisch angesprochen habe. Trotz der inzwischen vorgebrachten Kritik meiner Kollegen Peer & Zimmer (1980) möchte ich diese stratigraphische Hypothese vorläufig auch hier im Großarltal beibehalten. Es erscheint sogar denkbar, dass der unterlagernde Fuscher Metabasit im

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

Hinblick auf die von HÖCK erarbeitete geochemische Sonderstellung dieser Erstarrungsgesteinsgruppe paläozoisch sei.

Das Serpentinit-Vorkommen in den Zwischenschiefern über dem horizontal gelagerten Klammkalk ist nur ein Winzling und in einer Hangrutschzone an 2 Stellen aufgeschlossen:

Der eine Aufschluss befindet sich 6 m W Karseggbach in SH. 1230 m und besteht aus 2 m mächtigem, kataklastischem Serpentinit mit Ophikarbonatadern. Er befindet sich in einer 15 m langen verrutschten Felswand neben dem subhorizontal gelagerten Quarzschiefer des Wasserfalles.

Der andere Aufschluss liegt in SH. 1280 m, ebenfalls W Karseggbach und zwar 25 Höhenmeter über dem Bauernhof „Langbrand" (Haus: „Au, No. 29"). Es handelt sich um eine Scholle mit 5 m Durchmesser aus massigem Serpentinit, der an Klüften Asbest, Ophikarbonat mit 30 mm langen Aktinolithprismen und Quarzknauern führt. Um ein erratisches Ferngeschiebe dürfte es sich nicht handeln, da die weichen Kluftminerale an der Oberfläche der Scholle erhalten sind. Es ist eine gravitativ verrutschte Hangscholle in der Gesellschaft von verrutschtem Quarz- und Schwarzschiefer, Dolomit- und Kalkmarmor der näheren Umgebung.

Südlich P. 1138 (oben genannte Straßenbrücke über den Lambach) bedeckt ein weites Bergsturz-Blockfeld das Lambachtal. Der horizontal lagernde Klammkalk streicht über dem Bergsturz in die Luft aus. Auf Grund meiner geologischen Begehung des gesamten Bergsturzareales und der Strukturmessungen im rundum anstehenden Fels ist es wahrscheinlich, dass sich die söhlige Klammkalkstruktur als Synkline mit dem N-Schenkel des Bärstein-Klammkalkes an der S-Seite des Lambachtales verbindet. Dieser bildet ein flaches Gewölbe: Bärstein – Hölling Jagdhütte – Felssockel des Zwieselkopf-N-Grates.

Die Zwischenschiefer zwischen Kitzstein- und Bärsteinklammkalk über der vermuteten Lambach-Synkline bestehen aus den eingangs genannten interessanten Gesteinen der Sandstein-Breccien-Serie S Kitzstein und einem gewaltigen Triasdolomit-Klotz, der in situ als Bergsturz zusammengestürzt ist. Der Lantschfeldquarzit seiner Basis bildet das Felsbett des Lambaches beim Elektrizitätswerk S Gasthof Breiteneben. Darüber erkennt man noch die bereits in mechanischem Zerfall befindliche Schichte der Reichenhaller Rauhwacke und darüber das gewaltige Trümmerwerk des Triasdolomites. Seine Riesenblöcke bis zu 25 m Durchmesser beteiligen sich am Aufbau des Bergsturzes S Lambach bis zur Grünschieferschlucht bei Au. Als Fels stehen geblieben ist 600 m E Zimmereben der 50 m mächtige Triasdolomit-Wandzug zwischen 1300 und 1160 m Seehöhe.

Unter der vermuteten Lambach-Synkline folgen im Großarltal von N nach S der Grünschiefer (Lambachbauer, Au, Auschule), darüber (? permischer) Quarzschiefer mit dem von ZIMMER gefundenen Aufschluss von Serizit-Chloritoid-Schiefer (heute zugeschüttet) und darüber der Schwarzschiefer von Zimmereben – Heugath.

Der S-fallende Schenkel der Bärstein-Klammkalk-Antiklinale erreicht im „Schiedstein" den Großarlbach, bildet die S-vergente Rückfalte S Bärstein und den südlichsten Klammkalkzug bis zum „Höchstein" im Kleinarltal (siehe vorjähriger Bericht!).

Die Falte S Bärstein bildet die Basis der auflagernden, in N–S-Richtung 2,5 km breiten Saukarkopf-Synkline, die über dem Klammkalk aus der eingangs genannten Quarzschiefer-Breccien-Serie besteht.

Die morphologisch hervortretenden harten polymikten Dolomitbreccienzüge des N-Schenkels der Synkline (Penkkopf, Große Wildalm, Gebiet um den Zwieselkopf und um die Kuppe P. 1908) verbinden sich anscheinend innerhalb des Berges mit dem N-fallenden Südschenkel (bei Reschenbergalm). An der Gebirgsoberfläche ist die Verbindung der Breccienzüge durch den Bergsturz in der Saukarkopf-NW-Flanke (Scheiblbrandwald) unterbrochen. Die Synkline taucht achsial nach E unter die altkristalline Deckscholle (Gründeck) ein.

Die einzelnen Breccien-, Dolomit-, Quarzitzüge mit Gefolgschaft wurden vom Saukarkopf bis zum Gebiet um die Großwildalm kartiert. Dort verschwinden sie achsial nach E. Nur der nördlichste Breccienzug (mit Begleitgesteinen) der Saukarkopf-Synkline überquert am Penkkopf den wasserscheidenden Kamm und endet E über dem Kleinarlbach bei Trinkerlehen.

Bezüglich des Quartärs wurden im Detail die Bergsturzareale aufgenommen. Einige für die Rekonstruktion der Orthotektonik wichtige Bergsturzmassen wurden in der geologischen Karte mit der entsprechenden Gesteinsfarbe markiert. Dolinen gibt es am Klammkalk-Plateau bei Obergaßalm. Ferntransportierte Zentralgneis-Erratika des Hochglazials sind in der Furche der Salzachstörung (z.B. Falscheben) angehäuft. Auf den Klammkalkbergen fand ich sie nur in SH. 1500 m, 1,3 km WSW Sonntagskogel. Kleine Daun-Endmoränenwälle gibt es in den Karen N Saukarkogel, NE und E Gründeck, sowie SE Roßfeldeck.

Blatt 126 Radstadt

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Unterostalpin auf Blatt 126 Radstadt

WALTER KURZ
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das kartierte Gebiet liegt im Südwestteil der OEK 126 (Radstadt). Es wird im Osten von der Tauernautobahn bzw. von der Straße von Flachauwinkl nach Eben im Pongau begrenzt. Die Südgrenze bildet der Grießbachgraben. Die Westgrenze folgt der Linie Grießenkareck – Steinbachgraben – Schütt (Litzlingbachtal) – Blümeck – Niedernfritz. Die Nordgrenze wird vom Fritzbachtal gebildet.

Geologisch befindet man sich im Südteil des Gebietes (südlich des Litzlingbaches) innerhalb der Unterostalpinen Quarzphyllite. Nördlich des Litzlingbaches befindet man sich innerhalb der östlichen Grauwackenzone. Demzufolge quert man im E–W-verlaufenden Litzlingbachtal die Tauernnordrandstörung.

Im Unterostalpin konnten folgende kartierbare Einheiten in wechselnder Abfolge unterschieden werden:

– Grobkörnige, grünlich-weiße, gut geschieferte Quarzite und Hellglimmerquarzite („Lantschfeldquarzit"), die

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

im Kontakt zum Nebengestein häufig als Weißschiefer mit engständiger Schieferung ausgebildet sind.
- Grobkörnige, weiße bis graue, biotitführende Quarzite, die sowohl vertikal als auch lateral in Biotitschiefer übergehen können; sehr selten sind sie karbonatführend.
- Biotitschiefer und Biotitphyllite; die Biotitphyllite bestehen in ihrer Hauptmasse fast ausschließlich aus Biotit, untergeordnet aus Chlorit und Quarz; der Quarzanteil der Biotitschiefer ist höher.
- Helle, grün-graue Muskowit-Serizit-Chlorit-Schiefer mit unterschiedlichen Anteilen an Quarz. Vereinzelt kann Biotit untergeordnet auftreten. Biotitschiefer und Chloritschiefer wurden früher generell als Quarzphyllit ausgeschieden, allerdings scheint eine genauere Auftrennung im bearbeiteten Areal möglich.
- Dunkle Kalkschiefer und Kalkglimmerschiefer sind selten, geringmächtig und treten nur lokal auf. Sie bestehen aus fein-mittelkörnigem Kalzit, Muskowit-Serizit sowie Biotit. In der Regel sind sie mit Biotit-und Chloritschiefern assoziiert.
- Ebenfalls von nur lokaler Bedeutung sind sehr feinkörnige Grünschiefer (Chlorit, Quarz, untergeordnet Serizit), die ebenfalls mit Biotitschiefern assoziiert sind.
- Vor allem innerhalb der Biotitschiefer und Biotitphyllite treten zusammenhanglos einzelne Blöcke von massiven Kalken und Dolomiten auf, die Zehnermeter bis wenige 100 m Größe erreichen können.

Innerhalb der Grauwackenzone konnten folgende kartierbare Einheiten in wechselnder Abfolge unterschieden werden:
- Hellgraue Serizitquarzite und Serizitschiefer. Die sehr feinkörnigen Serizitquarzite treten als einzelne Leithorizonte innerhalb von Schwarzschiefern auf. Sie sind durch einen wechselnden Anteil an Quarz charakterisiert und gehen sehr oft lateral in Serizitschiefer über. Lokal können diese Gesteine auch bis zu 20 % Albit führen.
- Dunkle Biotitquarzite unterscheiden sich von den Serizitschiefern durch höhere Gehalte an sehr feinkörnigem Biotit und durch ihre braune Färbung. Auch sie können lokal Albit führen.
- Graphitquarzite, Dolomite und (gebänderte) Kalke treten nur untergeordnet auf.
- Ebenfalls von nur untergeordneter Bedeutung sind Kalkschiefer, die nur im Nordteil des bearbeiteten Gebietes auftreten.
- Grünschiefer bilden einzelne Leithorizonte. Sie bestehen im wesentlichen aus Chlorit, mit geringen Anteilen an Albit, Quarz und Muskowit.
- Albit-Seritschiefer sind fast immer mit Grünschiefern assoziiert, treten aber nur untergeordnet auf. Sie besten fast ausschließlich aus 1–2 mm großen Albiten und aus Muskowit-Serizit. Die Protolithe bilden wahrscheinlich (saure) Tuffe.
- Biotitschiefer und Biotitphyllite bzw. Schwarzschiefer bestehen in ihrer Hauptmasse fast ausschließlich aus Biotit, untergeordnet aus Chlorit und Quarz; der Quarzanteil der Biotitschiefer ist höher, Schwarzschiefer führen Graphit. Diese Gesteine bauen den Großteil dieses Abschnittes der Grauwackenzone auf.

Innerhalb des Unterostalpins zeigen die lithologischen Einheiten eine penetrative Schieferung, die im Südteil des bearbeiteten Gebietes ca. E–W bis ENE–WSW streicht und mittelsteil bis steil mit 50 bis 89° nach N einfällt. Ein dazugehöriges Streckungslinear liegt subhorizontal und ist ca. E–W- bis NW–SE-orientiert. Das Einfallen wird nach N generell steiler. Im Nordostteil des bearbeiten Gebietes biegt das Streichen weiters auf WNW–ESE um. Charakteristisch ist ein N- bis NE- vergenter Faltenbau, wobei die Lithologien um subhorizontale, E–W- bis NW–SE-streichende Faltenachsen offen bis geschlossen verfaltet werden. Dolomite, die nördlich des Litzlingbaches bei Feuersang auftreten, streichen NE–SW quer zum generellen Streichen, sind aber von unsicherer Zuordnung.

Innerhalb der Grauwackenzone ist ein generelles Streichen in WNW–ESE-Richtung festzustellen. Die Schieferungsflächen fallen mittelsteil bis steil (60–90°) nach N ein, können aber vor allem im Südteil des bearbeiteten Gebietes nach S überkippt sein. Ein dazugehöriges Streckungslinear liegt subhorizontal und ist ca. E–W- bis NW–SE-orientiert. Auch hier ist ein N- bis NE-vergenter Faltenbau charakteristisch, wobei die Lithologien um subhorizontale, E–W- bis NW–SE-streichende Faltenachsen offen bis geschlossen verfaltet werden. Eine dazugehörige Achsenflächenschieferung fällt mit ca. 45° nach S ein.

Blatt 135 Birkfeld

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum auf den Blättern 135 Birkfeld und 165 Weiz

HELMUT W. FLÜGEL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Eine Übertragung der Mitte der 50er Jahre mit V. MAURIN durchgeführten Aufnahme des Weizer Berglandes auf die neuen Kartenblätter erwies sich als unmöglich, da die alten Kartierungen teilweise noch auf den schlechten Schraffenkarten aus der Monarchiezeit durchgeführt werden mussten. Ihre damalige Übernahme auf eine Vergrößerung der gleichfalls sehr ungenauen Freitag-Berndt-Wanderkarte 1 : 100.000 war nur möglich, da die Geländeaufnahmen z.T. auf nicht entzerrten Luftaufnahmen 1 : 10.000 erfolgten, die bei der Neuaufnahme mit herangezogen wurden.

Blatt 135 Birkfeld

Die Aufnahme des Raumes zwischen Stroß und Raab wurde mit Revisionsbegehungen der Karte von AGNOLI (1987) weitgehend abgeschlossen.

Die bewaldeten Hänge östlich des Stroß bestehen aus einer in sich verfalteten und verschuppten Folge der Stroß-Karbonat-Formation. Zufolge einer sehr starken vermutlich pleistozänen Schuttverkleidung ist der Bau jedoch nicht weiter auflösbar. Auf den Verebnungen Affental – Birchbaum kommen dazu noch bis Faustgröße erreichende pliozäne Quarzrestschotter.

Zwischen dem Raabtal und dem Poniglgraben stützt sich die Aufnahme weitgehend auf die Kartierung von REI-

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

SINGER (1988). Das Hangende der Schöckelkalke des Pataschberges wird hier im Bereich um das Gössental durch Gesteine der Stroß-Karbonat-Formation einerseits, der Schönberg-Formation anderseits gebildet, wobei letztere vorwiegend im Liegenden über den Schöckelkalken auftreten. Das Hangende dieser sehr konstant steil bis mittelsteil gegen SE einfallenden "Serie" bilden zwischen Hirschkogel und Hart Serizitphyllite bis Quarzite. Sie erinnern – sieht man von dem weitgehenden Fehlen von Grüngesteinen ab – so stark an die Gesteine des Passailer Beckens, dass sie diesen als „Hirschkogel-Phyllit-Formation" gegenübergestellt werden könnten. Durchgehende, größere Aufschlüsse sind leider selten.

Östlich des Ponigelgrabens war Schwerpunkt der Kartierung der Bereich Zetz/Pommersberg gegen den Naintschgraben. Aus diesem Raum liegt eine neuere Bearbeitung durch NEUBAUER vor (1982). Ältere Aufnahmen liegen für Teile als ältere Luftbildkartierungen vor.

Das Liegende der NNW-streichenden Serizitquarzite und -phyllite des Pommersberg (Passailer-Phyllit-Formation) bildet ein zwischen Pilch, dem Pretterhof, dem Rücken westlich P. 943/Waltersgraber über den Pötzlbach bis Flach verfolgbarer sich gegen SE verschmälernder Zug plattiger Kalke. Sie dürften eine Fortsetzung der Kalke westlich der Brandlucke sein. Ihr Liegendes bildet die Heilbrunner-Phyllit-Formation. NEUBAUER verband diesen Zug mit der massiven Kalkentwicklung westlich Korngraber zwischen Peuntnerbach und dem Graben nördlich von Edelschachen. Er fasste diese als Kern einer Großfalte auf, die die paläozoischen Kalke der Brandlucke mit den Marmoren des Naintschgrabens verbindet. Falls diese Deutung zutrifft, dann nur bei Annahme großer WSW-streichender Störungen, die die genannten Kalke begrenzen.

Die im Hangenden folgende Entwicklung des Hohen Zetz beginnt westlich des Harlbertl und des Holzerbauer, mit plattigen teilweise gebänderten SE-streichenden Kalken. Sie werden von den im Hangenden folgenden Schöckelkalken des Zetz durch mächtige, hellgraue bis weiße Dolomite getrennt, die zur Raasberg-Formation gehören. Sie haben beiderseits von Angerer Zeil weite Verbreitung.

Blatt 165 Weiz

In südlicher Fortsetzung der Aufnahme südlich von Angerer Zeil lag der Schwerpunkt auf der Kartierung des Raasberg. Die Raasberg-Formation im Liegenden der Schöckelkalke des Raasberg gliedert sich hier in weiße plattige Dolomite, die sich hier kartierungsmäßig gut von der bunten Karbonatgesteinsfolge der Stroß-Karbonat-Formation abtrennen lassen. Mächtige Hangschuttbildungen verhüllen auf weite Strecken die Südhänge des Raasberges.

Blatt 143 St. Anton am Arlberg

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen (Lechtaler Alpen) auf Blatt 143 St. Anton am Arlberg

GUIDO VERO
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der Diplomkartierung wurde im Sommer 1997 damit begonnen, die Nordost-Ecke der ÖK 143 nördlich Kaisers zu bearbeiten. Das Gebiet wird nach Nordwesten und Westen durch den Großhansenwald und den Ostfuß des Pimig begrenzt. Im Norden und Osten begrenzen der Kartenblattrand sowie das Lechtal um Steeg und Hägerau das Gebiet, im Süden das Dorf Kaisers und der Muttekopf. Die Gebietsfläche beträgt ca. 20 km^2. Kartiert wurde im Maßstab 1 : 10.000 auf der vergrößerten ÖK 1 : 25.000 des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen, unter Zuhilfenahme von Luftbildern im Maßstab 1 : 40.000 derselben Dienststelle. Die Arbeiten werden im Sommer 1998 weitergeführt.

Stratigraphie

Kartiert wurden die Schichtfolgen vom Hauptdolomit, Kössener Schichten, Rhätolias-Kalk, Unterlias-Rotkalk, Allgäuschichten, Radiolarit, Aptychenkalk und Lechtaler Kreideschiefer. Eine genauere Gliederung der einzelnen Einheiten ist wegen der starken tektonischen Überprägung nicht möglich.

Der Hauptdolomit baut als älteste Einheit in diesem Gebiet im Westen den Großhansenwald, die nähere Umgebung um Steeg sowie die Berge östlich Dickenaus und Kienbergs auf. Vom Grubachwald, Maiskopf und Zwölferkopf reicht er bis an den Kartenblattrand im Norden und Osten. Im Süden des Kartiergebietes besteht der südliche Teil des Hahnleskopf-Gipfels aus Hauptdolomit und erstreckt sich bis nordwestlich der Rotschrofenspitze.

Die Kössener Schichten stehen südlich von Kienberg im Kaiserbachtal an, ziehen nördlich unterhalb des Hahnleskopf entlang und keilen nordwestlich von diesem aus. Die Wechsellagerung aus schwarzen Tonmergeln und dunkelgrauen, mikritischen, schillreichen Kalkbänken geht im oberen Teil in olivgrüne bis weinrote Tonsteine über. Der Rhätolias-Kalk fehlt hier, statt dessen folgen direkt die Allgäuschichten.

Der Rhätolias-Kalk steht im Bereich westlich von Prenten an. Das Gestein ist grob gebankt bis massig, hellgrau und fossilienreich (Megalodonten-Schillbänke).

Der Unterlias-Rotkalk tritt im Kartiergebiet nur westlich von Prenten an der großen Lech-Brücke zutage. Dort bildet er Klippen aus gleichmäßig gebankten, zartroten und gelben Kalken.

Die Allgäuschichten sind meist tektonisch stark beansprucht und linsig zerschert. Die dunkelgrauen, hornsteinhaltigen und mikritischen Kalkbänke mit mergeligen Zwischenlagen gehen zum Jüngeren zunehmend in Mergelschiefer über. In der Schuppenzone, südlich von Kienberg und am Straßenaufschluss südlich des Lawinenschutztunnels, werden die oberen Allgäuschichten den Kreideschiefern sehr ähnlich.

Der Radiolarit steht in Form von schwarzen, grünen und roten Hornsteinen an und ist meist in die Aptychenschichten eingeschuppt oder stark verfaltet. Nördlich von Faldele bei Kaisers und westlich des Hahnleskopfes ist die Basis der dort anstehenden Klippen aus zerscherten und gut gefalteten Radiolariten aufgebaut.

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

Die Aptychenschichten bauen die meisten Klippen des Kartiergebietes auf, z.B. die nördlichen und westlichen Klippen des Hahnleskopfes. Aus den bunten Aptychenschichten gehen die vorwiegend grünlichgrauen, bis cremefarbenen, hornsteinhaltigen Kalke hervor, deren Schichtflächen durch dünne Tonhäutchen getrennt sind. Durch tektonische Beanspruchung treten diese Schichtfolgen im Kartiergebiet fast ausschließlich linsig zerschert oder massig auf.

Die Kreideschiefer stehen als Späne östlich, sowie westlich, unterhalb des Hahnleskopfes, innerhalb der Aptychenschichten an. Die grünlichgrauen, seidigglänzenden, glimmer- und untergeordnet sandsteinhaltigen Schiefer in diesem Gebiet werden den oberen Allgäuschichten sehr ähnlich, da beide schwarze Fukoide enthalten können. Die sporadischen Vorkommen sind meist stark bewachsen und von kleineren Rutschungen begleitet.

Quartäre Ablagerungen sind im ganzen Kartiergebiet zu finden. Im Lechtal findet man Schotterterrassen, Seitenmoränen an den Hängen des Kaiserbachtals. Hangschuttkegel findet man meist unterhalb von Hauptdolomit-Bergen, z.B. im Gebiet östlich des Hahnleskopfes.

Tektonik

Das Kartiergebiet gehört der Lechtal- und Inntaldecke an und wird als Teil der Holzgau-Lermooser Mulde angesehen. Neben den Ost–West-streichenden Strukturen sind auffällige Gefügeelemente mit Nordweststreichen erkennbar. Im nordwestlichen Teil des Gebietes liegt eine scheinbar ungestörte Schichtabfolge vor. Weiter östlich, im Bereich nördlich von Steeg, sind Radiolarite mit Aptychenschichten verschuppt. Südlich des Maiskopfes wird die Tektonik, aufgrund der Nähe zur Deckengrenze, zunehmend unruhiger. So treten im Bereich des Hahnleskopfes Verschuppungen von Allgäuschichten in Aptychenschichten sowie Kreideschiefer und Radiolarite als Schuppen in Aptychenschichten als Komplikationen auf.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen (Lechtaler Alpen) auf Blatt 143 St. Anton

BIANCA WAGNER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Sommer 1997 erfolgte die Fortführung und der Abschluss der 1996 begonnenen Neukartierung am östlichen Rand des Kartenblattes 143 (St. Anton) im Maßstab 1 : 10.000. Das kartierte Gebiet befindet sich südlich der Ortschaft Kaisers. Die Kartiergebietsgrenzen stellen im Süden der Lechtaler Höhenweg und im Westen das Almajurtal dar.

Die Geologie des Kartierungsgebietes wird durch die verschuppten Gesteine der Lechtal-Decke und der auflagernden und teilweise eingewickelten Deckschollenreste der Inntaldecke bestimmt. Die Gesteine innerhalb der Lechtal-Decke besitzen anisisches bis unterkretazisches Alter. Die Fallesin-Deckscholle und die Grießtaler Deckscholle werden aus Hauptdolomit und Resten von Raibler und Kössener Schichten aufgebaut. In der faziellen Ausbildung der Gesteine treten zwischen den Decken keine Unterschiede auf.

Stratigraphie

Der anisische Alpine Muschelkalk stellt die älteste im Kartierungsgebiet aufgschlossene Einheit dar. Die Vorkommen sind auf die Westwand des Kaisertales beschränkt. Es handelt sich um eine Abfolge aus hell- bis dunkelgrauen Kalken und Dolomiten. In den Kalken können Hornsteinlagen und dunkle, geringmächtige Mergellagen beobachtet werden. Die basale Grenze der Einheit wird durch die tektonische Aufschiebung auf Hauptdolomit gebildet, so dass die Gesteine des Alpinen Muschelkalkes stark gestört und möglicherweise reduziert vorliegen. Die Mächtigkeit der aufgechlossenen Abfolge beträgt maximal 50 m.

Die ladinischen Partnachschichten stehen am Osthang des Kaisertales an. Die Abfolge wird aus dunkelgrauen bis schwarzen Ton- und Mergelschiefern aufgebaut. Darin eingeschaltete, dunkelgraue Kalklinsen und -bänke weisen eine typische rehbraune Anwitterungsfarbe auf. Die Partnachschichten erreichen maximal 40 m Mächtigkeit im kartierten Gebiet.

Die pelitisch dominierte Abfolge der karnischen Raibler Schichten ist am Osthang des Kaisertales sowie an der Basis der Fallesin-Deckscholle aufgeschlossen. In die dunkelgrauen bis schwarzen Tonschiefer schalten sich graugrüne Sandstein-, dunkelgraue Kalk- und hellgraue Dolomitbänke ein. Die Mächtigkeit der Abfolge schwankt zwischen 30 und 60 m.

Der markante, norische Hauptdolomit bildet innerhalb der Fallesin-Deckscholle die Gipfel von Elfer-, Zwölfer- und Fallesinspitze. Der Hauptdolomit der Grießtaler Deckscholle ist am Zusammenfluss von Kaiser- und Almajurbach aufgeschlossen. Vorkommen der Einheit innerhalb der Lechtal-Decke sind am Grießkopf, östlich der Aplespleis-Spitze und am Westhang des Kaisertales zu finden.

Der Hauptdolomit wird aus bankigen, im frischen Anschlag grauen Dolomiten aufgebaut. Die Verwitterung verleiht dem Gestein einen typischen graubraunen Farbton. Im Handstück wirken die Dolomite häufig strukturlos. Vereinzelt treten laminierte Lagen und Intraklastdolomite auf.

In die Dolomite eingeschaltete Kalkbänke können sich am Top der Einheit zum Plattenkalk vereinen. Die Mächtigkeit des Plattenkalkes schwankt zwischen 0 und 30 m. Der Plattenkalk und der Hauptdolomit wurden gemeinsam auskartiert. Die Gesamtmächtigkeit erreicht 350 m.

Die rhätischen Kössener Schichten bedecken die Hänge südlich der Gufle-Spitze und nördlich des Muttekopfes. Weitere Vorkommen befinden sich am Nordhang des Grießkopfes und am Zusammenfluss von Kaiser- und Almajurbach. Die fossilreichen Kössener Schichten setzen sich aus dunkelgrauen Mergeln und eingeschalteten Kalkbänken zusammen.

Im nördlichen Arbeitsgebiet liegt die Abfolge in einer mergeligen Ausbildung vor. Im Gebiet südlich der Gufle-Spitze steigt der Karbonatanteil deutlich an. Die Kalke können Bankmächtigkeiten bis zu 3 m aufweisen. Die Gesamtmächtigkeit der Kössener Schichten beträgt 80 m.

Die Vorkommen des Rhätolias-Kalkes sind auf das südliche Kartierungsgebiet beschränkt. Der helle, massige Kalk ist an der Nordwand des Grießkopfes, an der Kaisersteinspitze und im Kaisertal bei der Jagdhütte (1620 m) aufgeschlossen. Der Kalk ist reich an Fossilresten, unter denen Korallenbruchstücke überwiegen. Am Grießkopf ist die laterale, fazielle Verzahnung von Rhätolias-Kalk und Kössener Schichten erkennbar. Die maximale Mächtigkeit des Rhätolias-Kalkes beträgt 80 m.

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

Die Vorkommen des Unterlias-Rotkalkes sind an die Aufschlüsse des Rhätolias-Kalkes gebunden. Es handelt sich um einen rötlichen Flaserkalk, auf dessen welligen Schichtflächen häufig Ammoniten- und Nautiloideenreste erhalten sind. Die Mächtigkeit des Kalkes beschränkt sich auf höchstens 2 m.

Die Allgäuschichten treten am Osthang des Kaisertales und im Bereich der Blahdenmahd-Antiklinale auf. Sie entwickeln sich im nördlichen Gebiet an der Rhät/Lias-Wende aus den Kössener Schichten. Im südlichen Kartierungsgebiet wird die Grenze zum Unterlias-Rotkalk oder zum Rhätolias-Kalk innerhalb des Lias gezogen. Die Allgäuschichten stellen eine wechselhafte Abfolge von schmutzig-gelbgrau anwitternden Kalken und Mergeln dar. Die dunkelgrauen Kalke dominieren in den unteren und oberen Partien der Allgäuschichten. In den mittleren Allgäuschichten überwiegen dunkle Mergel und mergelige Kalke. Die Mächtigkeit der Allgäuschichten variiert zwischen 100 und 150 m.

Größere Vorkommen von Radiolarit befinden sich am Osthang des Kaisertales und an der Guflespitze. Im Almajurtal sowie am Stanskogel sind Aptychenkalkklippen zu finden, an die häufig kleinere Radiolaritaufschlüsse gebunden sind. Der Radiolarit ist ein feinkörniges, kieselsäure-reiches Gestein. Die ausgeprägte Bankung beruht auf feinen Tonzwischenlagen. Der geringe Karbonatanteil kann im Radiolarit lokal ansteigen, so dass Kieselkalke ausgebildet sind. Die oft beschriebene Farbabfolge schwarz-grün-rot ist vereinzelt zu beobachten. In den meisten Fällen fungierte der Radiolarit jedoch als Scherhorizont und wurde tektonisch reduziert. Die beobachtete Mächtigkeit schwankt zwischen 2 und 40 m.

Der Aptychenkalk baut die Gipfel von Muttekopf, Stanskogel und Hirschpleiskopf auf. Weiterhin steht der Aptychenkalk rund um die Blahdenmahd-Antiklinale an. Kleinere Klippen des Kalkes befinden sich in den Kreideschiefern des Almajurtales und an der Basis der Fallesin-Deckscholle. Der Aptychenkalk ist ein gebankter, hellgrau bis sahneweißer, mikritischer Kalk mit dunklen, feinen Tonzwischenlagen. Im Kartierungsgebiet ist das Gestein jedoch häufig zerschert und suturiert. Der Aptychenkalk wird bis 40 m mächtig.

Die Lechtaler Kreideschiefer sind das dominierende Gestein im Almajurtal und am Lechtaler Höhenweg zwischen Leutkircher Hütte und Kaiserjochhaus. Ein kleineres Vorkommen befindet sich nördlich der Guflespitze. Die monotone Abfolge wird aus hellgrauen bis schwarzen Ton- und Mergelschiefern aufgebaut. Eingeschaltete, geringmächtige Kalkarenitbänke führen vereinzelt Pflanzenhäcksel auf den Schichtflächen. Die Mächtigkeit der Einheit beläuft sich auf ca. 300 m. Die Kreideschiefer stellen die jüngsten Gesteine des Kartierungsgebietes dar. Die Einheit endet im Cenoman mit einem Hiatus.

Die quartären Bildungen wurden auf Grundlage der „Geogenetischen Definitionen quartärer Lockergesteine“ nach HINZE, JERZ, MENKE & STAUDE (1989) auskartiert. Die Einteilung erfolgte in pleistozäne Moränen und Abrissschollen sowie holozäne Hangschuttkegel, Hangschutt, Muren- und Bachschuttkegel, Blockschutt, Bergsturzmassen, Terrassenschotter, postglaziale Erosionskanten und vernässtes Gelände.

Würmzeitliche Lokalmoränen sind in Resten in einigen Karen sowie im Kaisertal westlich der Kaiseralpe und um Kaisers zu beobachten. Mehrere große Hauptdolomit-Abrissschollen an den Hängen des Kaiser- und Almajurtales konnten abgegrenzt werden.

Tektonik

Die im gesamten Kartierungsgebiet beobachtete komplexe und polyphase Deformation äußert sich großräumig in Verfaltungen, Aufschiebungen und Brekziierungen der anstehenden Gesteine.

Die Lechtal-Decke weist in der NE-Flanke des Kaisertales einen steilen, N–NW-vergenten Falten- und Schuppenbau auf. Dieser kann von N nach S in Rotschrofen-Schuppe, Blahdenmahd-Antiklinale, Gufle-, Aplespleis-, Vordeseespitz-, Kaisertal- und Grießkopf-Schuppe unterschieden werden. Die tektonischen Einheiten lassen sich in das östlich anschließende Gebiet um die Wetterspitze weiterverfolgen. Im Kaisertal taucht der gesamte Komplex nach W bis SW ab. Diese tektonische Konstellation wird durch eine schräge Rampe im Untergrund hervorgerufen.

Die Fallesin-Deckscholle lagert im westlichen Abschnitt auf den Lechtaler Kreideschiefern der Lechtal-Decke. Der östliche Deckschollenrand ruht auf der ausgewalzten Muldenfüllung der Grießkopfschuppe. Der südliche Rand der Grießtaler Deckscholle wurde von den Lechtaler Kreideschiefern und Aptychenkalkresten eingewickelt.

Im Kartierungsgebiet ist die Fortsetzung der nördlich von Pettneu in unter- und mitteltriassischen Gesteinen beobachteten dextralen Blattverschiebung zu erkennen. Es handelt sich um eine steile, NW–SE-streichende Störung, die Gesteine der Lechtal-Decke und der Fallesin-Deckscholle versetzt.

Blatt 148 Brenner

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Altkristallin und Unterostalpin im Raum Glungezer auf Blatt 148 Brenner

BERND KOLENPRAT
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Folgende zwei tektonische Einheiten sind in dem zu kartierenden Bereich abtrennbar:
– Patscherkofel-Kristallin (Stubaikristallin)
– Innsbrucker-Quarzphyllit [i. A.].

Patscherkofel-Kristallin

Der dieses Kristallin beinhaltende Kartierungsbereich umfasst Hang- bzw. Karbereiche südlich bzw. südwestlich des Glungezer Gipfels (2677 m) bis zur Tulfeinalm (2035 m), Kammbereiche zwischen Sonnenspitze (2639 m) und Viggarspitze (2306 m) und das Auftreten im Bereich des Schartenkogels (2311 m).

Aufgrund meist nur geringmächtiger Verbreitung der einzelnen Gesteinstypen, Wechsellagerung, kontinuierlicher Übergänge der Typen ineinander sowie einer intensiven isoklinalen Faltung, kann für weite Bereiche keine detaillierte Ausscheidung der unterschiedlichen Lithologie-

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

typen erfolgen. Das Kristallin wird daher zu einer Serie zusammengefasst. Mächtigere Vorkommen werden mit Übersignatur eingezeichnet. Amphibolite bzw. hornblendeführende Gesteine werden ausgeschieden.

Folgende Lithologietypen können differenziert werden:

– Staurolith-Glimmerschiefer bis Gneise mit und ohne Granat
– Glimmerschiefer mit und ohne Granat, mit wechselnden Glimmer-, Quarz- und Feldspatgehalten
– Biotitschiefer
– Quarzite (gebändert bis massige Typen)
– Gneise (Paragneise) bzw. Schiefergneise
– Amphibolite und hornblendeführende Gesteine

Gegenüber den Vorkommen am Patscherkofel zeigt sich in den östlichen Bereichen dieses Kristallins ein Zurücktreten der staurolithführenden Gesteine. Es dominieren Quarzite, Glimmerschiefer und Gneise. Staurolithführende Gesteine sind nur in geringmächtigen Lagen eingeschaltet. Ein weiterer Unterschied zum Patscherkofel wäre das verstärkte Auftreten von Amphiboliten und hornblendeführenden Gesteinen.

Das gesamte Bereich ist durch großdimensionale Massenbewegungen und Abschiebungen an teilweise vorgegebenen Bruchsystemen gekennzeichnet. Mächtige Auflagerungen von kristallinem Blockwerk überdecken überdies größere Gebiete des Innsbrucker Quarzphyllites.

Die Abgrenzung zum liegenden Innsbrucker Quarzphyllit gestaltet sich in manchen Bereichen (Bärenbader Jöchl) als einigermaßen schwierig. Einerseits ähneln straurolithfreie Glimmerschiefer den höher metamorphen glimmerschieferähnlichen Typen des Quarzphyllites und andererseits treten quarzreiche Gesteine und chloritreiche Schiefer (vermutlich stärker retrograde Gesteine) in beiden Kristallinbereichen gleichermaßen auf. Eine Abtrennung erfolgte erstens durch das Auftreten von Staurolith und zweitens durch größerflächige Betrachtung des Gebietes, wodurch sich aber wie beim Bärenbader Jöchl geometrische Probleme ergeben.

Strukturinventar

Die polyphase Deformation führt aufgrund des unterschiedlichen rheologischen Verhaltens der Gesteinstypen zur verschiedenartigen und -starken Überprägung älterer Gefüge. So ist die älteste, makroskopisch gut erkennbare, Schieferung in den Gneisen und quarz- und feldspatreichen Glimmerschiefern durch eine intensive enge bis isoklinale Faltung überprägt. Die Faltenachsen liegen parallel bis subparallel zur Streckungslineation (ca. 260, vermutlich konstant top to W) der Scherverformung, welche vermutlich auch zur Ausbildung dieser Faltung führte. In mehr glimmerreichen Gesteinen bilden die Schenkel dieser Isoklinalfaltung die neue dominierende Schieferung aus. Es kommt somit zu Crenulation des alten planaren Gefüges. Die Achsenebenen der Isoklinalfaltung bzw. die Schieferungsflächen zeigen ein mittelsteiles Einfallen nach Nordwesten. Die Mikrofaltenachse (crenulation cleavage) zu dieser Isoklinalfaltung liegt wiederum parallel zu mesoskopischen Faltenachsen und sub- bis parallel zur Streckungslineation. In reinen Quarziten schließlich wird die ältere Foliation vollständig überprägt und die neue penetrative Schieferung lässt sich eindeutig als eine mylonitische Foliation charakterisieren. Die genaue Altersstellung dieser Deformationsphase bedarf noch geochronologischer Untersuchungen. Diesem Deformationsereignis folgt vermutlich die Ausbildung eines NW-gerichteten Scherbandgefüges (SC'-Gefüge), welches sich nur in offensichtlich retrograden chloritreichen Schiefertypen makroskopisch erkennen lässt. Gleichzeitig oder darauf folgend bildet sich eine offene Faltung mit Faltenachsen in SW–NE-Richtung (230-050) und meist senkrecht zur Foliation stehenden Achsenebenen aus. Diese Faltung lässt sich nur in Form einer Mikrofaltung fassen und dürfte zu keiner mesoskopischen Ausbildung führen. Es folgt eine Kinkfaltung mit um die Nordrichtung streuenden Faltenachsen. Die meisten Kinkfalten zeigen Übergänge zu gescherten Kinkfalten bzw. Schleppfalten mit kataklastischen Bewegungszonen. Diese könnten bereits im Zusammenhang mit der Brennerabschiebung stehen. Die sprödtektonische Entwicklung dieses Kristallins zeigt Bruchsysteme, die der Brennerabschiebung zuordenbar sind und welche im Zusammenhang mit der Inntalstörung und jüngeren Störungszonen stehen.

Innsbrucker Quarzphyllit

Hierzu wurden Bereiche um die Tulfeinalm (2035 m), das Kar südwestlich des Glungezers und nordwestlich der Kreuzspitze, die Kare und Hänge westlich des Voldertales sowie der Kammbereich bis zum Grünbergspitz bearbeitet.

Wiederum zeigt sich, dass eine kartenmäßige Ausscheidung der einzelnen Lithologietypen in manchen Bereichen aufgrund der engen Wechsellagerung und Übergänge der Typen ineinander nicht durchgeführt werden kann. Vielmehr bietet sich jedoch eine Ausscheidung von charakteristischen Serien an.

Differenzierbare Lithologietypen im „Innsbrucker Quarzphyllit" wären:

– Monotone Phyllite mit unterschiedlichen Anteilen an Quarzmobilisatlagen
– Quarzreiche Phyllite mit Übergängen zu Quarziten
– Glimmerschiefer mit und ohne Biotit
– Granatglimmerschiefer
– Chloritreiche Schiefer
– Plattige Gneise mit und ohne Granat
– Grünschiefer
– Amphibolit
– Marmore

Schematisches Profil über Glungezer – Gamslahnerspitze – Kreuzspitze – Rosenjoch – Grünbergspitze

Direkt am Gipfel des Glungezers (2677 m) setzen im Liegenden des Patscherkofel-Kristallins quarzmobilisatreiche Phyllite ein. Diese Typen können in die Serie der mehr oder weniger monotonen Phyllite gestellt werden, welche vor allem auch die dominante Serie nördlich des Kristallins darstellt. In diesen Phylliten finden sich im Liegenden Einschaltungen von hellen Marmoren, die offenbar in Form von stratiformen Linsen vorliegen. Anschließend folgt im Liegenden eine Serie, welche durch enge Wechsellagerungen von Grünschiefern und Phylliten charakterisiert ist. Othogneis mit blauen Quarzen unterlagert diese Serie. Gegen Süden zeigt sich ein Anstieg der Metamorphosebedingungen. Die Phyllite gehen innerhalb von Zehnermächtigkeitsmetern in Glimmerschiefer bzw. Granatglimmerschiefer über. In diesen Glimmerschiefern findet sich im Bereich vom Gamslahner (2681 m) bis zur Kreuzspitze Einschaltungen von teilweise mächtigen plattigen Gneisen, quarzreichen Schiefern, reinen Quarziten, Amphiboliten und Chloritschiefern. Der makroskopische Befund lässt annehmen, dass es sich bei den Chloritschiefern um stärker retrograde bzw. in jüngerer Zeit stärker deformierte Gesteine handelt. Sie sind immer

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

wieder als geringmächtige Lagen in den verschiedenen Lithologietypen eingeschaltet und zeigen ein deutlich ausgeprägtes penetratives Scherbandgefüge (SC'-Gefüge). Südlich der Kreuzspitze (2746 m) scheint die Metamorphose wieder abzunehmen. So treten im Bereich zwischen Kreuzspitze und Rosenjoch (2796 m) vor allem Glimmerschiefer mit Einschaltungen von Grünschiefern und untergeordnet quarzreiche Typen auf. Südlich des Rosenjochs endet diese Glimmerschiefer-Grünschiefer-Serie und geht wiederum in die monotone Phyllitserie mit vereinzelten Marmoreinschaltungen über.

Die Metamophoseverteilung bzw. der symmetrische Bau dieses Gebietes legen einen mehr oder weniger isoklinalen Faltenbau mit einer mittelsteil nach NW einfallenden Achsenebene nahe. Indizien, in Form von Parasitärfalten 2. und 3. Ordnung oder einer Achsenebenenschieferung, welche sich ausbilden sollten, konnten nicht gefunden werden. Über die fragliche Geometrie einer etwaigen Großstruktur kann derzeit nur spekuliert werden. Es könnte sich hierbei auch um das Produkt von Überschiebungen und Imbrikationen handeln.

Strukturinventar

Im Vergleich zum Patscherkofel-Kristallin zeigen sich einige Parallelen. Die älteste in manchen Lithologien des Patscherkofel-Kristallins gut erhaltene Schieferung wird in den glimmerreichen Typen des Innsbrucker Quarzphyllites vollständig von der jüngeren, hier dominierenden, Schieferung überprägt und findet sich nur mehr reliktisch in Form von isoklinal verfalteten Quarzmobilisatlagen. Diese Quarzmobilisatlagen zeigen auch zweifach gefaltene Isoklinalfalten, was somit auf das Vorhandensein einer noch älteren Foliation schließen lässt. Die plattigen Gneise bzw. quarzreichen Schiefer bis Schiefergneise zeigen ebenfalls eine Isoklinalfaltung mit parallel zueinander liegenden Faltenschenkeln, welche somit die jüngere dominierende Schieferung bilden. Die Faltenachsen dieser Isoklinalfalten liegen wiederum parallel zur Streckungslineation (ca. 260) einer Scherverformung. Die Deutlichkeit der Ausbildung der Streckungslineation ist in den zentralen höhermetamorphen Anteilen am stärksten. Dieser Scherverformung dürfte die Ausbildung von top to NW-gerichteten Scherbändern (SC'-Gefüge) und einer chevronartigen offenen bis engen Faltung (Faltenachse 230-050) folgen. Die Achsenebenen der jüngeren Faltung stehen wiederum senkrecht zur Foliation. Über die genaue Abfolge oder einer Gleichzeitigkeit von Scherbändern und Faltung besteht derzeit noch Unklarheit. Jedoch zeigt sich, dass sich in glimmerreichen Typen eher ein SC'-Gefüge ausbildet, in den quarzreichen Lithologien hingegen eher die Chevronfaltung. Die Ausbildung des Scherbandgefüges lief unter retrograden Bedingungen ab und führte zur Chloritisierung weiter Bereiche. Dieser Phase oder Phasen folgen wie im Patscherkofel-Kristallin die Bildung einer Kinkfaltung. Die sprödtektonische Beeinflussung zeigt wiederum Hinweise auf die Brennerabschiebung und auf jüngere Störungssysteme.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 148 Brenner

JANUSZ MAGIERA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Schmirntal

Den oberen Teil des Schmirntals (oberhalb von Rohrach) bildet ein breiter, postglazialer Trog. Die unteren Teile der Abhänge sind mit Seitenmoränen bedeckt. Oberhalb von Schmirn kommen sie an beiden Abhängen vor, unterhalb nur am linken Abhang. Sie bilden eine deutliche Verflachung auf der Höhe von 60–100 m über dem Talboden. In der Holzebensiedlung bildet die Seitenmoräne einen gut erhaltenen Wall.

Die Moränen sind mit zahlreichen postglazialen Schwemmfächern und Schuttkegeln bedeckt. Der größte von ihnen fällt von dem unter der Schafseitenspitze gelegenen Kessel in Richtung Toldern ab.

Unterhalb von Rohrach, am linken Talabhang, hat sich ein Fragment der Endmoräne erhalten (1360–1480 m ü.d.M.). Diese Moräne und die beschriebenen Seitenmoränen entstanden anscheinend im Gschnitzstadium.

Die Endmoränen der jüngeren Stadien haben sich in den Tälern erhalten, die von der Hohen Warte nach Nordwesten abfallen, auf der Höhe von 1550–1600, 1750–1800, 1850 und 1950–2100 m ü.d.M. Die Abhänge unter diesen Moränen sind mit ausgedehnten fluvioglazialen Schemmfächern bedeckt. Ein ziemlich ausgedehnter Boden dieses Teils des Tals ist mit Alluvien bedeckt, die zwei Terrassen bilden.

Unterhalb von Rohrach wird das Schmirntal eng und tief. Dieser Abschnitt des Tals wurde wahrscheinlich durch die Schmelzwässer aus dem Gletscher des Gschnitzstadiums und die aus den jüngeren Gletschern vertieft. Dort kommen keine Moränen vor. Die Seitenmoräne erscheint erst am rechten Abhang, in der Nähe der Stelle, wo das Tal ins Valsertal mündet (Unterleite). Das ist vermutlich die Moräne des Steinachstadiums.

Große Teile der Talabhänge sind durch Bergstürze beschädigt. Diese Bergstürze sind zur Zeit nicht aktiv. Der größte von ihnen kommt am linken Abhang über Oberleite vor. Ein großer Teil des Abhanges oberhalb von Toldern (Kalte Herberge) wurde wahrscheinlich auch durch Bergstürze beschädigt.

Ein großer Kalziumkarbonatgehalt im Grundwasser des Talbereichs begünstigt die Enstehung von Quelltuff. Größere Flächen kommen an Stellen vor, wo kleinere Bäche ins Tal münden, in der Nähe von Schmirn, Rohrach und Oberleite.

Valsertal

Im Valsertal kann man – ähnlich wie in Schmirntal – zwei Teile unterscheiden. Den oberen Teil des Tals bilden die Überreste der Endmoräne, die in der Nähe von Kolb (1260–1340 m ü.d.M.) vorkommen. Das ist wahrscheinlich die Moräne des Gschnitzstadiums. Dieser Teil des Tals ist ziemlich breit. Der rechte Abhang ist mit Schwemmfächern, Schotter, Seitenmoränen (unterhalb der Sillalm) und fluvioglazialen Fächern (Innervals) bedeckt. Der Boden ist mit Alluvien bedeckt.

Die Moränen der jüngeren Stadien als Gschnitzstadium haben sich in den Tälern erhalten, die vom Sumpfschartl nach Nordwesten abfallen, und befinden sich auf der Höhe von 1550–1600, 1700–1800, 1900–2000, 2050–2100, 2200–2280 und etwa 2500 m ü.d.M.

Der untere Teil des Valsertals, unterhalb von Kolb, ist enger, tiefer und steiler als der obere Teil. Der Boden und die unteren Teile der Abhänge sind mit Moräne bedeckt. An der Stelle, wo das Valsertal mit dem Schmirntal zusammenläuft (St. Jodok), hat sich ein hoher Wall der Mittelmoräne erhalten, am Fuß der Staflecher Wand dagegen ein kleines Fragment der Kamesterrasse. Obwohl in dem Tal die Endmoräne nicht vorkommt, scheinen die Ablagerungen im Steinachstadium entstanden zu sein.

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

Alluviale Ablagerungen befinden sich nur in dem untersten Teil des Tals, in der Nähe der Stelle, wo das Tal ins Wipptal mündet.

Navistal

Quartäre Ablagerungen in der Zone, wo das Navistal ins Wipptal mündet, haben eine komplizierte Struktur und Morphologie. Am rechten (östlichen) Abhang, an den beiden Ausgängen des Navistals erstreckt sich eine große Terrasse von der Höhe etwa 80 m. Sie entstand wahrscheinlich im späten Würm, in dem teilweise mit Toteis ausgefüllten Tal. An ihrem Fuß, im Mühlen, ist ein Fragment von Moräne mit zahlreichen Felsblöcken sichtbar.

Am Ausgang des Navistals geht diese Terrasse in einen ausgedehnten Schwemmfächer über, der zur Zeit stark erodiert ist. Ein kleines Tal, in dem jetzt ein Weg von Matrei bis Navis führt, bildete in der Zeit, als das Tal noch mit Gletscher ausgefüllt war (?Gschnitzstadium), wahrscheinlich einen Abflussweg für des Schmelzwasser aus dem Navistal. Der Abfluss in Richtung Mühlen entstand später. Er führte zur Entstehung des derzeitigen tiefen Talausgangs unterhalb von St. Kathrein und zur Zerstörung des zentralen Teils des Schwemmfächers. Sein Rest ist ein enger, gebogener Rücken westlich von St. Kathrein mit einer Kiesgrube auf dem Gipfel.

Auf der Höhe von St. Kathrein ist das Navistal durch eine Endmoräne getrennt (wahrscheinlich Steinachstadium). Die Fragmente der Seitenmoräne dieses Stadiums haben sich nordöstlich von St. Kathrein, den Weg nach Navis (Ausserweg) entlang, auf der Höhe von 70–120 m über dem Talboden erhalten. An dem gegenüberliegenden Abhang kommt keine Moräne vor. Stellenweise haben sich auf der Höhe von etwa 60 m Anhäufungen von Felsblöcken erhalten.

Ein Wall der Endmoräne in St. Kathrein staute den Abfluss des Schmelzwassers aus dem Tal. In dem entstandenden Eisstausee hat sich Bänderton abgelagert. Er ist jetzt sichtbar am Abhang unterhalb von St. Kathrein auf der Höhe von 1070–1100 m ü.d.M., in der Nähe von Koatzet (1220–1240 m ü.d.M.) und bei Kopfers (1230–1260 m ü.d.M.). Der Bänderton aus den zwei letzten Lokalitäten enstand vermutlich in einem anderen, höher gelegenen Eisstausee. Dort, wo der Bänderton vorkommt, sind Bergstürze entstanden.

Im untersuchten Abschnitt des Tals (bis Navis) kommen keine Moränen vor. Die Überreste einer Endmoräne haben sich wahrscheinlich nur am rechten Abhang, westlich von Kohlstatt, auf der Höhe von 1340–1440 m ü.d.M. erhalten. Diesen ganzen Abschnitt entlang kommt Kies mit Sand und Felsblöcken vor. Sie bilden am linken (südlichen) Abhang eine Terrasse unter der Höhe 60–80 m und am rechten (nördlichen) Abhang eine unvollständige Decke. Diese Terrasse entspricht der beschriebenen, 80 m langen Terrasse aus dem Wipptal und entstand – ähnlich wie die letztere – in dem teilweise mit Toteis ausgefüllten Tal.

Die Ablagerungen einer älteren Vergletscherung als Gschnitzstadium sind in der Nähe des Talausgangs erhalten. Das ist ein Streifen teilweise zementierter Moräne, der auf der Höhe von 1200–1250 m ü.d.M. nördlich von St. Kathrein liegt, und eine Anhäufung von Felsblöcken auf ähnlicher Höhe, südöstlich von Tienzens. Die Spuren dieser Vergletscherung sind sichtbar als Moränenstreifen und Kamesterrasse am rechten (nordöstlichen) Abhang des Wipptals, auf 1160–1200 m ü.d.M. unterhalb vom Mauracher Berg.

Die jüngeren Gletscher als Gschnitzstadium hinterließen kleine Endmoränen in Benntal und Pastengrube (auf einer Höhe von 1900–2050 m ü.d.M.) und ein fluvioglaziales Schwemmfach im unteren Teil des Benntals.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen auf Blatt 148 Brenner

AXEL NOWOTNY

Die im Berichtsjahr durchgeführten Begehungen wurden im Gebiet der bereits bestehenden Manuskriptkarten von W. FRISCH im Maßstab 1 : 10.000 aus den Jahren 1976–1983 durchgeführt. Sie dienten der Angleichung an die neue topographische Grundlage und dem Füllen einzelner Kartierungslücken vor allem in den Tallagen.

Das Gebiet erstreckte sich zwischen dem Schmirntal und dem Silltal. Das gesamte umrissene Gebiet wird von Gesteinen des Tauernfensters eingenommen. Der größte Bereich davon wird von Bündner Schiefer der Glocknerdecke aufgebaut. Nach Häufigkeit des Auftretens lassen sich kalkreiche Bündner Schiefer (Kalkphyllite), kalkarme und kalkfreie Bündner Schiefer (Schwarzphyllite, auch dünnschichtige, mehr oder weniger karbonathältige Quarzite bis Quarzphyllite) unterscheiden. Typische Prasinite sind selten, allerdings treten reichlich Chloritschiefer meist im Verband mit kalkarmen Phylliten auf.

Der Grenzbereich zwischen Glocknerdecke und der im Liegenden angetroffenen Kaserer-Serie wird durch ein perlschnurartiges Auftreten von Gesteinen der Permotrias gebildet. Es handelt sich dabei um Quarzite, Serizitphyllite, Karbonate und Rauhwacke, welche die Basis der Glocknerdecke bilden. Die Kaserer-Serie entspricht in der Masse makroskopisch dem Bündner Schiefer der Glocknerdecke. Einzelne Schichtglieder wie Arkose und chloritführende Schiefer mit Lagen resedimentierten Dolomits lassen sie gut erkennen. Sie tritt mächtig entwickelt zwischen Valstal, Silleskogel und Venntal auf. Als Schuppe konnte sie innerhalb der Bündner Schiefer im Bereich der Vennspitze auskartiert werden.

Basal der Kaserer Serie findet sich der Hochstegenmarmor. Er ist ziemlich einförmig als blaugrauer Kalkmarmor entwickelt. Der im Liegenden meist braungraue bis ockerbraune auftretende Triasmarmor lässt sich auch ohne Abgrenzung durch Graphitquarzite, welche teilweise an der Basis des Hochstegenmarmors auftreten, abgrenzen.

Der SE-Bereich des Kartenblattes Brenner wird von Zentralgneis aufgebaut. Es liegt ihm eine etwa 50 m mächtige tuffitische Serie aus feinkörnigen und feingeschichteten Biotit- und Hornblendeschiefern auf. Im Grenzbereich zwischen Zentralgneis und überlagerndem Hochstegenmarmor können sowohl in den Biotitschiefern etwa WNW der „Touristenrast“ als auch im eigentlichen Zentralgneis Mylonitzonen auftreten.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in der Quarzphyllitzone und im Tauernfenster auf Blatt 148 Brenner

MANFRED ROCKENSCHAUB

In diesem Jahr bezog sich die geologische Aufnahmetätigkeit in der Innsbrucker Quarzphyllitzone auf die Gebiete südlich von Pfons – Mieslkopf – Naviser Jöchl und auf Teile des Tauernfensters nördlich des Kammes N des Schmirntales.

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

Innsbrucker Quarzphyllitzone

Den südlichen Teil der Innsbrucker Quarzphyllitzone bauen granatfreie Serizit-Chlorit-Phyllite mit wechselndem Quarz und Feldspatgehalt auf. Typisch für diesen Abschnitt der Quarzphyllitzone sind Einlagerungen von Kalk- und Dolomitmarmoren, Eisendolomiten, Schwarzschiefern, Grünschiefern und Porphyroiden. Diese Gesteine bilden meist lateral nicht weit verfolgbare Lagen und Linsen mit einer Mächtigkeit von einigen Metern bis Zehnermetern. Großräumig gesehen sind sie an ganz bestimmte Horizonte im Quarzphyllit gebunden. Grünschiefer, vorwiegend Chlorit-Epidot-Albit-Schiefer, lokal auch mit wechselndem Karbonatgehalt, kommen gehäuft im Gipfelbereich der Grünbergspitze, im Kar westlich davon, am Rosenjoch und in geringer Mächtigkeit S des Naviser Jöchls bzw. N des Kreuzjöchls vor. Einige Zehnermeter weiter im Liegenden dieser Grünschiefer treten im Sattel N der Grafmarterspitze und in den Wänden S und W des Seeköpfls wiederholt gering mächtige Lagen von weißgrauen Porphyroiden auf. Geht man weiter ins Liegende, lässt sich im Quarzphyllit ein Horizont kartieren, der durch das gehäufte Auftreten von Kalk- und tw. Dolomitmarmoren gekennzeichnet ist. Manchmal werden diese Karbonate von Schwarzschiefern begleitet. Am mächtigsten treten die Karbonate im Gipfelbereich der Sonnenspitze und nördlich des Naviser Jöchls auf. Kleinere Vorkommen wurden in den Hängen E, N und W der Seblesspitze sowie im Sattel N des Kreuzjöchls kartiert. Weitere Vorkommen befinden sich im Pfonerbach in ca. 1350 und 1550 m (Dolomitmarmor) Seehöhe, in der weiteren Umgebung der Seapn-, Misl- und Ochsenalm und E bzw. NE der Nellenhütte in ca. 2000 m. Eine Zone mit gehäuftem Auftreten von Eisendolomiten verläuft im Nahbereich der Grenze zum Tauernfenster. Linsen dieser Gesteine treten in den Hängen N und W der Lattereralm, N der Peeralm, NW der Schneideralm und am Schönen Berg auf. Die Quarzphyllite fallen durchwegs flach bis mittelsteil gegen N bis NW ein und liegen hier im S invers. Gegen das stratigraphisch Liegende, jetzt das tektonisch Hangende nimmt die Metamorphose zu. Granatfreie Serizit-Chloritphyllite gehen allmählich in Granat und Biotit führende Glimmerschiefer über. Diese treten nördlich des Grates Morgenkogel – Kreutzspitze auf.

Im Kammbereich, vom Kreuzjoch über den Rauhen Kamm, Mislkopf bis hin zum Misljoch, treten die Sedimente des Tarntaler Mesozoikums mächtig in Erscheinung. Diese Sedimente liegen hier diskordant und tektonisch dem Innsbrucker Quarzphyllit auf. Es werden zwei tektonische Einheiten unterschieden. Die Hippolddecke und die Recknerdecke. Die Hippolddecke besteht aus Quarziten (Skyth), Rauhwacken, Kalkmarmoren und tw. Bändermarmoren (Mitteltrias). Ob Teile der Radiolarite, Breccien, Tonschiefer und Dolomite, die den Rauhen Kamm aufbauen, der Hippolddecke angehören, wie es THÜNKER (1977) und HÄUSLER (1988) vorschlagen, kann nicht entschieden werden, da auch in diesem nördlichen Bereich erstmals kleine, aber für die Recknerdecke typische Serpentinitvorkommen entdeckt wurden. Die Recknerdecke besteht hier aus Serpentiniten, Ophicalziten, Sandsteinen, Radiolariten, verschiedenen Kalken, Tonschiefern, Dolomiten und Breccien. Ein kleineres Vorkommen dieser Gesteine, aber auch von Quarziten, Rauhwacken und Bändermarmoren, baut den Hirschenstein auf. Weiters treten Reste dieser Sedimente am Kamm W der Grünbergalm und im Bereich des Mölsjoches auf. Durch die Brennerabschiebung abgesetzte Vorkommen von Tarntaler Mesozoikum finden sich im Raum Matrei, Schöfens und Pfons. Hier sind die Quarzite, Serpentinite und Ophicalzite dominant. Untergeordnet kommen Grünschiefer, Rauhwacken, Kalkmarmore, Radiolarite und Sandsteine vor. Aufgrund der Neukartierung kann gesagt werden, dass die Recknerdecke fast ausschließlich aus jurassischen Gesteinen (ausgenommen der Hauptdolomit, Kössener Schichten und die vermutlich ins Karn einzustufenden Tonschiefer im Gipfelbereich des Mislkopfes) und die Hippolddecke aus Triasgesteinen besteht. Westlich der Seapnalm und im Bereich Pfons wurden vereinzelt Schiefer mit Alkaliamphibolen (Blauschiefer) gefunden. Die Sedimente des Tarntaler Mesozoikums sind von engen Falten mit vertikaler Achsenebene und E–W-streichenden Falten verformt. Isolklinale Liegendfalten werden von den erstgenannten Falten wiederverfaltet.

Tauernfenster

Die Grenze zwischen Innsbrucker Quarzphyllitzone und Tauernfenster verläuft in den nördlichen Abhängen zum Navistal; von der Lattereralm zur Peeralm, der Stroblalm nach Matrei. Im nördlichen Bereich des Tauernfensters dominieren graue Phyllite mit wechselndem Kalkgehalt. Kalkschiefer und Kalkmarmore sind untergeordnet. Es können aber immer wieder kalkfreie, silbergraue Phyllite, zum Teil Chlorit führend, beobachtet werden. Charakteristisch für diese Zone, die als Nordrahmenzone oder Matreierzone in der Literatur beschrieben ist, sind Schollen von unterschiedlichsten Gesteinen, die z.B. von FRISCH als Olistolithe gedeutet werden. Hauptdolomite, Permoskythgesteine (Quarzite, Konglomerate, Porphyroide), bunte Schiefer (vermutlich Keuper) und verschiedene Kalke, darunter auch Crinoidenspatkalke. Die größte derartige Scholle, ein Hauptdolomit- und Quarzitkörper (untergeordnet mit Quarzkonglomeraten) baut den Gallenschrofen und das Weirichegg auf (ca. 3 km lang und mehr als 100 m mächtig). Weitere Hauptdolomit-, Quarzit-, Dolomit- und Keuperschieferschollen stecken in den Hängen NE und E der Weirichalm. Keuperschiefer kommen noch im Bach oberhalb der Oberen Straße (Navistal) bei Schranzer vor. In der westlichen Fortsetzung dieser Schiefer stecken weitere Schollen von Hauptdolomiten, grauen tw. gebankten Kalken und Crinoidenkalken in den kalkarmen Phylliten des Tauernfensters. Die Schollen erreichen Längserstreckungen von einigen Zehnermetern bis zu mehreren hundert Metern und Mächtigkeiten zwischen einigen Metern und 40 bis 50 Metern. Südlich des Navisbaches treten nur vereinzelt derartige Schollen auf. Sie erreichen hier Dimensionen zwischen einigen Metern und ca. hundert Metern.

Südlich der Stoffenalm, Stippleralm, Vöstenalm, am Koatzeter Berg, Pastengrube, Schröfenkogel und Inzentaler Ochsenalm sind die kalkarmen Phyllite untergeordnet und es dominieren Kalkschiefer und Kalksandsteine, die teilweise dünne Schieferlagen und gradierte Schichtungen aufweisen. Südlich des Pastenbaches, der Hofalm, Hintere Pastenalm und am Kamm zwischen Reißenschuh Sumpfkopf und Hochgeneinjoch dominieren wieder kalkarme und kalkfreie Phyllite.

Der kartierte Bereich des Tauernfensters lässt sich im wesentlichen in zwei Abschnitte gliedern: Im Norden in die Matreier Zone mit den Olistolithen, im S die Glocknerdecke mit vorwiegend Kalkschiefern und Kalkphylliten.

In der Matreier Zone fallen die Gesteine steil bis mittelsteil gegen S und N ein. Dieser Bereich endet etwa nördlich der Linie von Tienzens zur Stoffenalm. Die Gesteine S davon, die der Glocknerdecke zugerechnet werden, fallen durchwegs mittelsteil gegen N bis W ein.

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

Auch im Tauernfenster lassen sich makroskopisch mindestens zwei Faltengenerationen unterscheiden. Ältere liegende Isoklinalfalten werden von offenen Falten mit steilstehender Achsenebene überprägt.

Blatt 149 Lanersbach

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Tauernfenster auf Blatt 149 Lanersbach

BERND LAMMERER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr 97 wurde im Südwesten des Blattes kartiert. Westlich des Zamsergrundes, im Stampflkees und um die Kastenschneid werden die Muskowit- bzw. Zweiglimmergranitgneise („Augen-Flasergneise") von einer Schar aplitischer und lamprophyrischer Gänge durchschlagen. Die etwa zwei Dutzend nordöstlich streichenden, subvertikalen Metabasitgänge sind ein oder mehrere Dezimeter mächtig und halten vielfach über Kilometer durch. Die in der Aufstandsfläche der Schlegeisstaumauer kartierten Gänge liegen in deren direkter streichender Verlängerung (MIGNON, 1972). Sie haben zumeist deutlich mehr Strain aufgenommen als das Nebengestein. Mengenmäßig geringer und mit einer größeren Variation im Streichen finden sich im gleichen Gebiet gehäuft Aplitgänge.

Im äußersten Südwesten des Blattes nähert man sich dem Hangendkontakt des Tuxer Zentralgneises. Dies drückt sich in einer zunehmend porphyrgranitischen Struktur aus, einer Häufung an basischen Xenolithen und an einer Überlagerung durch ein sehr feinkörniges, an Metaquarzporphyr erinnerndes Gestein.

Ein zweiter Kartierschwerpunkt betraf die Kaserer Serie in der Umgebung der Typlokalität. Seit THIELE (1974) wird sie wegen „eindeutiger sedimentärer Übergänge" aus dem Hochstegenkalk in die Kreide gestellt, was allgemein, auch vom Autor, akzeptiert worden war.

Daran sind inzwischen erhebliche Zweifel aufgekommen. Bei der Begehung des Nord- und Westgrates des kleinen Kaserers wurden bis zu 40 % an Dolomitlagen in den arkosereichen und z.T. grobkörnigen Metaklastika gefunden, was zur Kreide passt wie die Faust auf's Auge.

Nördlich der Kahlwandspitze schwellen graue und weiße, bankige Dolomitlagen zu mehr als 10 m Mächtigkeit an und es sieht so aus, dass sowohl die Dolomite der Schöberspitzen-„Trias", als auch die der Kalkwandstangen-Trias im Wolfendomprofil nur besonders mächtige Lagen innerhalb der Kaserer Serie sind. Am Riepenkopf finden sich zudem im Hangenden der Dolomite grünviolettbunte Schiefer, die außerordentlich an metamorphe Quartenschiefer erinnern. Im Kontakt zum Hochstegenkalk treten an zerscherte Rauhwacken erinnernde Lagen auf, die ohne weiteres als ehedem evaporitische Überschiebungshorizonte gedeutet werden können, die durch die metamorphe Überprägung schwer erkennbar geworden sind. Damit wäre die Kaserer Serie lediglich eine fazielle Variante der Wustkogelserie bzw. der Seidelwinkeltrias und bereits Teil des penninischen Deckenkomplexes über dem Hochstegenkalk und die Deckengrenzen müssen neu gezogen werden.

Blatt 154 Rauris

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Penninikum des Hüttwinkltales auf Blatt 154 Rauris

JOHANN HELLERSCHMIDT-ALBER

Im Berichtsjahr wurden einige Details im Bereich des Hüttwinkltales zwischen Kolm Saigurn und Fröstlberg kartiert. Es sind dies die Einhänge nördlich Kolm Saigurn über Bodenhaus bis Schreiberhäusl und der Übergang vom vorderen Hüttwinkltal ins Seidlwinkeltal westlich von Bucheben. Zum größten Teil wurden bestehende geologische Kartierungen der neuesten Topographie angepasst und einzelne Schlüsselbereiche begangen und auskartiert. Auch die Frage der Herkunft der „Rauriser Platten" (vorwiegend Phengit-Quarzite), welche in den Steinbrüchen zwischen Schreiberhäusl und Lohningeralm gewonnen wurden, konnte geklärt werden, soweit das nicht schon aus der bestehenden Literatur hervorgeht.

Die letzte kartenmäßig großräumige geologische Darstellung des Hüttwinkltales stammt von Ch. EXNER (1962) und ist in ihrer seinerzeitigen umfassenden Darstellung einmalig und genial. In den 70er- und 80er-Jahren wurden im Umkreis von Kolm Saigurn bzw. im östlichen Teil des Hüttwinkltales mehrere geologische Kartierungen mit verschiedenen Fragestellungen durchgeführt (ALBER, J., 1976; MALECKI, G., 1972; MATURA, A., 1966; POSCHINGER, A. von, 1986; FELLNER, D., 1991), welche zusätzliche wertvolle Details sowohl für die Grundlagenforschung als auch für die angewandte Geologie erbrachten.

Vorausgeschickt sei noch, dass an fast allen westexponierten Hängen (orografisch rechte Talflanke) des Hüttwinkltales Massenbewegungen stattgefunden haben, die es sehr erschweren, die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse festzustellen. Jedoch sind in der Kammregion und an einzelnen Rücken im Südteil des kartierten Gebietes noch ungestörte Lagerungsverhältnisse zu finden.

Zentralgneis und Schieferhülle

Im Südostteil des Arbeitsgebietes, im Bereich Bockhartscharte – Seealm – Astenschmiede befindet sich ein Zentralgneiskörper des Siglitzgneises, welcher die tiefste Einheit dieses Bereiches bildet. Darüber folgen paläozoische Glimmerschiefer, Biotitblastenschiefer und Paragneise mit einzelnen Lagen von Chloritschiefern und Prasiniten. Der Siglitzgneis ist ein mittelkörniger, plagioklasreicher Augen- bis Flasergneis mit teilweise starker Biotitführung. Die Augen bestehen meist aus hypidiomorphen Kalifeldspäten in Zentimetergröße. Bei den Fla-

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

sergneisen übersteigt die Größe der Feldspatlinsen selten einen Millimeter, außerdem werden die Flasern aus mehr oder weniger zerbrochenen Feldspäten und aus Quarzaggregaten zusammengesetzt, welche von Glimmern umgeben werden. Zwischen Siglitzgneis und Glimmerschiefern befindet sich eine tektonische Abgrenzung, welche sich in einer starken Verquarzung und Phyllonitisierung der hangendsten Partien des Gneises bis zum Auftreten von hellen bis weißen, quarzreichen Schiefern äußert. Die Hauptmasse des Siglitzgneises im Arbeitsgebiet zieht vom Filzenkar westlich des Seekopfes über die Bockhartscharte und unter den Glimmerschiefern und Paragneisen des Riegels westlich Kote 2325 hindurch in die Seealm. Der Siglitzgneis baut die Hänge W davon bis zur Niederrastenalm auf und zieht über den Wildeckriegel in die unteren Hangpartien zwischen Mitterrastenalm und Bodenhaus. Das nördlichste Vorkommen wurde im Graben W Mitterrastenalm zwischen 1540 und 1625 m SH gefunden, wo der Gneis in helle quarzitische Schiefer bis Phyllonite übergeht. Das Einfallen des Zentralgneises ist im Süden flach 20° nach WSW gerichtet, ab der Seealm flach nach Westen (20°). Auf dem Siglitzgneis liegen im Süden Biotitblastenschiefer, Paragneise (mit dem Geröllgneis N der Bockhartscharte) und Glimmerschiefer, vom Bereich 600 m südwestlich Baukarlscharte – Silberpfennig nach Norden bis zur Stanzalm liegt ein Sedimentpaket mit Quarzit, Kalkmarmor, Dolomitschiefer, Chloritoidschiefer, Schwarzphyllit und Kalkglimmerschiefer direkt dem Zentralgneis auf. In den Steilhängen östlich oberhalb der Seealm liegen über dem Zentralgneis Quarzite gefolgt von Kalkmarmoren. Sie ziehen über den Wildeckriegel und durch das Mitterrastenkar westlich der Gasteiner Höhe zur Adelkaralm. Dieser Bereich ist durch tiefgreifende Massenbewegungen stark aufgelockert und durch mehrere auskartierte Gleitbahnen zerlegt. Daher erscheint der hauptsächlich hellgrau bis weiße Kalkmarmor mit untergeordnet dunklen Marmorbändern hier besonders mächtig zu sein. Die untersten, allerdings verrutschten Kalkmarmorvorkommen liegen im Schreibergraben in 1400 m SH unter Moränenschutt. An der Straße zum Steinbruch bei der Adelkaralm steht an der Obergrenze der Moräne in 1700 m SH hellgrauer, gebankter Kalkmarmor, dessen Bänke mit 340/20° flach NNW einfallen. Nördlich der Adelkaralmhütte ist eine mehrere Meter mächtige Einschaltung von hellen Granatglimmerschiefern in den Kalkmarmoren aufgeschlossen. Entlang der Straße ist zwischen 1800 und 1840 m SH nochmals eine Einlagerung von hellen, granatführenden Glimmerschiefern aufgeschlossen, im Hangenden gefolgt von weißen Kalkmarmoren, die im Großen Steinbruch oberhalb gebrochen werden. Sie reichen im Schreibergraben östlich des Steinbruches bis 2080 m SH hinauf, wobei in den obersten 70 Metern Einschaltungen von hellen Glimmerquarziten, Schwarzphylliten und Kalkglimmerschiefern folgen. Die Kalkmarmorobergrenze zieht in südöstliche Richtung bis fast zur Gasteiner Höhe hinauf, wo entlang des Kammes das Ausstreichen der Bergzerreißungsfugen vom Mitterrastenkar bis zur Stanzscharte eindrucksvoll aufgeschlossen ist. Nördlich der Stanzscharte bilden nur mehr Schwarzphyllite, untergeordnet mit Quarziteinschaltungen, Kalkphylliten, Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern die Einhänge östlich der Hüttwinklache, welche durch großräumige Massenbewegungen geprägt sind (siehe FELLNER, Jb. Geol. B.-A., 136/2, 1993).

Ein zweites Vorkommen von Siglitzgneis findet sich in den W-Hängen des Mitterrastenkopfes, wo es in 2240 m SH ca. 20 m mächtig ist und nach einigen hundert Metern in nördlicher Richtung verschwindet. Nach Osten hin nimmt seine Mächtigkeit auf knapp 50 m zu (A. von POSCHINGER, 1986). Nach EXNER (1949a) handelt es sich bei diesem Vorkommen um einen Teil der Durchgangalm-Decke; EXNER verbindet diesen Zentralgneiskörper mit einem weiteren isolierten Zentralgneisband, welches südlich der oberen Durchgangalm in ca. 1800 m SH ansteht, und konstruiert daraus die Durchgangalm-Decke, obwohl der Zusammenhang zwischen den beiden Zentralgneisvorkommen nicht gesichert ist. Die beiden Granatglimmerschiefereinlagerungen im Kalkmarmor in der Adelkaralm könnten die Fortsetzung der tektonischen Diskontinuität vom Mitterrastenkopf (Durchgangalm-Decke) in nordwestliche Richtung darstellen, da sich in den westexponierten Hängen südlich der Mitterrastenalm Schutt von Zentralgneis mit den charakteristischen Nebengesteinen der Durchgangalm-Decke findet.

EXNER (1949a) beschreibt in diesem Zusammenhang im „Siglitz-(Imhoff-)Unterbau-Stollen“ (dieser zieht von Kolm Saigurn ins Gasteiner Naßfeld) innerhalb des Siglitzgneislappens ein 5 m dickes Kalkmarmorband (Stollenmeter 3175–3220), bei dem es sich um eine tektonische Einlagerung handelt, so dass der Gneis nicht als ein einheitliches Gebilde zu sehen ist. POSCHINGER (1986) beschreibt in der streichenden Fortsetzung dieser Marmorlinse im Kolmkar Phyllonite, die er als Beleg für das Ausstreichen einer Diskontinuität deutet.

In dem 1978–1980 gebauten „Hüttwinkl-Überleitungs-Stollen“ (der Stollen verläuft etwa parallel zum Siglitz-Unterbau-Stollen und wurde von RAINER für eine Kraftwerksgruppe aufgenommen) fügen sich die Beobachtungen in dieses Bild ein. Über dem Zentralgneis-Hauptlager (Siglitzgneis) folgt eine mächtige Zone von Biotitblastenschiefern und Granatglimmerschiefern, bis darüber erneut Siglitzgneis aufliegt. Innerhalb der Glimmerschieferzone (Stollenmeter 4310–4940) ist ein Marmorband (Stollenmeter 4676) eingelagert, welches mit den Marmoren des Imhoff-Stollens korreliert werden kann. Da die beiden Stollen im betreffenden Bereich nur in ca. 500 m Abstand voneinander verlaufen, müssten die Glimmerschiefer auf dieser Distanz zwischen den beiden Stollen von 100 m Mächtigkeit gegen 0 ausdünnen. Der in den beiden Stollen im Hangenden abgespaltene Zentralgneis dürfte der von EXNER (1949a) bezeichneten Durchgangalm-Decke entsprechen. EXNER (1957, S. 121) und ebenso MALECKI (1972) ziehen auch einen Faltencharakter der Durchgangalm-Decke in Erwägung und gehen dabei von einer Nord- bis Nordnordwest-streichenden Faltenachse aus. POSCHINGER (1986, S. 51) kommt auf der Suche nach Belegen für eine Faltentheorie der Durchgangalm-Decke zum Schluss, dass es sich wahrscheinlich um eine flachliegende isoklinale nord- bis nordwestvergente Falte mit NE-gerichteter Achse handelt. Darauf weist auch das NNW-Einfallen des Marmors nahe der Nordgrenze der Marmorvorkommen südlich der Stanzalm hin.

Über dem Zentralgneis (Siglitzgneis) liegen im Kolmkar und im Filzenkar Glimmerschiefer, die lokal in Paragneise und auch in Phyllite übergehen. Auch die Zentralgneise der Durchgangalm-Decke werden im Bereich des Mitterrastenkopfes von Biotitschiefern begleitet. Die Mächtigkeiten liegen laut POSCHINGER (1986) bei ca. 100 m im Hauptvorkommen und 10 bis 50 m im Vorkommen der Durchgangalm-Decke. MALECKI (1972) unterscheidet im Bereich der paläozoischen Sedimente einen unteren und einen oberen Paragneiskomplex mit dem Unter-

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

schied, dass im oberen Paragneiskomplex eine starke tektonische Verschuppung mit den darüber liegenden hellen Glimmerschiefern vorliegt.

Die Serie der hellen Glimmerschiefer streicht östlich von Kolm Saigurn von den unteren Partien der Filzenkämmfelsen gegen W, liegt im Bereich südlich der Durchgangalm in SH 1800 direkt dem Siglitzgneis der „Durchgangalm-Decke“ im Sinne von Ch. EXNER (1949a) auf und zieht nach Überquerung des Durchgangalm-Riegels unter den glazialen und postglazialen Ablagerungen hindurch in die untersten Wandpartien des Talschlusses von Kolm Saigurn.

Im Lachegggraben westlich von Kolm Saigurn folgt über den hellen Granatglimmerschiefern ein Prasinit und darüber eine Serie von dunklen Glimmerschiefern, geringmächtigen Grafitquarziten und Paragneisen in welche wiederholt Plagioklas-Hornblendeschiefer, Metatuffe, Metalapilli- bis Metabreccientuffe bis -tuffite eingelagert sind. Sie wurden vom Autor (ALBER, 1976, S. 78–92) eingehend beschrieben und illustriert. Dieser „Geröllgneis“-Komplex mit bis faustgroßen Geröllen ist im Lachegggraben und westlich davon in 1760 m SH mehrere Meter mächtig aufgeschlossen und gleicht dem 1895 von BERWERTH und BECKE aufgefundenen und von EXNER (1949) sowie MALECKI (1972, S. 83 ff.) beschriebenen Geröllgneis der Bockhartscharte, welcher in der paläozoischen Sedimentserie (Unterer Paragneiskomplex im Sinne von MALECKI, 1972) 450 m N der Bockhartscharte und am Silberpfennig-Nordabhang über dem Siglitzgneis aufgeschlossen ist.

Dieser Gesteinsverband wird im Steinkarl westlich von Kolm Saigurn von Blockschutt verdeckt, ist aber in dessen Nordbegrenzung wieder zu finden. Dort folgen darüber helle, z.T. granatführende Albitgneise (EXNERS Gneislamelle 2), Schwarzschiefer, Quarzite, Muskowit-Albitgneise, Epidotamphibolite und Granat-Muskowit-Chloritschiefer mit Chloritoideinschlüssen im Granat.

Nördlich der großen Bergsturz-Blockmassen der Grieswiesalm trifft man am Fuße der Grieswies Mähder nochmals einen Gesteinsverband mit Glimmerschiefern, Hornblende- und Biotit-führenden Chloritschiefern, Paragneisen, Metatuffen und Metatuffiten, wobei der gesamte Komplex in der weiteren Fortsetzung nach N in Glimmerschiefer mit spärlicheren gröberklastischen Anteilen übergeht. Am Südrand der Grieswiesmähder ist in einem Murganggraben folgendes Profil aufgeschlossen: Über den hellen, Granat führenden Glimmerschiefern des Hüttwinkltales folgen nach mächtiger Schuttbedeckung in 1630 m SH 20 m mächtige Biotit-Albit-Gneise, die im hangendsten Bereich mit dünnen Plagioklas-Hornblendeschieferbändern wechsellagern (ALBER, 1976, S. 179). Darüber lagern dunkle Glimmerschiefer mit Einlagen von Paragneisen und Quarziten und Biotit-Hornblendeschiefern. Es folgt ein 10 m mächtiges Band aus hellen Glimmerschiefern mit Granat und Chloritoid, gefolgt wiederum von dunklen Biotit-Albit-Blastenschiefern. Nach einer markanten Grenze folgen 30 m Schwarzphyllite mit Quarzitbändern und zuweilen Kalkglimmerschieferbändchen, überlagert von 50 m mächtigen, glänzenden, blätterigen Schwarzphylliten und den mächtigen Kalkglimmerschiefern der Grieswies Mähder.

Den liegenden Bereich der steilen Felshänge westlich der Fröstellehenalm und den Sockel der Bocksteinwand westlich bis nordwestlich von Bodenhaus bauen helle Glimmerschiefer mit spärlichen Einlagerungen von epidotreichen, zuweilen Chloritoid führenden Chloritschiefern auf. Die Glimmerschiefer zeichnen sich in den liegenden Partien durch auffallende Granat- und Magnetitführung aus. Gegen das Hangende zu werden die Glimmerschiefer dunkler und führen zuweilen Einlagerungen von karbonathältigen Quarz-Albit-Schiefern und quarzreichen Biotitblastenschiefern. Das gesamte Gesteinspaket fällt mit 270/20° flach nach W ein. Darüber folgen nördlich der Rutschmasse der Ritterkaralm in 1690 bis 1710 m SH grünlichgraue Phengit-Quarz-Albitporphyroblastenschiefer mit mehr oder weniger Karbonatanteil, Mikroklin führende Phengit-Quarz-Albitschiefer und grünlichweiße Phengit-Quarzite, welche bis zur Rutschmasse östlich der Bocksteinwand ziehen. Überlagert werden diese von mächtigen Schwarzphylliten, deren liegendster Bereich zuweilen geringmächtige Karbonatquarzitbänder führt. Die mächtigen Felshänge der Bocksteinwand, des Roßkarls und des Ritterkopfes werden von Kalkglimmerschiefern und Ophiolithen der Glocknerserie aufgebaut.

Der Bereich nordöstlich der Bocksteinwand bis Krumltalausgang besteht im oberen Bereich zwischen Höhenkote 2019 und 1600 m SH aus stark aufgelockerten Felspartien von Kalkglimmerschiefern mit Einlagerungen von Prasiniten, welche unterhalb 1600 m SH von mächtigen Schwarzphylliten unterlagert werden. Im Liegenden der Schwarzphyllite wurden an zwei Stellen (nahe der Süd- und nahe der Norbegrenzung der Rutschmasse) weiße Quarzite angetroffen. Die bezeichnete Hangpartie brach auf der Westseite von der Bocksteinwand ab, steht jedoch oberhalb 1500 m SH größtenteils noch im Verband. Der östliche Teil der Felsmassen stürzte ins Hüttwinkltal. Die Rutschmasse gibt in zwei Steinbrüchen und der Ache einen relativ guten Einblick in die Zusammensetzung des Materials, das neben Kalkglimmerschiefern und Schwarzphylliten auch Glimmermarmore, Prasinite, quarzitische Schiefer, grünlichgraue Phengitgneise, Mikroklin führende Phengit-Albitschiefer und hellgrünlich-weiße Phengitquarzite und Phengit-Arkosegneise aufweist. In den Steinbrüchen wurde ein Phengitgneis und Phengitquarzit zur Herstellung von Dekorplatten gebrochen.

Über 30 m mächtige Phengitquarzite, Mikroklin führende Phengit-Albitschiefer und Arkosegneise stehen auch am Ausgang des Krumltales mit 260/20° Einfallen in flacher Lagerung im Hangenden von hellen Glimmerschiefern mit Grünschiefer- und Schwarzschiefereinlagerungen und Glimmerschiefern mit Albitporphyroblasten an. Darüber folgt unterhalb der Wandalm ein geringmächtiges Kalkmarmorband und mächtige Schwarzphyllite. Das selbe Gesteinspaket zieht auf der Westseite des Tales im Bereich des Wandfußes von Krumlholz in nördliche Richtung, wobei das in 1380 m SH verlaufende Kalkmarmorband ca. 400 m N der Wandalm auskeilt. Die Glimmerschiefer und das auflagernde Band mit grauenMikroklin führenden Phengit-Albitschiefern und grauweißen Phengitquarzitschiefern taucht ca. 500 m südwestlich von Frohnwirt unter die mächtigen Bergsturzmassen von Bucheben ein. Die auflagernden Schwarzphyllite und Kalkglimmerschiefer liegen im Bereich der Felderer Alm und auch nördlich der Obersteinalm noch in flach (230/20° bis 260/20°) westsüdwestfallender Lagerung.

Im Bereich Gamskopf – Edlenkopf – Roßscharte – Edweinschöder – Schafkarkogel bilden Kalkglimmerschiefer und Ophiolithe der Glocknerdecke den Inhalt einer Muldenform. Infolge starker Einengung liegen diese in Form von Walzen mit mehreren 100 m Durchmessern (EXNER, 1952, S. 15) und Stengelfalten mit Querschnitten von 1–100 m (FRASL, 1952, S. 18) um eine waagrechte N–S-Achse oder bis 15° SSE eintauchende B-Achse vor.

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

In der weiteren nordöstlichen Fortsetzung zieht vom Schafkarkogel ein mächtiger Kalkglimmerschiefer über den Plattenberg (mit 010/20° flachem N-Einfallen) und die Obersteinalm zum Platteck, richtet sich dort um eine flache E–W-Achse steil auf, baut nach G. FRASL (1952 S. 19) jenseits des Kammes im Seidlwinkeltal das Saukar auf, erreicht südlich der Seidlau die geringste Mächtigkeit und zieht dann wieder den Grat zwischen Edweinalm und Leiterkaralm bis zum Schafkarkogel hinauf.

Darüber liegt ab der Scharte nordöstlich davon die flache, bis dreiviertel Kilometer (FRASL, 1952, S. 19) mächtige Grünschiefermulde, welche Leiterkar, Koglkarkopf, Mitterkarkopf, Leiterkopf und Schodenkopf aufbaut und nach EXNER (1952, S. 15) und FRASL (1952, S. 19) allseitig aushebt.

Moränen, Blockgletscher

Im Kartierungsgebiet sind weite Flächen von Moränen bedeckt, wobei zu unterscheiden ist zwischen den Ablagerungen der Hauptvereisung und denen der spätglazialen Vorstöße. Moränen der Hauptvereisung überziehen fast die gesamte östliche Talflanke des Hüttwinkltales bis zu einer Höhe von ca. 1750 m. Es handelt sich dabei ausschließlich um Seitenmoränen, die bis zu 20 m mächtig aufgeschlossen sind (Teufenbach). Bei der Einstufung als Moräne kommt dem Zentralgneis eine besondere Bedeutung zu, er steht nördlich der Mitterrastenalm nicht mehr an, bildet in den Moränen nördlich aber den Großteil der Geschiebeblöcke.

Die jüngeren Eisvorstöße haben hauptsächlich Endmoränen hinterlassen. Auf der westlichen Talflanke hat sich am Ausgang des Krumltales über der Krumlschlucht links eine Stirnmoräne des Krumlgletschers erhalten, wobei EXNER (1956, S. 47) diese und den Endmoränenwall bei der Wandlalm ins Gschnitz II stellt.

Zwischen Bodenhaus und Fröstellehenalm liegt in 1250 m Höhe eine spät- bis postglaziale Moräne. Ein geringmächtiger Wall mit Zentralgneisgeschiebe lagert über Rutschungsmaterial. Seiten- und Grundmoränen bedecken weite Bereiche des westlichen Durchgangwaldes und lagern über den Rutschmassen, deren Material neben Zentralgneis in den Moränengeschieben vorhanden ist.

Die Moränen der Feldereralm, des Bocksteinkares, der Ritterkaralm, des Filzenkares und der Seealm stellt EXNER (1956) ins Daunstadium.

Kleine, aber öfters sehr deutliche Endmoränenwälle finden sich in den höheren Almböden und Karen. Besonders gut erhalten sind die etwa 8 Meter hohen Wälle ESE der Filzenalm. Im Filzenkar ist auf der selben Höhe nur eine undeutliche, schluffreiche, Moränenbildung zu erkennen. Sie wird von vier Bächen zerschnitten. Sehr gut erhalten ist der 2 bis 3 m hohe Endmoränenwall im Bereich der Seealm nördlich des Kopfes Kote 2323. Im Silberkarl bildete ein Gletscher eine Grundmoräne, ein 2 m hoher, feinkörniger Wall hat eine Wasserlacke angestaut.

Den 10 m hohen, undeutlich abgegrenzten Wall südlich der Seealm führt EXNER (1956) auf einen älteren Vorstoß (Daun) zurück.

Die Endmoräne oberhalb der Lercheggalm im vorderen Hüttwinkltall wird von EXNER (1956, S. 47) als möglicherweise ins Gschnitz II gestellt.

Im oberen Bereich des Filzenkares ist eine von bisher beschriebenen Moränen abweichende Form einer Glazialbildung. Südwestlich der Bockhartscharte ist ein über einen Hektar großes Blockschuttfeld, das eine fast ebene Oberfläche besitzt. POSCHINGER bezeichnet es als Blockgletscher. Die an den Kanten etwas abgerundeten Zentralgneisblöcke haben Durchmesser bis weit über einen Meter. Feinmaterial fehlt vollständig. Die chaotische Lagerung lässt undeutlich einen zungenförmigen Wulst erkennen, wobei das Zungenende gegenüber dem Blockfeld etwas erhöht liegt.

Alluvionen

Mächtige Alluvionen sind im Hüttwinkltal immer im Anschluss an Rutschungen entstanden. So wurde die Senke zwischen der Stirn der Durchgangwald-Rutschmasse und ihrem Vorland, der Durchgangalm und der Filzenalm, von Schwemmmaterial und Murenschutt aufgefüllt.

Auch der Talboden des Kessels von Kolm Saigurn wird von breiten Schwemmfächern bedeckt. Die Rutschmassen des Durchgangwaldes versperrten der Ache den Weg, worauf der Talkessel aufgefüllt wurde. Da die glaziale Übertiefung nicht bekannt ist, kann die Tiefe des Ablagerungsbeckens nicht genau eruiert werden. POSCHINGER (1986) rechnet mit einer Mächtigkeit der Auffüllung von 50 bis 150 Metern.

Der nächste Alluvialbereich liegt nördlich der Steilstufe des Durchgangwaldes zwischen Bodenhaus und dem Bergsturzgebiet im Bereich Lohningeralm – Lechnerhäusl. Die von der Bocksteinwand abgestürzte Rutschmasse staute die Hüttwinklache zu einem See auf. In der Folge wurden im südlichen Teil, im Mündungsbereich der Ache beim Bodenhaus (Kiesgrube), Sedimente von der Feinsandfraktion bis zu Blöcken und im Beckeninneren Schluffe und Sande mit fein- und mittelkiesigen Komponenten abgelagert, die noch zwischen Bodenhaus und Lohningeralm weiträumig aufgeschlossen sind, da eine glaziale Überprägung nicht stattfand und die Schuttzufuhr begrenzt blieb.

Der dritte große Bereich von Alluvionen der Hüttwinklache liegt zwischen dem Mündungsbereich des Krumlbaches beim Schreiberhäusl im Süden und Bucheben im Norden. Wieder wurde die Ache durch die Bergsturzmassen von Bucheben aufgestaut. Schuttlieferanten sind die Ache, der Krumlbach und der Schreiberbach im Süden und der Bach aus der Feldereralm im Norden. Innerhalb dieses ehemaligen Seebodens mit schluffig-kiesigem Sedimentinhalt finden sich mehrere unregelmäßige Kuppen von 5 bis 10 m Höhe. Es ist unsicher, ob es sich um Reste einer Rutschmasse oder um Relikte einer Moräne handelt. Man findet teilweise gerundetes aber auch stark kantiges Blockwerk in diesen Kuppen, in denen EXNER (1956) auch als „rätselhaft“ bezeichnetes Zentralgneis-Blockwerk beschreibt.

Der vierte Alluvialbereich erstreckt sich nördlich der Blockmassen von Bucheben bis zu der Rutschmasse bei der Einödkapelle (Kote 1012), wo wiederum die aufgestaute Ache ihre Sedimentfracht ablagerte.

Morphologische und Rutschungs-Phänomene

Das nord–süd-streichende Hüttwinkltal weist einen deutlichen asymmetrischen Talaufbau auf mit einer über 35 Grad steilen, zum Großteil noch glazigen geprägten Westflanke und einer ca. 20 Grad steilen, durch zahlreiche Verebnungen gekennzeichneten Ostflanke. Diese Hangasymmetrie ist durch großdimensionale Talzuschübe an der Ostflanke und ein zumindest im Südteil vorherrschendes generell westgerichtetes Einfallen der Schieferhüllserien zu erklären.

Die Ostflanke des Hüttwinkltales bietet ein breites Spektrum von großdimensionalen Massenbewegungsphänomenen oberhalb der Waldgrenze. Ich möchte hier nicht alle aufzählen, da FELLNER (Jb. Geol. B.-A., **136**/2, 1993) sowohl über den Gesteinsaufbau als auch über die

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

Massenbewegungen ausführlich berichtet. Serien staffelartig angeordneter, bis 10 Meter tiefer Zerrgräben, wie sie 1000 m südöstlich des Fröstlberges anzutreffen sind, lassen auf junge, möglicherweise anhaltende Bewegungen größeren Ausmaßes schließen. Die hangparallel verlaufenden Zerrgräben biegen gegen N in eine deutlich erkennbare Bewegungsbahn südlich des Fröstelberges ein, welche die Nordbegrenzung der bis zum Teufenbach reichenden Massenbewegung darstellt Im Teufenbachgraben, aus dem immer wieder Muren kommen, liegen die Erosionsstrecken gerade im Stirnbereich des großen Talzuschubes.

Die tiefgreifenden Hangkriechphänomene reichen sowohl hangabwärts bis ins Hüttwinkltal als auch hangauwärts bis in die Kammregion, wo sie Bergzerreißungs-, Zerfalls- und Rotationsphänomene zur Folge haben. Im Bereich westlich des Rührkübels (2482 m ü. NN.) setzten sich Schollen von 1.2 bzw. 0.5 Quadratkilometer Größe an zwei bogenförmig gekrümmten Abrisskanten Zehnermeter tief ab. FELLNER konnte an einem mitversetzten markanten Prasinitband sowohl an der oberen als auch an der unteren Scholle einen Versatzbetrag von jeweils mindestens 140 m feststellen, wobei die mechanische Beanspruchung in der abgesessenen unteren Masse zu vollständiger Desintegration und blockartigem Zerfall führte.

Auf Grund der morphologischen Deutlichkeit bzw. Intensität der beobachteten Massenbewegungsphänomene und der Tatsache, dass die zahlreichen Zerrgräben kaum eine Verfüllung zeigen, schließt FELLNER auf anhaltende Bewegungen. Auch südlich der Stanzscharte lässt sich eine Doppelgratbildung (Bergzerreißung) viele hundert Meter weit bis zum Wildeckriegel, wie bereits berichtet, verfolgen. POSCHINGER (1986) beschreibt im Gebiet zwischen Stanzscharte und Kolm Saigurn an der östlichen Talflanke ausgedehnte Massenbewegungen vom Typ „Sackung“ und stellt Zusammenhänge zu Geologie, glazialgeologischer Talentwicklung, Gefüge, Bergwasserspiegel und junger Tektonik her. In diesem Bereich ist nicht immer leicht, zwischen Moränenmaterial und Rutschungsmaterial zu unterscheiden.

Aus der Ostflanke des Grieswies-Schwarzkogels westlich von Kolm Saigurn ist ein gewaltiger Bergsturz abgegangen, dessen Ablagerungen die Grieswiesalm und an der gegenüberliegenden Talflanke den Großteil des Durchgangwaldes (Rauriser Urwaldes) aufbauen, worauf bereits HOTTINGER (1935) hingewiesen hat. Die Oberfläche der Rutschmasse beträgt etwa 3,75 km^2, ihr Volumen beziffert POSCHINGER mit ungefähr 0,33 km^3. POSCHINGER (1986) untersuchte die Bergsturzmasse im Anschluss an den Vortrieb des Hüttwinkl-Überleitungsstollens, dessen westlichster 537 m langer Streckenteil in diesen lockeren Blockschuttmassen unter großen Schwierigkeiten aufgefahren wurde.

POSCHINGER konnte innerhalb der Blockmasse eine deutliche Materialgrenze feststellen und auskartieren. Diese verläuft in ihrem Südabschnitt ungefähr entlang der 1700 m-Höhenlinie, biegt nördlich vom Lenzangerbach nach N ab und verliert sich unter der darauf liegenden Moräne. Am Trockenbach taucht die Grenze in 1440 m Höhe noch einmal auf. Westlich dieser Linie besteht das Material aus Kalkglimmerschiefern, östlich davon aus Schwarzphylliten. In einem ca. 100 m breiten Übergangsstreifen sind beide Gesteine vermischt. Die Kalkglimmerschiefer liegen als Blöcke von der Größe von Hochhäusern (POSCHINGER) vor, zum Teil mit großen Hohlräumen zwischen den Blöcken. Dieser Bereich ist trocken. Der östliche Bereich mit dem Schwarzphyllitschutt unterscheidet sich geringfügig von dem obigen. Große Blöcke treten hier kaum auf. Wassergefüllte Senken sind im Bereich der Schwarzphyllite häufig mit über 80 Moortümpeln, was auf die schlechtere Wasserwegigkeit dieser Ge steine infolge des hohen Tonmineralgehaltes hinweist.

Das Rutschmaterial des Durchgangwaldes wird in seinem Westteil von einer Moräne überlagert. Dieser liegt im Bereich von Gersteben wiederum Rutschmaterial auf, das ausschließlich aus Quarziten und quarzreichen Arkosegneisen besteht. Dieser Teil der Rutschmasse ist also jünger als die Moräne und kann nur aus dem Bereich um Kote 2715 m Höhe nordöstlich des Grieswies-Schwarzkogels kommen, wo diese Gesteine angetroffen wurden (ALBER, 1976). Relativ frische, lose, kantige Blöcke dieses Gesteins liegen auch im Gamskarlgraben nördlich der Grieswiesalm.

Ein weiteres Rutschereignis hat in der Ritterkaralm stattgefunden. Aus den Steilhängen östlich des Bocksteinkares brach eine Felsmasse ab, die über die Ritterkaralm ins Tal stürzte. Auf seinen Ablagerungsmassen südlich von Bodenhaus liegen die Astenschmiede, die Pirchlalm und Niederrastenalm.

In den Hängen NE des Ritterkopfes, im sog. Roßkarl (Glockhauser Kar) treten Anzeichen für Hangbewegungen auf; der Punkt 2551 ist wohl auch von solchen Bewegungen erfasst, die zu Rutschungen in der Bocksteinwand führen können.

Von der Bocksteinwand ist ein weiterer Großbergsturz abgegangen, wobei ein Großteil der Felsmassen ins Tal stürzte und am gegenüberliegenden Hang anbrandete. Im Abbruchsgebiet südlich der Neustattalm finden sich mehrere Nackentälchen, die auf eine Kriechbewegung der talwärtigen Scholle hinweisen. Zwischen Lohningeralm und Schreiberhäusl an der Mündung des Krumlbaches überwindet die Ache eine Geländestufe von 50 Höhenmetern. Die Blockmasse reicht am gegenüberliegenden Hang auf der Ostseite des Tales über 100 Höhenmeter hinauf.

ABELE (1974, S. 190), der die Bergstürze in den Alpen untersuchte, errechnete das Volumen dieser Rutschung mit 1 km^3, was nach POSCHINGER (1986, S. 45) in etwa zutrifft, wenn eine erhebliche glaziale Übertiefung und somit eine große Mächtigkeit der Rutschmasse angenommen wird. Bis östlich des Gasthofes Lechnerhäusl überwiegen riesige Kalkglimmerschieferblöcke und formen eine eigenartig bizarre Landschaft, während östlich der Ache nur leichte Kuppen auf die unterlagernde Rutschmasse hinweisen, wobei in diesem Teil Schwarzphyllite und Phengit-Gneise und -Schiefer überwiegen. Sie haben eine schlechtere Wasserwegsamkeit, was durch das Vorhandensein mehrerer Teiche auf der Rutschmasse und den Austritt mehrerer Quellen am östlichen Rande der Rutschmasse bestätigt wird.

Östlich vom Mitterkarkopf ist zwischen 1880 und 2140 m SH die Abrisswand des Bergsturzes von Bucheben, welcher an der Westflanke des vorderen Hüttwinkltales niedergegangen ist und auf dessen an der Ostflanke angebrandeten Ablagerungen die Ortschaft Bucheben und die Untersteinalm liegen. Der Bergsturz wurde nach D. FELLNER (1991; Jb. Geol. B.-A., **136**/2,1993) durch eine Felsgleitung (Schlipfsturz) im Bereich der Abrisswand infolge glazialer Übersteilung der Westflanke des Hüttwinkltales ausgelöst. Zahlreiche über mehrere hundert Meter weit verfolgbare Abrisskanten im oberhalb befindlichen Kar und entlang der Geländekante im Übergang zur Gleitfläche des Bergsturzes deutet FELLNER (1993) als

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

Zeugen von Nachbewegungen im Anschluss an den Bergsturz.

Östlich des Mitterkar- und Leiterkopfes befinden sich einzelne bis zu 350 Meter lange, durchschnittlich 50 m breite und 20 m hohe, west–ost-orientierte Kluftkörper, an denen nach Starkniederschlagsereignissen im Zusammenwirken mit stärkeren Erdbeben – den Untersuchungen von FELLNER zufolge – mit Bewegungen zu rechnen ist.

Nordwestlich der Felderer Alm und im Bereich Plattenberg haben großdimensionale Kippbewegungen an steilstehenden Trennflächen stattgefunden, wobei die Bewegungen nach FELLNER sets normal auf die würmzeitliche Eisfließrichtung gerichtet sind. An diesen Trennflächen sind Bewegungen bei stärkeren Erdbeben nicht auszuschließen. Die Bergsturzablagerungen von Bucheben bedecken orographisch rechts der Ache eine Fläche von 0,4 Quadratkilometer Größe, orographisch links sind in der Untersteinalm im Bereich einer 0,2 km großen morphologischen Kegelform am Fuß der ca. 1000 m hohen Sturzbahn größere Mächtigkeiten zu erwarten (FELLNER, 1993, S. 311). Der Bergsturz staute die Hüttwinklache zwischen Bucheben und Schreiberhäusl auf, wovon schluffige Sedimente zeugen.

EXNER (1957) stuft den Bergsturz als post-Gschnitz ein, da das Bergsturzmaterial keinerlei Anzeichen einer glazialen Überprägung durch den spätglazialen, vermutlich bis nach Wörth vorgestoßenen Gschnitzgletscher aufweist. Die Ache hat sich inzwischen 60 m tief in die Bergsturzablagerungen eingeschnitten.

Blatt 155 Hofgastein

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Tauernfenster auf Blatt 155 Markt Hofgastein

WOLFGANG HEIDINGER & FRANZ P. WEICHENBERGER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Gegenstand der diesjährigen Aufnahme war der Bereich des östlichen Talschlusses des Seebachtales und des östlichen Abschnittes des Celler Weges in etwa bis auf die Höhe der Schwussnerhütte bzw. der „Mernigleiten“. Es wurde besonderes Augenmerk auf die detailierte Kartierung der beiden Talflanken des Winkelbaches gelegt.

Dieses Gebiet ist gekennzeichnet durch einen subtilen Wechsel von sauren Metagesteinen. Es lässt sich in diesen Gneiszügen, über lithologische Grenzen hinweg, ein generelles Einfallen nach Westen um 40° der Schieferungsflächen erkennen. Weiters finden sich in diesem Bereich zahlreiche tektonische Sprödstrukturen. Vom Liegenden ins Hangende lassen sich folgende Einheiten unterscheiden:

An der nördlichen Talflanke des Winkelbachs, im Bereich des Talschlusses, westlich der Höhenkote 2464 ist ein heller Zweiglimmergneis aufgeschlossen (s290/32). Charakteristisch ist für dieses Gestein das Auftreten von Hellglimmern neben Biotit, sowie teilweise die Augenform von Feldspat. Die Feldspataugen erreichen Durchmesser von einigen Millimetern bis zu etwa einem Zentimeter.

Westlich anschließend, im Hangenden, lagert ein weiterer Gneiszug darüber, welcher durch sporadisch auftretenden Granat und die stets vorhandenen Feldspataugen gekennzeichnet ist. Dieser Gneiszug reicht, von einer etwa 100 Meter mächtigen Einschaltung des Zweiglimmergneises nördlich der „Winkeltret“ abgesehen, bis in etwa östlich der „Schöbernalm“. In dessen Hangendem ist bis östlich des „Gartenboden“ und östlich der „Mernigleitn“ wiederum der zuvor genannte Zweiglimmergneis anzutreffen. Durch eine Störungsschar begrenzt und westlich anschließend befindet sich ein ausgeprägt gebänderter Gneis, dessen helle und dunkle Lagen im Dezimeterbereich wechseln. Die Schieferungsflächen des gebänderten Gneises fallen mit 45° nach WNW ein.

An der südlichen Talflanke des Winkelbachs, westlich des „Lassacher Winkel“, nördlich des „Gussenbauerspitz“ bis in etwa östlich des „Ht. Lärchriegel“ erstreckt sich, von zwei kleinen um 40 m mächtigen Einschaltungen des Zweiglimmergneises abgesehen, Augengneis. Die östliche Hälfte dieses Gneiszuges, bis an die Störung, welche nördlich unterhalb des Ansatzes des „Ht. Lärchriegel“ an der südlichen Talflanke des Winklbachs in Erscheinung tritt, zeigt teilweise gehäuftes Auftreten von Granat. Die Granatkörner erreichen eine Größe bis 2 mm. Beginnend mit dem „Ht. Lärchriegel“ bis westlich der Schmalzgrube ist Zweiglimmergneis aufgeschlossen (s285/32), wobei westlich des „Ht. Lärchriegel“ ein etwa 100 m mächtiger Zug von Augengneis eingeschaltet ist. Im Hangenden bis etwa an den Leitnerbach befindet sich gebänderter Gneis (s244/30).

Störungsflächen treten teilweise an lithologischen Grenzen, aber auch innerhalb einzelner Gneiszüge auf. Die wesentlichen Störungen fallen steil nach Südwest bis West ein und sind, aufgrund der mit der tektonischen Beanspruchung verbundenen Zerlegung und Auflockerung des Gesteinsverbandes, als Gräben und Einschnitte erkennbar. An der Südflanke des Winkelbachs unterhalb des „Gussenbauerspitz“, sowie an der „Mernigleitn“ führt die tektonische Beanspruchung zur Ausbildung einer einige Meter mächtigen Scherzone.

Im Bereich des Talschlusses lagert eine vom Winkelbach umgelagerte Moräne, weiters finden sich zahlreiche Moränen in den Karen, so sind sie sehr gut erkenntlich, durch Moränenwälle, auf der „Noisternigalm“ oder nördlich unterhalb des „Gussenbauerspitz“. Ein deutlicher Moränenwall liegt im Bereich der „Pleschischalm“. Die Moränen sind meist mit Hangschutt überstreut. Entlang der Talflanken und unterhalb der Grate kommt stets Hangschutt zu liegen. Gröberes Blockwerk und Bergsturzmaterial lässt sich westlich des „Törlriegel“, im „Schafkar“, westlich der Celler Hütte oder etwa östlich der „Schöbernalm“, sowie an vielen Stellen entlang des Celler Weges erkennen. Die Gerinne und Bäche, welche in den Winkelbach entwässern, bilden am Fuß der Talflanken Schuttfächer, so bildet ein mächtiger Schuttfächer die „Mernigleitn“. Ein weiterer markanter Schuttfächer befindet sich an der Nordflanke des Winkelbachs, im Bereich der „Schmalzgrube“.

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

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Tauernfenster (Bereich Sportgastein – Weißenbachtal) auf Blatt 155 Markt Hofgastein

PAUL HERBST
(auswärtiger Mitarbeiter)

Die im Vorjahr begonnene Kartierung des Weißenbachtales konnte inklusive der umgebenden Rücken und Grate heuer abgeschlossen werden. Die neu kartierten Bereiche umfassen den Talschluss des Weißenbachtales bis zur Woisgenscharte im Osten, den Grat von der Hagener Hütte (2448 m) über Greilkopf, Ebeneck und Uhlschartl bis zum Romatenspitz (2696 m), sowie das Eselkar und den langen Grat vom Kreuzkogel (2686 m) über den Mallnitzriegel bis zur Woisgenscharte. Ergänzend wurde auch an den Westhängen des Kreuzkogels weiterkartiert.

Im Eselkar findet sich im unteren Bereich im Hangenden der mächtigen Grundmoränen des Naßfeldes Romategneis, welcher nach oben von einem biotitreichen Schiefer, der tief verwittert als kleine Wand ansteht und gute Schieferung im mm-Bereich (mit s: 230/45) zeigt, abgelöst wird.

Im Romategneis des Eselkars lassen sich bis 2 m mächtige Gänge aus hellem, Epidot und Granat führendem Zweiglimmerschiefer mit gut erhaltenem Abkühlsaum und mehreren Kluftgenerationen ausmachen.

Im obersten Teil des Eselkars wird der Biotitschiefer von einem granatführenden Schiefer abgelöst, welcher sich als schmaler Streifen an der E-Seite des Eselkars bis zum Greilkopf verfolgen lässt.

Südwestlich davon stehen die Gesteine der Mallnitzer Mulde (Prasinit, Phyllit, Kalkglimmerschiefer und Marmor) an.

Der Grat von der Hagener Hütte nach Osten zum Romatenspitz wird im Wesentlichen von Romategneis aufgebaut, lediglich im westlichsten Bereich findet sich Marmor, Kalkglimmerschiefer, nach Osten gefolgt von oben erwähntem Granat führendem Zweiglimmerschiefer und einer kleinen Amphibolitschuppe.

Im Talschluss des Weißenbachtales findet sich an der Südseite Romategneis, welcher große, rezente Schutthalden in den Talgrund entsendet, an der Nordflanke konnte ein kleines Vorkommen von Zweiglimmerschiefer, welcher auch Plagioklas und eventuell Chlorit führt, auskartiert werden.

Den Nordrahmen des Weißenbachtales bildet der beeindruckende Grat vom Kreuzkogel zum Mallnitzriegel. Auf diesem findet sich auch der bisher einzige ausgemachte Aufschluss, welcher den Kontakt zwischen Romate-, und Siglitzgneis zeigt. Er liegt bei 2580 m knapp nordwestlich des Gipfels des Mallnitzriegels und zeigt die beiden Gneise von einer ca. 7 m mächtigen Lage dunklen Zweiglimmerschiefers getrennt, welcher auch in Schollen im hangenden Siglitzgneis aufgefunden wurde. Die Suche nach Bewegungsindikatoren blieb vorerst ergebnislos, soll jedoch im nächsten Jahr – ebenso wie eine genauere Untersuchung des Aufschlusses, welche heuer wetterbedingt unterbleiben musste –, erfolgen.

Nordwestlich dieses Aufschlusses wird der gesamte Grat von Siglitzgneis, welcher durch seine grobblockige Verwitterung hervorsticht, aufgebaut, südwestlich davon von Romategneis.

Die Westhänge des Kreuzkogels konnten größtenteils auskartiert werden, wobei hier die Aufschlussverhältnisse sehr schlecht sind – nur einige äußerst schwer zu begehende Bachläufe bieten einen Blick auf den anstehenden Fels.

Weite Teile der Hänge sind von Bergschuttmaterial bedeckt, welches gut bewachsen ist.

Darunter tritt im unteren Bereich Romategneis zu Tage, in welchem sich mafische Gänge (bis 3 m mächtig) finden, welche eine deutliche Faltung zeigen (visierte Faltenachse b: 330/20 bei einem Einfallen des Romategneises von s: 262/35). Auffallend ist auch die starke Klüftung des Gesteines mit steilen Kluftflächen k: 340/85.

Im Bereich der Mittelstation der Gondelbahn zum Kreuzkogel (ca. 2100 m) finden sich deutlich steiler einfallende hausgroße Blöcke von Siglitzgneis, welche wahrscheinlich verkippt sind.

Der Südwestgrat des Kreuzkogels wird im oberen Bereich bis 2340 m von Romategneis aufgebaut, welcher durch eine geringmächtige Lage extrem geschieferten hellen Glimmerschiefers von dem darunter anstehenden Siglitzgneis getrennt wird.

Die untersten Ausläufer des Grates werden wieder (bis ca. 2100 m) von Romategneis aufgebaut. In diesem Bereich (bei 2090 m) zeigt sich der Romategneis in enger Wechsellagerung mit weißem Quarzit, welcher oft dm-dicke Lagen bildet und sich in ähnlicher Position auch an der anderen Talflanke an der Tauernleiten wiederfindet.

Morphologie

Wichtigstes landschaftsformendes Element war im Kartierungsbereich natürlich die ehemalige Vergletscherung, welche durch mächtige Moränen am Naßfeld, im Bereich Knappenbäudelsee, am Talgrund des Weißenbachtales sowie an dessen Nordhängen deutlich zum Ausdruck kommt.

Die zahllosen Bergstürze und riesigen Schutthalden an den Westhängen des Kreuzkogels sowie an beiden Abstürzen des Grates von der Hagener Hütte zum Romatespitz sind wohl Ausdruck des Ausgleichs der Neigung der stark übersteilten Hänge.

Es wurde heuer versucht, den Hangschutt sowie Bergsturzmaterial als Indiz für Rezenz nach Bewuchs zu differenzieren und dies auch über weite Flächen zu verfolgen. In einzelnen Bereichen konnte jedoch aufgrund des stetigen Wechsels nur eine Grobeinstufung erfolgen.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Grenzbereich Penninikum/Unterostalpin auf Blatt 155 Markt Hofgastein

SYLKE HILBERG & OLIVER MONTAG
(Auswärtige Mitarbeiter)

Nachdem 1996 das Gebiet zwischen dem Tappenkarsee und dem Draugstein sowie das Gebiet westlich der Filzmoosalm bis zum Buchbachkargraben kartiert wurde, galt es im heurigen Jahr die fehlenden Flecken bis zur nördlichen Grenze des Kartierungsgebietes auszukartieren.

Das 1997 begangene Gebiet umfasst sowohl das Maureckmassif und seine nördlichen Abhänge zwischen dem Jägersee, der Schwabalm, der Dürnkaralm, dem Sattel zwischen Nebeleck und Maureck und der Maureckalm, als auch die nördliche Talflanke des Ellmautales zwischen Großarl im Westen und der Loosbichlalm im Osten.

Im Arbeitsgebiet wurden folgende Lithologien unterschieden:

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

– Dunkle Phyllite (tw. mit derben Quarzlagen)
– Grünliche Phyllite (Chlorit führend, tw. Mit Quarzlagen, -knauern)
– Kalkphyllite
– Schwarze Tonschiefer
– Grünlicher Quarzit, massig (Lantschfeldquarzit?)
– Heller Quarzit stark geklüftet (Olistholithe?)
– Gebänderte Kalke
– Rauhwacke hellgrau, großlumige Verwitterung
– Dolomit hellgrau (weiße Kalzitäderchen, sandig verwitternd)
– Dolomit dunkelgrau, bankig (evtl. Teil der Partnachschichten?)
– Junge Ablagerungen: Bachschotter, Schuttkegel, anmoorige Sedimente, Hangschutt, Bergsturzmaterial

Die Beschreibung der Kartierungsergebnisse beginnt im Westen mit der nördlichen Talseite des Ellmautales. Dieses wird im unteren Bereich von flach nach Norden fallenden Kalkphylliten aufgebaut. Dabei handelt es sich um dunkelgraue bis schwarze plattige Kalke, die in Wechsellagerung mit schwarzen, tonig-mergeligen Lagen auftreten und von gelängten Quarzporphyroblasten durchsetzt sind.

Weiter nördlich – im mittleren Hangbereich – lagern zwischen den dunklen Kalkphyllitbänken hellere Kalkphyllite ebenso wie grünliche, von Quarzlagen durchsetzte, Phyllite. Die verschiedenartigen Phyllite sind miteinander isoklinal verfaltet mit einem generell flachen Einfallen der Schieferungsflächen in Richtung Norden und flach nach Westen abtauchenden Faltenachsen. Aufgrund der engständigen Wechsellagerung (dm-Bereich) und der Aufschlussverhältnisse, welche die Verfolgung der einzelnen lithologischen Horizonte im Streichen entlang des Hanges nicht zuließen, konnten die einzelnen Lithologien in diesem Bereich nicht getrennt voneinander auskartiert werden. Die Kalkphyllite, die schwarzen Tonschiefer und die grünlichen Phyllite wurden daher im mittleren Hangbereich zu einer Übergangsfolge zusammengefasst.

Im Hangenden dieser Übergangsfolge dominieren die grünlichen Phyllite das Aufschlussbild. Untergeordnet finden sich noch geringmächtige Einlagerungen heller Kalkphyllitlagen. Sie wurden in der Karte als Grünschieferfolge ausgeschieden.

Im Norden und Nordosten des kartierten Bereiches tritt im Gipfelbereich des Gründecks und des Roßfeldecks sowie bis mindestens 100 Meter unterhalb des sich in Richtung Süden erstreckenden Grates ein dunkles Grüngestein an. Dabei handelt es sich um ein tektonisch stark beanspruchtes sehr dunkles, fast schwarzes, feinkörniges Gestein, welches von Quarzbändern durchsetzt ist. Es ist noch zu untersuchen, ob es sich hier um ein ultrabasisches Metagestein handelt.

Im Hangbereich nördlich des Ellmautales treten, vermehrt im Gebiet nördlich von Großellmau, in einer Seehöhe zwischen 1500 und 1600 m mehrere Steilstufen morphologisch hervor. Sie werden aus hellgrauen Dolomitfelsen aufgebaut. Es dürfte sich dabei um das gleiche Gestein handeln, welches auch den Gipfel des Saukarkopfes (jenseits der Nordgrenze des Kartenblattes) aufbaut. Im Liegenden dieser Dolomitfelsen sind manchmal stark brekziierte Kalk- und Grünphyllitbänke aufgeschlossen. Untergeordnet und in kleinerer Dimension bauen auch stark geklüftete, helle Quarzite einige dieser Felsnasen auf. Sie liegen zumeist im Kontakt mit Kalkphylliten und werden von diesen quasi eingefaltet.

Den zweiten Schwerpunkt der heurigen Begehung bildete das Maureckmassiv. Am Osthang des Maureckmassivs stehen in einem Graben SW der Kote 1244 vom Liegenden ins Hangende grünliche Phyllite (Chlorit führend), Rauhwacken und Quarzit an. In die steil nach SSE einfallenden grünlichen Phyllite sind Lagen und Knauern von Quarz eingeschaltet. Die auflagernde, hellgraue Rauhwacke ist großlumig verwittert und tw. zerschert. Sie wird von grünlichen, massigen Quarziten überlagert, welche mittelsteil nach SE einfallen. Überlagert werden beide Gesteine von einem hellen, kleinstückig zerbrechenden Dolomit. Dieser lässt sich in Richtung NW bis zu einem großen Steinfeld verfolgen. Der schroffe Kamm des Maureckmassifs sowie sein Gipfel werden von einem dunklen Dolomittyp aufgebaut (evtl. Teil der Partnachschichten?). Er liegt im Norden annähernd söhlig und fällt im Süden steil nach SSE ein. An der SW-Flanke des Maurecks stehen gebänderte Kalke an.

Der Sattel zwischen dem Nebeleck und dem Maureck wird am Südabhang durch steil nach SSW einfallende Kalkphyllite aufgebaut, auf denen die oben beschriebenen hellen Dolomite diskordant auflagern. Direkt in Sattelhöhe liegen diese hellen Dolomite (hier tw. auch in gebänderter Form) söhlig, am Südabhang fallen sie mittelsteil nach ESE ein.

Im Bachbett, welches zur Maureckalm führt, finden sich vereinzelt dunkle Phyllite. Sie werden von Quarzlagen, -knauern durchsetzt und fallen flach in Richtung E ein.

Morphologisch treten die Dolomitfelsen des Maureckmassifs und des Nebelecks gegenüber dem eher sanften Geländeprofil nördlich davon deutlich hervor.

Im Ellmautal wurden an der nördlichen Talflanke Hangschuttmächtigeiten bis zu 5 m beobachtet. Eine deutlich mächtigere Hangschuttauflage von mindestens 8 m ist am nördlichen Abhang des Maureckmassifs durch den Maureckgraben und etliche unbenannte Gräben in diesem Bereich aufgeschlossen. Ein vorwiegend aus dolomitischen Komponenten zusammengesetzter Hangschutt zieht sich nördlich des Maureckmassifs bis in etwa 1500 m Seehöhe ins Tal. Darunter dominieren Phyllite den Hangschutt. Während im Ellmaubach der Fels streckenweise aufgeschlossen ist und die Überdeckung durch Bachschotter geringe Mächtigkeiten aufweist, breiten sich jene des Kleinarlbaches großräumiger aus.

Erwähnenswert ist das Auftreten rezenter Murenströme an der orographisch rechten Seite des Kleinarlbaches, welche tw. mit den Bachschottern verzahnen. An Massenbewegungen (Felssturzmaterial) sind auch etliche m^3-große Dolomitblöcke am Nordabhang des Maureckmassifs hin zur Maureckalm zu erwähnen. Am Südende des Jägersees schließlich stehen anmoorige Sedimente an.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Zentralgneis auf Blatt 155 Markt Hofgastein

JAROMÍR LEICHMANN
(auswärtiger Mitarbeiter)

Im Arbeitsgebiet finden sich zwei Zentralgneisvarietäten, der Hochalmporphyrgranit und der Kölnbreinleukogranit gemeinsam mit den Glimmerschiefern, Amphiboliten usw. des alten Daches. Diese Gesteinsabfolge ist lediglich von quartären Sedimenten bedeckt.

Für den gesamten Bau des Gebietes sind im wesentlichen zwei Störungen von großer Bedeutung. Beide Störungen kommen morphologisch sehr deutlich zum Ausdruck. Die NE–SW-streichende Pleschischg-Störung

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

(ANGEL & STABER, 1952) läuft durch den Bergsattel westlich des Oberen Schwarzhornsees und setzt sich im NE–SW-orientierten Graben, der im Norden in das Kleinelendbachtal mündet, fort. Diese Störung ist von einer kräftigen Mylonitisierung der umliegenden Gesteine begleitet. Direkt an der Störung treten Serizit und Chlorit führende Schiefer auf. Die Mylonitisierung nimmt Richtung SE und NW allmählich ab. Die ursprünglichen Merkmale der Gesteine werden mit wachsender Entfernung von der Störung immer deutlicher. In einer Entfernung von ca. 500–700 m findet man schließlich fast undeformierte Gesteine. Die Pleschischg-Störung lässt sich als eine duktile Scherzone interpretieren. Die zweite, W–E-streichende Störung hat einen völlig unterschiedlichen Charakter. Das W–E-verlaufende Kleinelendbachtal ist die morphologische Äußerung dieser Störung. Mehrere Meter lange und bis 3 m mächtige Quarzgänge sind die geologisch auffallendsten Merkmale der Störung. Die Pleschischg-Störung teilt das Gebiet in zwei Teile mit etwas unterschiedlichem Bau. Östlich der Störung treten beide Zentralgneisvarietäten sowie Amphibolite und Glimmerschiefer auf. Westlich der Störung kommen dazu noch Migmatite und Metagabbros. Der Kölnbreinleukogranit dagegen fehlt.

Der Hochalmporphyrgranit entspricht den Beschreibungen von HOLUB & MARSCHALLINGER (1988). Das Gestein ist gewöhnlich hellgrau, massig und porphyrisch. Der porphyrische Charakter des Gesteins wird durch die bis zu drei Zentimeter großen idiomorphen Kalifeldspate bedingt. Die übrigen Minerale wie Quarz, Plagioklas, Biotit, seltener auch Muskovit, die in der Matrix auftreten, sind wesentlich kleiner. Ihre Größe überschreitet nur selten 4–5 mm. Der Hochalmporphyrgranit, der westlich der Pleschischg-Störung auftritt, ist im Vergleich zu den Beschreibungen von HOLUB & MARSCHALLINGER (1988), etwas heller und die großen Kalifeldspate scheinen seltener aufzutreten.

Die charakteristischen Merkmale des Kölnbreinleukogranits sind seine hellen Farbtöne, die massige Struktur und die Kleinkörnigkeit. Der Biotitgehalt liegt gewöhnlich unter 5 %. Nur lokal überschreitet der Biotitgehalt 10 % oder sogar 15 %. Die erhöhten Biotitgehalte können im Einklang mit HOLUB & MARSCHALLINGER (1988) durch Kontamination mit Nebengesteinen (Schiefer, Amphibolite) erklärt werden. Die undeformierten Varietäten des Gesteins führen fast keine Hellglimmer, mit steigender Deformation nimmt jedoch der Hellglimmergehalt kontinuierlich zu.

Der Kontakt des Kölnbreinleukogranites zum Hochalmporphyrgranit ist am linken Ufer des Kölnbreinspeichers einige Male aufgeschlossen. Der Kölbreinleukogranit bildet Gänge im Hochalmporphyrgranit und ist deswegen als jünger anzusehen. Mit zunehmender Anzahl von Gängen wird der Hochalmporphyrgranit im Kölnbreinleukogranit allmählich „aufgelöst“ und schließlich vollständig ersetzt. Am westlichen Ufer des Kölnbreinspeichers und am Südhang des Kleinelendbachtals lassen sich die Intrusionverhältnisse beider Zentralgneisvarieten in Glimmerschiefern und Amphiboliten beobachten.

Die Amphibolite sind dunkelgrüne bis graugrüne Gesteine mit sehr deutlich ausgeprägtem Parallelgefüge. Makroskopisch sind meistens nur Feldspäte und grüne, prismatische Amphibole zu erkennen. Ab und zu findet man rostfarbige Flecken, die auf verwitterte Eisenverbindungen zurückzuführen sind. Metagabbros sind graugrüne bis schwarzgrüne, nur wenig deformierte Gesteine. Nicht selten findet man Relikte ophitischer Texturen. Der Mineralbestand mit Feldspat und Amphibol ist ähnlich wie bei der Amphiboliten.

Die Glimmerschiefer sind gewöhnlich helle, an der Foliationsflächen glänzende Gesteine. Das Parallelgefüge ist sehr gut ausgeprägt. Hellglimmer und Granate sind die zwei auffallendsten Mineralphasen. Am Querbruch lässt sich auch Quarz und Feldspat festellen. Biotit und Chlorit sind selten.

Als Migmatite wurden helle Muskovit oder Biotit-Muskovit führende stark migmatitisierte Gneise und Schiefer bezeichnet. Muskovit überwiegt gemeinsam mit Biotit im Paleosom, Quarz und Feldspäte sind dagegen im Neosom häufiger. Sie sind wie die Metagabbros ausschließlich auf den Abschnitt westlich der Pleschischg-Störung beschränkt.

✠ ✠ ✠

Siehe auch Bericht zu Blatt 125 Bischofshofen von Ch. EXNER.

Blatt 157 Tamsweg

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg

EWALD HEJL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Trotz der vorliegenden Detailkarte von ZEZULA (1976) war eine teilweise Neuaufnahme im Gebiet des Zankwarner Berges und an den Südhängen der Gensgitsch notwendig geworden, da sich die Aufschlusssituation in diesem Bereich während der letzten 20 Jahre stark verändert hat. Einerseits gewähren zahlreiche neue Forstwege einen besseren Einblick in den geologischen Untergrund, andererseits sind manche alten Aufschlüsse, die auf der Karte von ZEZULA verzeichnet sind, in der Zwischenzeit verwachsen, teilweise verschüttet oder gänzlich verschwunden. Die Neuaufnahme war auf die folgenden Ziele ausgerichtet:

- Vollständige Begehung aller neuen Wege und Straßen.
- Relativ geringe Begehungsdichte in jenen Bereichen, in denen schon ZEZULA viele Aufschlüsse verzeichnet hat und wo eine wesentliche Veränderung nicht zu erwarten ist (z.B. Grabenprofile).
- Im Hinblick auf die Erfordernisse einer zu druckenden Karte im Maßstab 1 : 50.000 wurde eine leicht abgedeckte Darstellungsweise angestrebt.
- Anpassung der ZEZULA-Karte an die neue topographische Kartierungsgrundlage.
- Verbesserte bzw. differenzierte Quartäransprache.

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

Bezüglich der räumlichen Verteilung der Hauptlithologien ergab sich eine weitgehende Übereinstimmung mit der Kartierung von ZEZULA. Die flächendeckende Unterscheidung von Glimmerschiefer-Phyllonit und quarzreichem Glimmerschiefer-Phyllonit halte ich aber für unglücklich, da sie mir kaum nachvollziehbar erscheint. Dasselbe gilt für die Ausscheidung von Granatquarzit, der nur in kleinen Körpern auftritt und fließende Übergänge zu Granatglimmerschiefern aufweist.

Insgesamt ist die Moränenbedeckung am Zankwarner Berg viel ausgedehnter als am Wiesberg, der das südliche Göriachtal vom südlichen Lessachtal trennt. Außerdem fällt auf, dass die Lungauer Granatglimmerschiefer am Zankwarner Berg zugunsten einer stärker phyllonitischen Lithologie mengenmäßig zurücktreten.

Gegenüber der Karte von ZEZULA ergaben sich folgende Abweichungen:

– Der Zankwarner Dolomitmarmor (mit silurischer Conodontenfauna) wurde von ZEZULA (1976) ungefähr 100 m zu weit südlich eingezeichnet und ist anscheinend auch weniger mächtig. Ich habe die Entfernung von seinem Nordrand bis zur ersten nördlich gelegenen Weggabelung in beiden Richtungen mit dem Kilometerzähler des Autos sowie durch Abzählen von Schritten gemessen und bin mir daher weitgehend sicher, dass die neue Positionierung auf meiner Manuskriptkarte richtiger ist als die alte. Der steil stehende Dolomitmarmor streicht ungefähr W–E und wird von der Gensgitsch-Forststraße ca. 230 m nordöstlich von Kote 1529 gequert. Seine Mächtigkeit beträgt hier höchstens 50 m (eher weniger).
– Südlich des Kobaltsattels (1554 m) gibt es auf beiden Bergflanken kleine Aufschlüsse von Glimmerschiefer-Phyllonit. Sie wurden anscheinend durch die neuen Forstwege geschaffen.
– Die steile Talflanke südöstlich der Ederalm besteht nicht nur aus Moräne und Hangschutt, sondern größtenteils aus anstehendem Amphibolit und dünnblättrigem Amphibolschiefer, die sogar kleine Felswände bilden. Allerdings liegt dieses Gebiet am äußersten Nordrand der Dissertationskarte von ZEZULA und war damals noch nicht durch eine Forststraße erschlossen.

Die Quartärgeologie des Aufnahmsgebiets wird durch die ausgedehnte Moränenbedeckung beherrscht. Es handelt sich dabei nicht nur um Grundmoräne im eigentlichen Sinn, sondern auch um spätglaziale Ablationsmoränen.

Gelegentlich finden sich auch Anzeichen für fluvioglaziale Sedimentation. So erschließt z.B. die Kiesgrube, die sich 100 m nordöstlich des Kobaltsattels befindet, eine mehrere Meter mächtige Wechsellagerung aus Kiesen, Sanden und Silten. Schräg geschichtete Kiese machen ungefähr 80 % des Sedimentvolumens aus. Sie werden von planar geschichteten Feinsanden gekappt. Da sich dieses offensichtlich fluviale Sedimentvorkommen in einer gegenwärtigen Höhe von 1560 m, also ungefähr 300 m über dem Göriacher Talgrund bzw. 260 m über dem Lignitzer Talgrund befindet, kommt wohl nur eine spätglaziale Entstehung am Gletscherrand in Frage. Bemerkenswert ist auch ein ungefähr 700 m langes und 50 m breites Trockental, das sich von Niederrain mit geringem Gefälle (2 %) nach E erstreckt. Südlich von Zankwarn öffnet es sich zum Tal des Lignitzbaches.

Es ist anzunehmen, dass Schmelzwässer vom Ostrand des Lonkagletschers im Spätglazial auf diesem Wege ins benachbarte Lignitztal abgeflossen sind. Durch das Abschmelzen des Lonkagletschers verlor die Talfurche Niederrain-Zankwarn ihr Einzugsgebiet und fiel vollständig trocken.

Blatt 165 Weiz

Siehe Bericht zu Blatt 135 Birkfeld von H.W. FLÜGEL.

Blatt 178 Hopfgarten in Defereggen

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in der Matreier Zone, im Altkristallin und im Thurntaler Komplex auf Blatt 178 Hopfgarten in Defereggen

BERNHARD SCHULZ
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Von einer Arbeitsgruppe des Instituts für Geologie und Mineralogie der Universität Erlangen und des Mineralogischen Instituts der TU Bergakademie Freiberg wurden 1996 und 1997 die im Jahr 1995 begonnenen geologischen Aufnahmen auf Blatt Hopfgarten in Defereggen fortgeführt. Drei Diplomkandidaten begannen mit ihren Kartierungen, weitere Teile des Areals wurden im Rahmen eines Kartierkurses und vom Verfasser begangen. Die im Virgental und Iseltal im Nordteil des Kartenblattes aufgenommenen Gebiete sind mit folgenden Ortsangaben abgegrenzt:

– Bereich der Fratnigalm zwischen Höllerhöhe – Griften – Deferegger Höhe – Oberstkogel (B. SCHULZ).
– Arnitzbach – Lämperer – Moldaber – Kl. Zunig – Matrei i. O. (R. DINKELMEYER).
– Das Gebiet Matrei – Kl. Zunig – Moldaber Alm – Hopfgarten und die Areale östlich der Isel (Kartierkurs, R. SCHÖNHOFER, B. SCHULZ).
– Steinkasbach südlich von Gries (Kartierkurs und R. SCHÖNHOFER).

In allen Kartiergebieten stehen außer dem Quartär die Gesteinsfolgen der Matreier Zone (Penninikum) und des ostalpinen Altkristallins an. Südlich von Virgen verläuft die Grenze zwischen Penninikum und Altkristallin bei 1200 m NN durch den Mitteldorfer Bach in Richtung ENE, ist im Ganzbach noch bei 1060 m NN anzutreffen und streicht dann weiter nach E unter der quartären Lockergesteinsbedeckung des Talbodens des Iseltals. Östlich der Isel und südöstlich von Matrei wird die Grenze durch einen morphologisch auffälligen Bachriss am Klaunzer

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

spat-Pegmatit in den Paragneisen angetroffen. Die Foliation des grobkörnigen Pegmatits fällt wie die des Nebengesteins nach N ein.

Bei den noch nicht abgeschlossenen polarisationsoptischen Untersuchungen an Dünnschliffen der Altkristallin-Serien waren die Paragenesen Granat + Biotit + Muscovit + Oligoklas + Quarz in Granat-Glimmerschiefern und grüne Hornblende + Oligoklas/Andesin + Granat in den Amphiboliten zu beobachten. Damit zeichnet sich eine Metamorphose mit thermischem Höhepunkt mindestens in der unteren Amphibolitfazies ab. Staurolith wurde in Glimmerschiefern des Altkristallins nördlich der Schwarzach und westlich der Isel bisher nicht aufgefunden. In Biotitgneisen beim Hof Oberfeldner östlich der Isel fand sich dagegen Staurolith randlich in Granat eingeschlossen.

Umfangreiche mineralchemische Untersuchungen an granatführenden Glimmerschiefern und an Amphiboliten dienten zur näheren Bestimmung der Metamorphose-Bedingungen und zur Beschreibung des Metamorphose-Ablaufs. Trotz deutlicher alpidischer struktureller Prägung muss in Anbetracht variskischer Abkühlalter im Altkristallin südlich des aufgenommenen Areals ein prä-alpidisches Alter dieses amphibolitfaziellen Metamorphose-Abschnitts in Erwägung gezogen werden.

Die im Südteil des Kartenblattes ÖK 178 im Jahre 1997 neu begonnenen Aufnahmen erfassen das Altkristallin und den Thurntaler Komplex nördlich der Drau. Das Gebiet ist wie folgt umgrenzt und bearbeitet:

Abfaltern – Bichl – Abfalterer Alm – Ascher Alm – Rieder Gampen – Vergeinwald im Kristeinbach-Tal (J. Just, M. Potrykus, B. Schulz)

Die Serien des Thurntaler Komplexes werden im N und S von Altkristallin eingerahmt.

Das Altkristallin südlich des Thurntaler Komplexes besteht aus plattigen muscovitbetonten phyllitischen Glimmerschiefern und quarzitischen Paragneisen. Bei Planitzen liegt ein Biotit-Muscovit-Gneis mit Feldspat-Augen, vermutlich ein Orthogneis, in der Umbiegung einer S-vergenten Mulde. Die Gesteine streichen mit halbsteil nordfallenden Foliationsflächen von Abfaltersbach über Margarethenbrücke bis nach Wiesen am E-Rand des Kartenblattes. Die Mineral-Lineationen und Kleinfaltenachsen tauchen halbsteil nach W und dürften einer variskischen Prägung zuzuordnen sein. Es bleibt noch zu klären, ob dieser südliche Altkristallin-Streifen mit einem weiteren Altkristallin-Vorkommen in den Hängen nordwestlich von Abfaltern zusammenhängt.

Das Altkristallin nördlich des Thurntaler Komplexes unterscheidet sich lithologisch vom südlichen Altkristallin.

Nördlich der Linie Vergeinwald – Latscheideralm – Ascher Kaser – Ascher Möser – Abfalterer Alm wurden phyllitische Glimmerschiefer, Glimmerschiefer und Paragneise mit Biotit und Muscovit kartiert. Diese Gesteine sind vergleichsweise grobkörniger und zeigen größere Abstände der Foliationsflächen als die Phyllite und phyllitischen Glimmerschiefer des Thurntaler Komplexes. Wegen der vorhandenen lithologischen Übergangsformen erwies sich bereichsweise eine Trennung der Serien von nördlichem Altkristallin und Thurntaler Komplex als schwierig. Bei Abfalterer Alm und Ascher Kaser stehen die Foliationsflächen im Kontaktbereich Thurntaler Komplex – Altkristallin zumeist saiger, während im Rieder Wald sowohl NW- als auch SE-Fallen auftritt. Ein m-mächtiger feinkörniger Lamprophyr streicht vom Gipfelgrat des Finsterbergkofels nach E bis fast ins Kristeinbach-Tal hinunter. In der Ascher Alm konnte ein weiterer Lamprophyr auskartiert werden.

Der Thurntaler Komplex besteht im aufgenommenen Areal aus Chlorit-Muscovit-Phylliten, Muscovit-Chlorit-Phylliten und Chlorit-Phylliten, in denen fallweise Granate auftreten. Vereinzelt sind Graphit-Phyllite und Graphit-Quarzite und Karbonatphyllite eingelagert. Mehrere Meter mächtige Grünschiefer und Amphibolite wurden am Erlbach nördlich von Abfaltern, bei Anras und im Bereich des Mühlbachs angetroffen. Diese Vorkommen lassen sich jeweils nur wenige hundert Meter im Streichen verfolgen und keilen aus. Weit verbreitet stehen Porphyroid-Schiefer und -Gneise in den Hängen W' und E' des Mühlbachs an. Auch die Kuppen des Bichl und des Spielbichl werden aus diesen Gesteinen aufgebaut. Ein mehrere Meter mächtiger Zug von halbsteil S-fallendem, Biotit führendem Porphyroid-Gneis ließ sich vom Bruggenbach 1379 m in den Rieder Wald verfolgen. Porphyroidgneis mit großen Feldspat-Augen und Quarz-Klasten war in einem neuen Aufschluss unmittelbar südlich der Bahnlinie bei Abfaltersbach anzutreffen. Innerhalb der Porphyroidschiefer-Serie ist ein Porphyroid-Blasten-Schiefer mit zahlreichen rundlichen bis 4 mm großen Feldspäten auffällig und wurde gesondert ausgehalten.

Alle Hänge nördlich der Drau sind von bereichsweise mächtigen Moränenablagerungen des Quartärs bedeckt. Die Orte Winkl, Asch, Anras und Wiesen liegen auf einer morphologischen Terrasse zwischen 1100 und 1300 m mit besonders mächtigem Lockergestein. Im Ascher Wald zeigen einige Areale mit Hangkriechen und Abrisskanten auf eine größerflächige Hangbewegung hin. Oberhalb der Waldgrenze deuten sich bei der Abfalterer Alm und Grüneben ebenfalls weitere großflächige Hangabsetzungen durch Abrisskanten, Nackentälchen und kleinere Muschelanbrüche an.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Altkristallin im Gebiet St. Veit/Hopfgarten im Defereggental und im Winkeltal auf Blatt 178 Hopfgarten in Defereggen

Siegfried Siegesmund, Till Heinrichs, Oliver Dahmen, Nikolaus Gussone, Klaudia Hettwer, Astrid Klose, Andreas Koch, Jannina Kubersky, Piet Nordhoff, Gerd Schuster & Andre Steenken
(Auswärtige Mitarbeiter)

Von einer Arbeitsgruppe des Institutes für Geologie und Dynamik der Lithosphäre der Universität Göttingen wurde im Sommer 1997 die geologische Aufnahme im Maßstab 1 : 10.000 des Blattes Hopfgarten im Defereggen fortgesetzt. Die Berichterstatter wiesen neun Diplomkandidaten in die nördlich und südlich von St. Veit/Hopfgarten und auch im Winkeltal gelegenen Kartiergebiete ein und betreuten sie bei der Geländearbeit sowie der Proben- und Datenauswertung. Die einzelnen Gebiete sind durch folgende Ortsangaben abgrenzbar:

1) Schwarzach – Grat zwischen Defereggental/Virgental-Zupalkogel – Deferegger Höhe (A. Steenken).
2) Schwarzach – Arnitzalm und Reiterboden – Arnitzbach und Saumitzbach (G. Schuster).
3) Schwarzach – Gsaritzer Almbach – BMN-Gitternetzlinie R382175 – Grat zwischen Kleinitzer Törl/Gsarizer Törl (J. Kubersky).

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

4) Bundesstraße Hopfgarten – Görtschach/St. Veit – BMN-Gitternetzlinie R384000 – BMN-Gitternetzlinie R382175 – Grat Hochwand/Hochalmspitze/Röte (K. HETTWER).
5) Schwarzach – BMN-Gitternetzlinie R384000 – BMN-Gitternetzlinie R386000 – Gitternetzlinie H194600 (N. GUSSONE).
6) Grat Wagenstein/Rotegg/Karnase/Gsaritzer Törl – Gsaritzer Törl/Wilden Platte – Wagensteins/Kleines Degenhorn/Arntaler Lenke/Grat Kugelwand – Grat südlich Hochgrabe (A. KLOSE).
7) Grat Gsaritzer Törl/Kleinitzer Törl – Gsaritzer Törl/Wilde Platte – Kleinitzer Törl/Lachkammeralm – Hochgrabe – Sauspitze – Grabenstein (P. NORDHOFF).
8) Grat Kleinitzer Törl/Röte – BMN-Gitternetzlinie R383120 – BMN-Gitternetzlinie R384400 –BMN-Gitternetzlinie H1914000 (O.DAHMEN).
9) BMN-Gitternetzlinie H194600 – BMN-Gitternetzlinie R384200 – BMN-Gitternetzlinie R386000 – BMN-Gitternetzlinie H 190600 (A. KOCH).

In allen Kartiergebieten stehen außer dem Quartär die Gesteinsabfolgen des ostalpinen Altkristallins der Defereggeer Alpen südlich des Tauernfensters an. Das Altkristallin wird durch die steilstehende, spätalpidische Defereggen-Antholz-Vals-Linie (DAV) in einen N-Block und einen S-Block unterteilt.

Im folgenden werden die Besonderheiten der vier Kartiergebiete jeweils kurz angeführt:

Östlich der Lasörling-Gruppe (STEENKEN)

Die Lithologien gehören dem Nordblock des Ostalpinen Altkristallins zwischen der Defereggen-Antholz-Vals-Linie (DAV) und der Matreier Zone (MZ) an. Deformationsstrukturen in diesem Bereich des Altkristallins sind alpidisch. Die Metamorphose hat die ehemalig variszischen Paragenesen vollständig retrograd überprägt.

Aufgeschlossen ist eine Folge aus monotonen Muskovitschiefern und Muskovit-Plagioklas-Paragneisen im tektonisch Hangenden einer Serie aus Biotit-Paragneisen, Zweiglimmer-Paragneisen und Biotit-Quarziten. In beiden Serien treten in unterschiedlicher Gewichtung Amphibolite auf.

Eine über der Muskovitschiefer-Muskovit-Plagioklas-Gneis-Serie gelegene bunte Folge aus mineralführenden Biotit-Plagioklas-Paragneisen, Phylliten und gebänderten Marmoren weist Deformationsstrukturen auf, welche auf einen möglicherweise tektonischen Kontakt zum Liegenden hinweisen. Diskordant zu den alpidischen Strukturen durchschlagen insbesondere im Nordteil des Kartiergebietes beobachtete lamprophyrische Intrusionen die Gesteinseinheiten.

Muskovitschiefer und Muskovit-Plagioklas-Paragneise

Helle Muskovit-Schiefer und Gneise finden ihre Verbreitung in einem breiten E–W-streichenden Streifen im Norden des Altkristallins, wo sie im Westen die Cima-Dura-Gipfelgruppe aufbauen, welche hier namensgebend für diese Serie ist (DAL PIAZ, 1934).

Im Kartiergebiet hat diese Serie ihr größtes Vorkommen nördlich des Grates im Bereich des Griften – Legerle und der Defereggeer Höhe. Südlich tritt sie im Wechsel mit den Gneisen der Biotit-Paragneis-Serie auf. In den monotonen Schiefern und Gneisen bilden wenige Amphibolite, Granatamphibolite sowie Plagioklas-Granat-Orthogneise die einzigen Einlagerungen.

Hauptgemengeteile sind in wechselnden Anteilen Muskovit, Quarz und Plagioklas. Als Kriterium für eine Unterscheidung von Gneisen und Schiefern dient ein Plagioklasgehalt von 20 %, welcher jedoch nur selten überschritten wird. Wichtigstes Nebengemengeteil ist Granat, der im Dünnschliff immer identifiziert werden konnte. Korndurchmesser liegen im mm-Bereich, am Grat zwischen Griften und Melspitze werden Korndurchmesser von 5 mm erreicht. Weiterhin tritt Biotit in feinen Schuppen auf. Dieser zeigt oft randliche, im Bereich kataklastischer Zerrüttungzonen vollständige Umwandlung in Chlorit. Ebenso kann Granat pseudomorph durch Chlorit ersetzt werden.

In den schiefrigen Varietäten ist der Hellglimmer in cm-großen Flatschen flächendeckend in der Foliation eingeregelt und durch eine starke Crenulation gekennzeichnet. Parallel zum Linear dieser Mikrofältelung sind stengelige Quarzaggregate (sog. quarzrods) eingeregelt.

In plagioklasreichen Muskovit-Paragneisen sind die Glimmer deutlich kleiner und bilden keine zusammenhängenden Foliationsflächen. Die Crenulation ist schwächer entwickelt. Im Aufschluss sind eine Vielzahl von Quarzmobilisaten kennzeichnend, welche wenige cm bis zu mehreren Metern Länge messen. Mächtigere Quarzlagen sind schwach boudiniert.

Im Nordgrat des Legerle sind in den Muskovitschiefern und Muskovit-Plagioklas-Gneisen vielfach Einschaltungen heller Plagioklas-Granat-Gneise zu beobachten. Neben Plagioklas und Granat, letzterer mit Korndurchmessern von ca. 2 mm, treten feine Biotit- und Muskovitschuppen in der Foliation eingeregelt auf. Der Kontakt zu den Schiefern ist scharf und foliationsparallel. SCHÖNHOFER (1997) konnte einen orthogenen Ursprung für diese Gneise nachweisen.

Paragneise, Biotit-Paragneis, Zweiglimmer-Paragneis, Biotit-Quarzit, Quarzit

Die plattig brechenden und scharf foliierten Gneise werden in der Biotit-Paragneis-Serie zusammengefasst, welche im Kartiergebiet die Muskovitschiefer und Gneise unterlagern. Nördlich des Hauptkammes ist die Biotit-Paragneis-Serie häufig quarzitisch ausgebildet. Die Quarzite erscheinen dunkelgraublau bis grünlich und tragen kleine Glimmer auf den Foliationsflächen. Als Einschaltungen wurde am Fuß des Wasserfalls des Mellitzbaches auf 1980 m NN ein etwa 2 m mächtiges hellbraunes Quarzitband beobachtet.

Weiterhin treten in dichter Folge Amphibolite von Zentimeter bis zu mehreren Metern Mächtigkeit in der gesamten Biotit-Paragneis-Serie auf, von denen die auffälligsten in die Kartierung aufgenommen wurden. Bemerkenswert erscheint ein Amphibolit, der sich über größere Strecken an der Grenze der Biotit-Paragneis-Serie zu den Muskovitschiefern verfolgen ließ.

Hauptgemengeteile der Paragneise und Biotit-Quarzite sind Plagioklas, Quarz, Biotit und Muskovit. Daneben können bereichsweise Granat und Amphibol auftreten. Retrograd ist eine zum Teil intensive Chloritisierung von Granat, Amphibol und Biotit zu erkennen, welche den sonst hellen Gneisen einen grünlichen Farbton verleiht. Eine typische Bänderung der Gneise resultiert aus einer kleinräumig wechselnden Modalzusammensetzung. Mikroskopisch ist in den Glimmern eine deutliche Crenulation entwickelt, welche in glimmerreichen Partien auch im Gelände registriert wurde. In seltenen Fällen wurde in besonders dünnplattig ausgebildeten Gneisen eine Knickfaltung beobachtet.

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

Amphibolite kommen als linsige Einschaltungen sowohl in der Biotit-Paragneis-Serie, den Biotit-Plagioklas-Paragneisen, als auch in deutlich geringerer Präsenz in den Muskovitschiefern vor. In den Letzteren fällt die große Linse oberhalb der Mellitzalm in der „Mel“ auf. Gemengeteile sind kurzprismatischer Amphibol neben Plagioklas und Quarz. Es ist eine deutliche Mikrofältelung entwickelt. Oberhalb dieser Linse treten m-große Boudins aus grobprismatischen Hornblenditen und Granat Amphiboliten in den Muskovitschiefern auf.

Die in die Biotit-Paragneis-Serie eingeschalteten Amphibolite sind im Gelände bis auf Ausnahmen nur über wenige Meter im Streichen zu verfolgen. In Faltenschenkeln ist eine Boudinage der dünneren Lagen zu beobachten. Die Ausbildung der Amphibolite variiert stark. Vorherrschend sind im mm-Bereich gebänderte Amphibolite mit plagioklas- und quarzreichen leukokraten Lagen und melanokraten Lagen bestehend aus kurzprismatischem grünem Amphibol. Granat ist, wenn vorhanden, in den leukokraten Lagen konzentriert. Daneben treten fallweise Zoisit und opake Erzminerale im primären Mineralbestand auf. In grobprismatischen Garbengneisen ist nur eine sehr schwache Einregelung der Hornblende-Langachsen zu erkennen. Im Bereich des oberen Moosbachs wurden vereinzelt „Amphibol-Sonnen“ mit bis zu 5 cm Durchmesser gefunden.

Sekundär ist Hornblende randlich in Biotit und Chlorit umgewandelt, Granat teilweise bis vollständig pseudomorph durch Chlorit ersetzt, Plagioklas ist zu einem dichten Geflecht aus Epidot/Klinozoisit, Serizit und Albit umgewandelt.

Eine Besonderheit nehmen cm-große „Kalzit-Augen“ in einem durchgängig verfolgbaren Amphibolitzug an der Basis der Biotit-Plagioklas-Gneise und Phyllite im Bereich der Deferegger Höhe ein. Im Dünnschliff wird eine penetrative Durchdringung mit Kalzit beobachtet. Amphibol ist nahezu vollständig zu Biotit umgewandelt. Die Herkunft der Fluide, die für die durchgreifende Alteration benötigt werden, haben möglicherweise an lokalen Störungen Zutritt ins Gestein gefunden.

Im Hangenden der Muskovitschiefer und Gneise schließt sich im Osten des Kartiergebietes im Bereich Oberstkogel und Deferegger Höhe eine bunte Folge aus mineralführenden Biotit-Plagioklas-Paragneisen und muskovitreichen Phylliten mit dünnen Lagen gebänderter graphithaltiger Marmore an.

Grobe Mineralaggregate aus Biotit und Plagioklas bilden die Hauptbestandteile der Paragneise. Granat erreicht Korndurchmesser von 5–6mm, kann aber auch fehlen. Schon im Handstück ist seine idiomorphe Ausbildung auffällig. Im Dünnschliff beschreiben Einschlüsse im Granat ein internes „s“, welches das syndeformative Wachstum belegt. Weiterhin liegt Quarz, Muskovit und Amphibol vor.

Bei den Phylliten kommen neben großflatschigem Muskovit ebenfalls große Biotite vor, die die Foliation bilden. Zum Teil ist eine weitständige Foliation entwickelt, in deren Zwischenlagen große Plagioklase und Quarze eingeregelt sind. Chloritpseudomorphosen nach Granat messen 4–6 mm und werden von der Foliation umflossen. Allgemein ist eine starke Alteration der Phyllite zu verzeichnen.

Gebänderte Marmore konnten als zwei durchhaltende Bänder im Gipfelbereich des Oberst-Kogels kartiert werden. In den hellen Lagen bilden grobkristalline Kalzitkristalle eine schwache Foliation. In den dunklen Lagen wird die Foliation durch parallel angeordnete Graphiteinschlüsse und Glimmerplättchen gebildet. Letztere weisen vermehrt Quarz auf. Dolomit tritt nicht auf. Im Hangenden dieser Marmore schließt sich ein Horizont stark karbonatischer Phyllite an.

Lamprophyre treten in größeren Abständen im gesamten Altkristallin zwischen dem Tauernfenster und der Pustertal-Linie auf. Sie durchschlagen die Deformationsstrukturen diskordant und werden daher als spätalpidisch angesehen. Genetisch wird ihr Auftreten im Zusammenhang mit der westlich und südlich gelegenen Intrusion des Rieserferner gesehen.

Im Arbeitsgebiet wurden mehrfach Lesesteine dieser Intrusionen erkannt. Anstehend konnte lediglich ein versetzter, in der Breite zwischen 1,5 m und 30 cm schwankender Gang im Fratnikbach bis hinauf zum Grat verfolgt werden. Südlich des Grates konnte der Gang nur an einer Stelle gefunden werden. Die steilen N–S-streichenden Kontaktflächen sind scharf, z.T. schiefrig ausgebildet. Im Fratnikbach wurden größere Klasten aus dem Kontaktgestein innerhalb des Ganges beobachtet; ebenso dringt Schmelze in dünne Risse des Randgesteins vor.

Eine Reaktion mit HCl ist auf kleine kalzitgefüllte Hohlraumfüllungen beschränkt. Im Dünnschliff wurden neben den sekundären Kalzitvesikeln kein weiterer Kalzit erkannt. Die Matrix besteht vollständig aus Plagioklas und feinschuppigem Biotit, welcher den hohen Alkaligehalt der Schmelze wiederspiegelt. Als idio- bis hypidiomorphe porphyrische Einsprenglinge treten Biotit, Feldspat, einzelne Hornblenden und Olivin auf. Letzterer ist oft pseudomorph durch blassgrünen Serpentin ersetzt. Weiterhin liegt Erz und Zirkon vor.

Generell ist mit Ausnahme des Nordgrates des Oberst-Kogels ein stark südvergenter Faltenbau mit überkippten Faltenschenkeln entwickelt. Nördlich des Oberst-Kogels sowie in den sich nach Norden anschließenden Kartiergebieten ist aus den südfallenden Foliationsflächen auf eine Nordvergenz zu schließen.

Die Polpunkte aller Foliationen streuen um eine steil WNW-fallende ac-Fläche. Im Bereich des Legerle und im Süden bis etwa 2000 m NN ist davon abweichend ein E–W-Streichen der Foliationsflächen zu verzeichnen. Resultierende und beobachtete Faltenachsen weichen in diesen Bereichen ebenfalls vom Maximum aller gemessenen Faltenachsen ab. Im Süden konnten mehrfach Domänen E-tauchender Faltenachsen kartiert werden. Vielfach zeigen Faltenachsen eine leichte Verbiegung im m-Bereich. Ein mit der Faltung der Foliationsflächen angelegtes Crenulationslinear verläuft im Allgemeinen subparallel den Faltenachsen.

In wenigen Fällen ist die Umbiegung der Schieferungsflächen über größere Bereiche auf den Graten nördlich des Kammes aufgeschlossen, sodass dort südfallende Foliationen aufgenommen wurden. In den übrigen Gebieten dominieren N- bzw. NNE-fallende Foliationsflächen.

Auffallend ist die Synform der Biotit-Plagioklas-Gneise und Phyllite im Gipfelbereich des Oberst-Kogels. Die Vergenz der Faltung ist deutlich geringer, im Gegensatz zum generellen Faltenbau. Der Grenzbereich im Norden am Kontakt zu den Muskovitschiefern wird durch südfallende Foliationen markiert. Aufgenommene Faltenachsen tauchen ostwärts. Das Crenulationslinear streicht WNW–ESE. Die Polpunktdarstellung der vermessenen Klüfte ergibt ein umlaufendes Streichen mit einem Maximum im Flächenpol der aus den Foliationen ermittelten ac-Fläche.

In den Muskovitschiefern und Muskovit-Plagioklas-Gneisen ist besonders nördlich des Hauptkammes viel-

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

fach eine diskontinuierliche Schar konjugierter Scherbänder zu beobachten, an denen Foliationsflächen und dünne Quarzmobilisate abschiebend geschleppt werden. Ebenso wird die Crenulationslineation durch das Scherbandgefüge versetzt. Polpunkte dieser Scherflächen belegen Abschnitte eines Kleinkreises um 115°.

Zur Rekonstruktion der Deformationsakte vor der Anlage der Scherbänder können des öfteren zu beobachtende überfaltete Isoklinalfalten in den Quarzmobilisaten herangezogen werden. Die Anlage dieser Mobilisate erfolgte mit einer ersten Achsenflächenschieferung. Das Alter dieser Schieferung wird im Allgemeinen als alpin angenommen (SCHULZ, 1988; STÖCKHERT, 1982). Die Anlage der dominierenden Foliation (S_{A2}) erfolgte durch Isoklinalfaltung von S_{A1}, welche durch fortschreitende Einengung (B_{A3}) in enge Falten gelegt wurde. Eine neue Achsenflächenanisotropie durch B_{A3} ist lediglich im Bereich des Fahrweges südlich der Lahntaler Alm entwickelt. Das Gefüge konjugierter Scherbänder ist infolge der versetzten Crenulationslineare aus B_{A3} als S_{A4} anzusehen. Die an drei Lokationen im Kartiergebiet vorgefundenen Knickbänder sind in jedem Fall jünger als S_{A2}. Eine Altersbeziehung zu den auf S_{A2} folgenden Deformationen konnte aus den im Gelände beobachteten Gefügen nicht erkannt werden.

Weiterhin wurden am Nordostgrat des Legerle und im Bereich des Fahrweges südlich der Lahntaler Alm vom Streichen der B_{A3}-Faltenachsen deutlich abweichende Faltenachsen gemessen, deren Ursache aus den Aufschlussverhältnissen nicht geklärt werden konnte. Im Falle des Legerle-Nordost-Grates sind die steil einfallenden Faltenachsen möglicherweise Ausdruck spätalpiner Störungstektonik.

Etwa 600 m östlich der Melspitze sind Schlingenstrukturen im klaren Zusammenhang mit jungalpinen kataklastischen Störungen zu sehen. Phänomen dieser Störungen sind eine intensive Zerrüttung des Gesteins. Die Kataklase wird durch dichten Graphit und Chlorit belegt. Im Übergang zu den nicht in Mitleidenschaft gezogenen Gesteinen ist eine verstärkte Sprossung von Chlorit auf den s-Flächen zu erkennen.

Bemerkenswert erscheint noch der Aufschluss am Südgrad des Oberst-Kogels in einer Folge aus Granat-Biotit-Plagioklas-Gneisen und Marmor. Der Aufschluss zeigt eine dichte Schar westvergenter Abschiebungsflächen, wobei nur in den karbonatischen Gesteinen eine Schleppung entwickelt ist. Dieser Befund wird zusammen mit dem bereits oben beschriebenen diaphtoritischen Amphibolit an der Basis der mineralführenden Biotit-Plagioklas-Paragneise als Hinweis auf einen tektonischen Kontakt zu den Muskovitschiefern gewertet. Das unterschiedliche Deformationsverhalten von Biotit-Plagioklas-Gneisen und Kalzit kann als Anhaltspunkt für die Deformationsbedingungen dienen.

Das Quartär nördlich und südlich des Hauptkammes ist deutlich gegensätzlich entwickelt. Südlich ist das Hangprofil bis an den Grad durch Vegetation gekennzeichnet. Schuttfächer beschränken sich auf den Fuß der Melspitze oberhalb der Mellitzalm, wo durch die Gesteinsaufarbeitung in Folge jungalpiner Kataklase ein ständiger Schuttlieferant besteht. In ähnlicher Weise entwickeln sich Schuttliefergebiete in den nicht mehr bewirtschafteten hochgelegenen Almwiesen. Die an der Schneebedeckung festgefrorene überlange Grasnarbe wird im Frühjahr durch kleinere Lawinen aufgerissen und legt so den Untergrund frei. Rezent geht durch diesen Schutt eine existentielle Bedrohung des Almbetriebes auf niedere Almwiesen aus.

Ablagerungen auf der deutlich ausgeprägten Talschulter bei 2000 m NN und im Bereich der übersteilten Trogschulter sind auf Gletschertätigkeit während des Würmglazials im ausgehenden Pleistozän zurückzuführen. Nördlich des Grates dominiert grober Blockschutt in den steilen Flanken, in welchen immer wieder sichelförmige Moränenwälle einer jüngeren Vereisung zu verzeichnen sind. Der breite Talboden im Bereich der Zuflüsse des Fratnikbaches wird von mehreren parallel verlaufenden Seitenmoränen bedeckt, deren Oberfläche durch typischen periglazialen „Rasenhügelboden“ gekennzeichnet wird.

Auffällig sind das „schwülstige“ Westhangprofil des Oberst-Kogels, die kleineren Bergspitzen bei 2400 m NN unterhalb des eigentlichen Gipfels und der markante Doppelgrat im Norden des Oberst-Kogels – Phänomene, die deutlich auf das Abgleiten des Berges hinweisen. Ähnlich ist der Hang südlich der Mellitzalm durch eine Stufung mit dazwischen liegenden abflusslosen Hohlformen gegliedert, was auch hier ein Abreißen der Talflanke aus dem festen Gesteinsverbund wahrscheinlich macht. Auslöser dieser Bergzerreißungen mag das sich zurückziehende Gletschereis und damit das Verschwinden des Widerlagers der glazial übersteilten Hänge gewesen sein.

Östlich der Lasörling-Gruppe (SCHUSTER)

Das Kartiergebiet gehört zum Nordblock im ostalpinen Altkristallin südlich der Matreier Zone und nördlich der Defereggen-Antholz-Vals-Linie. Aufgeschlossen sind Glimmerschiefer, Ortho- und Paragneise, Marmore und Calcitphyllite, sowie Amphibolite und Lamprophyre.

Biotit-Paragneise, Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise, Quarzitgneise

Die in der Regel deutlich im mm- bis cm-Bereich foliierten, dunkelgrauen Gneise weisen, bei unterschiedlichen Mineralgehalten, schiefrige bis massig-gneisige Gefüge auf. In wechselnden Anteilen bilden Plagioklas, Quarz, Muskovit, Biotit, Chlorit und Almandin-betonter Granat die Hauptgemengteile sowie die wichtigsten Akzessorien. Die Abgrenzung der Gneise zu den Glimmerschiefern erfolgt gemäß der Nomenklatur für mittelgradig metamorphe Quarz-Feldspat-Glimmer-Gesteine, mittels des Plagioklasgehaltes, der für die Gneise über 20 % betragen muss.

Die Gneise stehen oberhalb der Schwarzach bis ca. 1500 m, sowie ab ca. 2000 m im Bereich Deferegger Höhe, Kreuzberg und Stanzling bis ca. 500 m nördlich des Torkogel an. Das penetrativ verfaltete Gestein weist teilweise auf den s-Flächen eine Faltenachsen-parallele Runzelschieferung im mm-Bereich auf. Bis auf die Glimmer und selten auftretende, bis zu 2 cm Durchmesser große Granate, die oftmals vollständig durch Chlorit substituiert sind, ist das Gestein oberhalb der Schwarzach feinkörnig. Die bis zu cm-großen Glimmerminerale sind allgemein Foliations-parallel eingeregelt, wobei vorzugsweise Biotit regellos eingesprengt ist oder kleine Nester bildet. Oftmals zeigen die Gneise dort bis zu einigen dm-mächtige, lang aushaltende Lagen aus Quarz. Auf 1200 m, südwestlich von Hof, konnte innerhalb einer Quarzlage ein feinkörniges, schwarzgraues, Pyrit führendes Gestein gefunden werden, das weder Glimmer noch Plagioklas enthält. Südlich Hof auf 1290 m befindet sich ein wenige dm-mächtiger, eingeschuppter Bereich mit Kalifeldspat führendem Gneis.

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

Ein im cm- bis dm-Bereich gebänderter, feinkörniger, eng bis isoklinal verfalteter Quarzit steht ca. 120 m mächtig, etwa 150 m nordwestlich des Stanzlinggipfels an. Die im oberen Bereich des Gebietes kartierten Gneise zeigen häufiger Granat mit oftmals ideomorphem Habitus. Lagenweise ist das Gestein dort in dm bis m mächtigen Bereichen schiefrig ausgebildet. 70 m unterhalb des Kreuzberggipfels ist ein fast gänzlich aus Plagioklas bestehender Gneis eingeschuppt. Der lagige Aufbau wird durch wenige eingeregelte Biotite nachgezeichnet.

Die Hauptgemengteile der grauen Granat-Muskovit-Schiefer, in der Regel heller als die Gneise gefärbten, eng foliierten Schiefer bilden Quarz und Muskovit. Daneben treten Biotit, Chlorit, Plagioklas sowie Granat auf, der maximal Durchmesser von 1 cm erreicht und oftmals Reaktionssäume aus Chlorit zeigt. Die Glimmerschiefer sind penetrativ verfaltet, wobei sich die Faltenachsen gut durch Crenulationslineare auf den S-Flächen abbilden. Quarz ist extrem ausgelängt und bildet „quarz-rods“, die von den Glimmern ummantelt sind. Auf 1670 m am Lercher Bach steht Glimmerschiefer an, auf dessen Foliationsflächen dm-große Muskovite „quarz-rods“ von bis zu 40 cm Länge bedecken. Die Runzelschieferung bildet sich im dm-Maßstab ab. Südwestlich von Hof, auf 1440 m an der Grenze zu Biotit-Gneis steht ca. 3 m mächtig schwarzgrauer, sehr weicher Graphitschiefer an, der leicht in dünne Blättchen zerfällt. In den Glimmerschiefern treten oft Foliations-parallel bis zu mehreren dm-mächtige Quarzmobilisate, die bisweilen einige Meter lang aushalten und besonders häufig südlich des Kreuzbergs auf ca. 1900–2000 m boudiniert sind, auf.

Die oftmals schwarzweißen, manchmal bläulich schimmernden Amphibolite treten innerhalb der Gneise sowie der Glimmerschiefer als Foliations-parallele Lagen auf. Während innerhalb der Glimmerschiefer nur eng begrenzte, eingeschuppte Amphibolitlagen kartiert werden konnten, ließen sich innerhalb der Biotit-Gneise, südlich von Deferegger Höhe, Kreuzberg und Stanzling, bis zu 30 m mächtige Amphibolitlagen über mehrere hundert Meter weit verfolgen.

Nördlich des Torkogels wurde ca. 50 m südlich der Grenze zum Glimmerschiefer ein 20-30 m mächtiger Amphibolit kartiert. Etwa 100 m südlich des Torkogelgipfel steht knapp 100 m mächtig Amphibolit an, der sich nicht als durchgehende Lage verfolgen ließ. Hornblenden, Plagioklas, häufig Granat sowie vereinzelt Glimmer sind gesteinsbildend. Die Amphibolite bilden bisweilen nur wenige cm mächtige Lagen. Auf 1160 m, südwestlich von Birk steht eine ca. 1 m mächtige, zonierte Amphibolitlage an. An der Grenze zum Nachbargestein, einem Biotit-Gneis, überwiegt der Plagioklasgehalt, die max. 1 mm großen Hornblenden sind nadelig ausgebildet. Der zentrale Bereich der Lage besteht zu 100 % aus bis zu 3 cm großen Hornblenden, dort ist das Gestein als Hornblendit anzusprechen. Allgemein schwankt die Größe der Hornblenden, die als kurzprismatische Nadeln, Garben oder Sonnen ausgebildet sind, von 1 mm bis 1 dm.

Der mächtigste Marmorzug steht südlich der Arnitzwiesen, in 2220–2410 m an. Das schneeweiße, grobkörnige Gestein zeigt ein massiges Gefüge. Sehr wenige, mm-große Muskovite zeichnen eine Foliation nach. Zum Rand hin ist der Marmor deutlicher graublau gebändert. Bereichsweise ist bis zu 20 % Quarz vorhanden. Graphitreiche, schwarzweiße Lagen, von wenigen dm Mächtigkeit zeigen ideomorphe Calcitkristalle von bis zu 2 cm Größe. Im Bereich des Torkogel, sowie östlich davon, konnten zwei 20–60 m mächtige Marmorlagen über mehrere 100 m beobachtet werden. Neben eingeregelten Muskoviten weist das teilweise rosa gefärbte Gestein dort bereichsweise bis zu 0,5 mm große Magnetitoktaeder auf. Als Lesestein fand sich ein Marmor mit 1 mm großen Granaten.

Häufig steht in den Randbereichen der Marmore ein auf Grund seines Mineralbestandes als Calcitphyllit anzusprechendes Gestein an. Es besteht aus 20-50 % sehr feinkörnigem Calcit, der in 0,1-1 mm dünnen Lagen angeordnet ist. Das allgemein sehr feinkörnige, schiefrige Gestein besteht zu mindestens 50 % aus Biotit sowie Chlorit. Teilweise konnten Biotite von mehreren cm Größe beobachtet werden. Am Arnitzbach auf 2280-2400 m Höhe wurde durchgehend Calcitphyllit kartiert, der dort teilweise ein gneisiges Gefüge aufweist.

Ein als Orthogneis anzusprechendes Gestein steht als 10–30 m mächtige, ca. 700 m lang aushaltende Lage etwa 70 m nördlich des Stanzlinggipfels sowie auf 2340 m östlich des Torkogels an. Hauptgemengteil ist Plagioklas neben scharf eingeregelten Biotit- und Muskovitplättchen. Häufig treten bis zu 3 mm große Granate auf.

Die Lamprophyre stehen südwestlich sowie nordöstlich von Birk, im Bereich des Birkerbachs ca. 60 cm mächtig an. Sie gehören vermutlich zu einem unverfalteten Gang, der Biotit-Gneise sowie Glimmerschiefer diskordant durchschlägt. Oberhalb von 1540 m ist kein weiterer Lamprophyr zu finden. Das feinkörnige, massige Gestein ist hart und zeigt einen scharfkantigen Bruch. Als Einsprenglinge finden sich in der schwarzgrauen Matrix Biotit sowie Hauyn. Desweiteren ließ sich mittels RDA Kaersutit nachweisen. Eine Abstammung des Ganges von der Riesenfernerintrusion wird angenommen.

Die in etwa E–W-streichenden Foliationsflächen fallen südlich des Grates im Allgemeinen gegen den Hang ein, wobei sie in höheren Lagen steiler einfallen. Im nordwestlichen Bereich wurden steil bis flach mit dem Hang einfallende Foliationen gemessen. Die zumeist steil einfallenden Foliationsflächen im Osten streichen zunehmend Nordwest–Südost. Faltenbau ist im cm–m-Maßstab, im Bereich der Arnitzwiesen auch deutlich größer dimensioniert zu erkennen. Die Ost–West-streichenden Faltenachsen fallen stets flach ein. Die generelle Südvergenz nimmt von Kreuzberg und Stanzling bis zur Schwarzach hin zu. Im Bereich des Grates sowie des Torkogel wurden steil stehende Faltenachsenflächen gemessen. Nach Norden zum Reiterboden, sowie westlich des Torkogel zeigt der Faltenbau eine zunehmende Südvergenz. Östlich von Torkogel und Kreuzberg wurden dagegen auch nordvergente Falten eingemessen.

Vereinzelt lässt sich im Biotit-Gneis eine Überfaltung von Falten erkennen, bei der die Faltenachsen stets einen Winkel von ca. 145° aufspannen. Dieses ist südlich des Kreuzbergs, auf 2320 m, südlich des Stanzling, auf 2100 m, sowie weniger deutlich auf 1160 m, südwestlich von Birk zu beobachten. An der Westgrenze des Kartiergebiets, auf 1990 m, konnten Knickbänder im Glimmerschiefer eingemessen werden. Auf den s-Flächen der Glimmerschiefer bilden sich häufig zwei verschiedene, um ca. 10–15° variierende Streckungslineare ab. Vereinzelt ließ sich in den Gneisen sowie den Schiefern, neben der Foliation, eine nur wenige Grad abweichende Schieferung erkennen. Die Lamprophyre zeigen durchgehend Kluftflächen, die nur gering von den Foliationsflächen der sie umgebenden Gesteine abweichen.

Der Südhang des Kartiergebiets zwischen Kreuzberg, Stanzling und der Schwarzach wird unterhalb ca. 1900 m in weiten Bereichen von quartärem Schutt bedeckt, bei

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

dem durchgehend ausgeprägte Bodenbildung vorliegt. Eine Gefährdung ergibt sich durch die zurückgehende landwirtschaftliche Nutzung der oberen Almwiesen. Nicht abgemähte oder abgeweidete, zu lange Grashalme frieren im Winter an abrutschender Schneebedeckung fest und werden, zusammen mit den oberen Bodenhorizonten abgerissen. Solche Bereiche bieten Angriffspunkte für Erosion, die zu gefährlichen Murenabgängen führen kann.

Typisches Moränenmaterial bildet einen Wall östlich des Moosbachs. Dort finden sich bis 1760 m Höhe Lesesteine des Rieserferner-Tonalits. Die Flanken des Talgletschers müssen daher mindestens diese Höhe erreicht haben. Im Bereich zwischen Hof und der Schwarzach liegen besonders grobe Blöcke im Quartärmaterial.

Im nördlichen Teil des Kartiergebiets befindet sich neben der älteren auch eine jüngere Quartärbedeckung, die noch keine oder beginnende Bodenbildung zeigt. Nördlich des Stanzling prägen Gletscherkare die Morphologie des Geländes. Das nördlichste Kar wird zum Teil durch den Arnitzsee gefüllt. Am südlichen Rand des obersten Kars befindet sich ein aus hartem, schmutzigem Eis bestehendes, ca. 50 m² bedeckendes Rudiment des ehemaligen Gletschers. Dieses Toteis konnte im August 1996 beobachtet werden, zum Ende der Geländearbeiten Anfang August 1997 war dieser Bereich noch mit ca. 2 m Schnee bedeckt.

Moränenwälle konnten westlich des Arnitztörl sowie entlang des Arnitzbach kartiert werden.

Südlich von St. Veit/Hopfgarten (KUBERSKY)

Aufgeschlossen sind Gesteine sowohl des Nord- als auch des Südblocks des ostalpinen Altkristallins südlich des Tauernfensters. Die Defereggen-Antholz-Vals-Linie (DAV), die den Nord- und Südblock voneinander trennt, verläuft durch das eigentliche Arbeitsgebiet.

Nordblock des Ostalpinen Altkristallins

Im N des Arbeitsgebietes ist die Biotitgneis-Serie des südlichsten Teils des ostalpinen altkristallinen Nordblocks anstehend. Innerhalb dieser Serie sind im Arbeitsgebiet meist engständig foliierte und verfaltete Biotitgneise, bzw Biotitschiefer, Zweiglimmer-Schiefer und Muskovit-Blasten-Gneise aufgeschlossen. Die Gneise/Schiefer weisen deutliche Schwankungen in der Mineralzusammensetzung auf, die sich nicht genau auskartieren lassen. Sie werden daher in der Biotitgneis-Serie zusammengefasst. Lediglich die Muskovit-Blasten-Gneise werden gesondert in der Karte dargestelllt. Sie fallen durch ihre bis zu 1 cm großen Muskovitblättchen, die häufig nicht foliationsparallel liegen, auf. Lagen mit einem höheren Quarzgehalt, fallen durch ein eher plattiges Gefüge auf. Eingelagert in die gesamte Biotitgneis-Serie sind viele richtungslos-körnige, teilweise auch foliierte Pegmatite mit Mächtigkeiten im cm- bis m-Bereich. Diese Zone ist aufgrund der besonders steilen und zudem dicht bewaldeten Hanglage sehr schlecht zugänglich und wurde daher noch nicht genügend auskartiert.

Am Gsaritzer Almbach steht unterhalb der Gsaritzer Alm Tonalit mit einer Ausstrichsbreite von ca. 1000 m an. Er zieht sich also entlang des Gsaritzer Almbachs bis hinunter ins Defereggental. Nach E hin keilt der Tonalit aus und hat am östlichen Gebietsrand nur noch eine Ausstrichsbreite von ca. 400 m. Es handelt sich hierbei um einen östlichen Ausläufer des E–W-streichenden Rieserferner-Tonalit. Am S-Rand ist das Gestein richtungslos körnig, nach N ist eine Foliation ausgeprägt, die Biotite bzw. Chlorite regeln sich parallel zu den Folitationsflächen ein.

Es gibt eine Vielzahl von kleineren E-W-Störungen, auf die sehr feinkörnige karbonatische Mobilisate hinweisen. Die Defereggen-Antholz-Vals-Linie (DAV) verläuft am S-Rand des Tonalitkörpers. Nach SCHULZ (1988) handelt es sich dabei um eine jungalpidische steilstehende sinistrale Blattverschiebung. Die Linie besteht aus Myloniten und Kataklasiten, wobei die Mylonite nach E hin auskeilen. Im Arbeitsgebiet sind nur an der östlichen Grenze Kataklasite aufgeschlossen. Diese sind durch Kaltdeformation überprägte, zerbrochene und zerscherte Gneise. Im W des Arbeitsgebietes ist der Bereich der DAV von quartärem Hangschutt bedeckt.

Südlich der DAV im sog. Südblock des ostalpinen Altkristallins schließt sich eine bis zu 1,5 km breit ausstreichende Zone von Phylloniten an. Dies sind engständig foliierte, z.T. mylonitische Gesteine, die während der Bewegungen an der DAV retrograd überprägt wurden. Die Diaphthorese wird mit zunehmender Entfernung von der DAV allmählich immer schwächer, es ist nach S keine scharfe Grenze, sondern ein fließender Übergang zu fein foliierten Biotitgneisen zu beobachten.

Hauptbestandteile der feinlagigen Biotigneise sind Biotit + Plagioklas ± Quarz ± Hellglimmer, die Zusammensetzung variiert jedoch. Es treten quarz- und feldspatreichere Lagen nebeneinander auf, auch der Hellglimmergehalt ist stark wechselnd.

Gelegentlich ist der Biotitgneis grobkörnig und flaserig ausgebildet. Insbesondere die Plagioklaskörner erreichen eine Größe bis zu 2 mm. Der Biotit und – untergeordnet – auch die Hellglimmer umfließen flaserig die Plagioklaskörner. Quarz tritt nur als Nebengemengteil auf. Da diese Varietät des Biotitgneises in einer Zone bis zu 100 m breit auf dem Gipfel der Beilspitze (2587 m) und am Wanderweg in westlicher Richtung unterhalb des Gipfels ausstreicht, wird sie in der Karte gesondert ausgehalten.

Südlich der feinkörnigen Biotitgneise schließt sich eine Zone an, in der der Gehalt an Biotit und Hellglimmern sehr stark variiert. Der Übergang zwischen Biotitgneisen und Zwei-Glimmer-Plagioklas-Gneisen ist fließend, die letzteren können auch eine deutliche Dominanz an Biotit zeigen. Es sind auch immer wieder Lagen von Quarzitgneis oder reine Quarzbänder eingeschaltet.

Der Grat zwischen Hochwand und Gsaritzer Törl am Südrand des Kartiergebietes besteht im wesentlichen aus Zwei-Glimmer-Plagioklas-Gneisen. Die Hauptbestandteile sind Biotit + Hellglimmer + Plagioklas + Quarz. Es treten sowohl biotit- als auch muskovitreiche Varietäten auf. Ebenso sind quarzreichere Lagen eingeschaltet, die wiederum durch ein weniger engständig foliiertes Gefüge auffallen. Nebengemengteile können sein: Granat, Hornblende, Turmalin. Verstärkte Granat- und Turmalinführung wurde besonders auf dem Grat beobachtet. Die Granate können hier Größen bis zu 5 mm, die Turmaline Längen bis zu 2 cm erreichen. Im gesamten nördlichen Teil des Arbeitsgebietes treten Granat und Turmalin in den Gneisen nicht oder nur untergeordnet auf, Turmalin vor allem im Kontaktbereich von Pegmatiten. Besonders in dieser Zone wird ein verstärktes Auftreten von Scherband- und Knickband-Strukturen beobachtet.

Durch das gesamte Arbeitsgebiet zieht sich eine Schar von Pegmatitgängen mit einem generellen SW–NE-Streichen, also parallel zum Streichen der Hauptfoliation S_2. Sie lassen sich häufig jedoch nur über einige Zehnermeter verfolgen. Die Mächtigkeiten reichen von einigen

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

dm bis zu mehreren Metern. Die Pegmatite bestehen aus Plagioklas + Quarz ± Muskovit ± Turmalin. Sie sind unfoliiert, das Gefüge ist richtungslos körnig. Die Quarz- und Feldspatkörner sind bis zu 1 cm groß, die Muskovite und die Turmaline können bis zu mehrere cm groß sein. Wahrscheinlich sind die Pegmatitgänge als Intrusionen im Zusammenhang mit dem Rieserferner-Pluton zu sehen.

Auf dem Grat zwischen Hochwand und Gsaritzer Törl, ca. 100 m westlich des Gipfels der Hochwand stehen Amphibolite an. Die Amphibolite erscheinen als dunkle, massige bis lagig angeordnete Gesteine. Sie setzen sich zusammen aus Plagioklas + Quarz + Hornblende und zeigen eine feine, helle Bänderung, die wahrscheinlich aus Plagioklas und Quarz besteht. Häufig ist eine isoklinale Verfaltung der Bänder zu beobachten.

Im gesamten Kartiergebiet treten E–W-verlaufende Störungssysteme auf. Im Bereich der Biotit- und Zwei-Glimmer-Plagioklas-Gneise finden sich häufig kataklastische Marmore, die an die Störungen gebunden sind. In einer feinkörnigen karbonatischen Matrix befinden sich bis zu 3 cm große Gneis- und Schieferbruchstücke. Diese Marmore, die meist nur einige cm bis wenige dm mächtig sind, erklärt SCHULZ (1988) als Bewegungsbahnen von Scherdeformationen. An den Störungszonen lassen sich ebenfalls häufig Kataklasite, teilweise mit Pseudotachylitbildung oder einer retrograden Umwandlung von Biotit zu Chlorit beobachten.

Östlich des Gsaritzer Almbachs tritt an einer E–W-streichenden Störungszone ein feinkörniger, heller rein karbonatischer Marmor auf. Die Störung ist morphologisch als eine tiefe Rinne sichtbar, in der sehr viele große Schuttblöcke vom W-Hang der Beilspitze ins Gsaritzer Tal gerutscht sind.

Die variskische Deformation lässt sich nach SCHULZ (1988) in sechs Deformationsphasen unterteilen, während der die unterschiedlichen Gefügemerkmale angelegt wurden. Die im Südblock vorherrschende SE–NW-streichende Foliation S_2 wurde während der Deformationsphase D_2 angelegt. Das durchschnittliche Einfallen der Foliationsflächen beträgt ca. 70°.

Südlich der DAV befindet sich eine großräumige Antiklinalstruktur. Den Kern des Sattels, dessen Faltenachse nach E abtaucht, bilden die Phyllonite. Daher streichen sie im Arbeitsgebiet relativ breit aus und keilen nach E hin aus.

Das Defereggental selbst und auch die einmündenden Seitentäler sind an ihrer breiten U-Form deutlich als durch Gletscher geformte Trogtäler zu erkennen. Im gesamten Arbeitsgebiet lassen sich Felder mit Hang- und Blockschutt und auch einige Moränen finden. Laut SENARCLENS-GRANCY (1965) sind vor allem Schotterfelder und Moränen des frühen Spätglazials, also der Würm-Eiszeit erhalten. Eine wahrscheinlich würmeiszeitliche Moräne befindet sich direkt E des Gsaritzer Almbachs unterhalb des Ochsenlegers. Von der Vergletscherung der Deferegger Alpen um 1850 stammen wahrscheinlich die typisch sichelförmigen Moränenwälle im Kar östlich unterhalb der Beilspitze.

Südlich von Hopfgarten (HETTWER)

Südlich der Schwarzach treten stark verfaltete Gesteine einer Biotit-Gneis-Serie (Biotitgneise/-schiefer, Zwei-Glimmer-Gneise und -schiefer, quarzitische Gneise, Muskovit-Blasten-Gneise) auf. Der Materialwechsel erfolgt im Meter- und Dekameterbereich parallel zur Foliation. Häufig sind foliierte Pegmatite eingeschaltet. Innerhalb der Serie wurde lediglich der Muskovit-Blasten-Gneis gesondert ausgehalten.

Die Gesteine der Biotit-Gneis-Serie sind engständig foliiert und verfaltet. Das meist crenulierte Gefüge wird in stärker quarzitischen Varietäten eher plattig. Makroskopisch wurden feinkörniger Plagioklas, Quarz, Biotit und Muskovit bestimmt; zum Teil treten auch 2–3 mm große Granate auf. Insbesondere Muskovit und Biotit sind in wechselnden Anteilen vorhanden. Desweiteren sind häufig isoklinal verfaltete Quarzbänder im cm- und dm-Bereich eingeschaltet.

Besonders hervorstechend innerhalb der Serie ist der Muskovit-Blasten-Gneis. Das fein- bis mittelkörnige, massige Gestein enthält hauptsächlich Quarz, Plagioklas, Biotit, Chlorit und bis zu 2 cm große Muskovitblasten. Je nach Biotit-Gehalt gibt es hell- und dunkelgraue Varietäten, teilweise ist Biotit in Chlorit umgewandelt und bildet dunkelgrüne Beläge auf den Foliationsflächen.

Die parallel zur Foliation eingeschalteten Pegmatite sind oft nur wenige Meter mächtig, auch z.T. linsig ausgebildet. Die mittel- bis grobkörnigen Gesteine weisen häufig einen farblich wechselnden Lagenbau (hellweiß/dunkel) und verstärkte Biotitführung im Kontakt zum Gneis auf.

Der Tonalit der Rieserfernerintrusion zieht sich mit einer Ausstrichsbreite von 150–350 m von W nach E auskeilend durch das Kartiergebiet. Makroskopisch sind mittelkörnige Quarze, Plagioklase und Biotite in schwankendem Gehalt zu erkennen. Aufgrund der relativ geringen Ausstrichsbreite gibt es nur einen schmalen unfoliierten Streifen in der Mitte der Tonalitintrusion, im Randbereich wird sie durch die Einregelung der Biotite nachgezeichnet. Direkt südlich der Tonalitintrusion verläuft die DAV (Defereggen-Antholz-Vals-Linie). Die Kluftflächen sind mit Chlorit belegt und stellenweise auch mit Calcit.

Die DAV lässt sich lediglich morphologisch durch eine E–W-streichende Runse fassen. In einem schmalen Streifen treten fein- bis mittelkörnige, zum Teil karbonatische Kataklasite auf, die westlich des Kleinitzer Almbaches direkt in die sich anschließende, nach E schmaler werdende Phyllonitzone übergehen. Die phyllonitischen Schiefer sind deutlich crenuliert. Nach S nimmt die Umwandlung von Biotit zu Chlorit ab. Der Übergang von der Phyllonitzone zur Zwei-Glimmer-Gneis/Biotitgneis-Wechsellagerung ist nicht eindeutig festlegbar.

Ist Biotit und/oder Quarz lagenweise angereichert, wird ein eher plattiges, bei verstärktem Auftreten von Muskovit und Plagioklas ein eher welliges Gefüge hervorgerufen. Häufig sind Quarzbänder und -linsen paralell zur Foliation eingeschaltet. Bei sehr grau erscheinenden Gneisen wurde ein weicher Graphitbelag auf den Foliationsflächen festgestellt. Innerhalb der Wechsellagerung treten quarzitische Gneise und mächtige, dunkelgraue Quarzite auf.

Im Talschluss nördlich des Kleinitzer Törls ist stellenweise eine starke Kornvergröberung der Biotitgneise zu beobachten: Quarz und Plagioklas sind mit einem Durchmesser bis zu mehreren Zentimetern zu Flasern ausgebildet (flaseriger Biotit-Gneis). In diesem Bereich tritt auch eine größere, E–W-verlaufende Störung auf, die durch einen 2–3 m mächtigen Calcit-Marmor gekennzeichnet ist. In der blau-grauen, calcitischen Matrix schwimmen hellbraune, karbonatische „Knödel“ sowie im E auch kleinere Pegmatitlinsen.

Ab 2420 m dominieren Zwei-Glimmer-Gneise unter lagenweiser Biotit- oder Muskovitvormacht. Der Übergang zu der vorher beschriebenen Wechsellagerung ist flie-

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

ßend. Auf dem Grat zwischen dem Kleinitzer Törl und der Röte fällt verstärkte Mineralführung auf. Bis zu 2 cm lange Turmaline sind in kleinen Assoziationen angehäuft. Granate mit einem Durchmesser bis zu 0,5 cm sind im Gestein verteilt. Eine Umwandlung hat stellenweise zur Ausbildung von Biotit-Nestern auf den Foliationsflächen geführt.

Auf dem Grat zwischen der Hochwand und der Röte sind mehrere bis 25 m mächtige Amphibolite aufgeschlossen. Die durch Hornblende grün gefärbten Gesteine sind durch helle Lagen fein gebändert. Der 5–10 m mächtige Amphibolit südwestlich der Laschkitzenalm dagegen weist diese Bänderung nicht auf.

Im gesamten Südblock treten mehrere 2–50 m mächtige Pegmatite im Streichen, vereinzelt auch quer dazu auf. Die an sich unfoliierten Intrusiva können im Randbereich foliiert sein. In Faltenscharnieren konnten auch kleinere durchgehend foliierte Pegmatite beobachtet werden. In dem grobkörnigen, hellen Ganggestein sind neben Quarz und Plagioklas bis zu 5 cm große Muskovite und Turmaline auskristallisiert. Im randlichen Kontakt sind die Gneise häufig turmalinführend.

Eine NW–SE-streichende, leicht N-vergente Faltenstruktur prägt den tektonischen Baustil des Kartiergebietes südlich der DAV. Der Muldenkern befindet sich SW der Laschkitzenalm. In der Phyllonitzone wenig südlich der nicht benannten Höhe 2571 m liegt die Faltenachse der Antiklinalstruktur, deren N-Schenkel durch Kleinfalten geprägt ist. Das Einfallen der Hauptfoliation S_2 wechselt hier von NE nach SW. Südlich davon herrscht ein relativ gleichmäßiges Einfallen der Hauptfoliation S_2 mit durchschnittlich 40° nach SSW und SW vor.

Innerhalb der quarzitischen Gneise treten engständige Isoklinalfalten im dm-Bereich auf. Neben dem oben erwähnten Faltenbau fällt besonders die Crenulation auf, welche in glimmerreichen Gesteinen ein Crenulationslinear auf der Foliation S_2 erzeugt. Das zum Teil wellige Gefüge ebenfalls besonders glimmerreicher Gneise wird durch eine Scherbandfoliation hervorgerufen. Knickbänder treten in allen Gesteinsformationen des Kartiergebietes auf. Die Knickbandachsen fallen nach bisheriger Auswertung zumeist mit 10–20° nach W ein.

Im alpidisch überprägten Nordblock sind innerhalb der Biotitgneis-Serie stellenweise noch die oben beschriebenen varistischen Strukturen erhalten. Die spätvaristischen Pegmatite erhielten bereits eine Foliation. Die mittelsteil einfallenden Foliationsflächen der Paragneise und die Faltenachsen der Crenulation streichen in Tonalitnähe ungefähr parallel der Intrusion, weiter nördlich E–W. Boudinage in den Faltenschenkeln ist insbesondere anhand der hellen Quarzlagen erkennbar. Besonders in Nähe der DAV sind spitzwinklig zur Foliation verlaufende Scherbänder ausgebildet. Innerhalb der Biotit- und Zwei-Glimmer-Gneise sind kleine Knickbänder zu beobachten.

Die Morphologie des Kartiergebietes ist durch die quartäre Vereisung, vor allem durch das Würm-Glazial und dessen spätglazialen Gletscherrückzug, geprägt worden. Das KleinitzerAlmbachtal bildet ein breites Trogtal mit einer Abflussrichtung der schmelzenden Eismassen in Richtung der Schwarzach im Defereggental. Zwischen 2200 und 2400 m fallen die End- und Seitenmoränen der postglazialen Vereisung von 1850 auf. Die sichelförmigen Endmoränen treten morphologisch hervor und sind nur spärlich bewachsen.

Die Hanglagen oberhalb von 2200 m werden von großen Hang- und Blockschuttfeldern gebildet; zum Teil sind sie von einem geringmächtigen Bodenhorizont überdeckt. Östlich des Kleinitzer Almbaches ist es zur Hangrutschung einer großen Gesteinsscholle gekommen. Der Kleinitzer Almbach und seine Seitenbäche haben sich rückschreitend erodierend in das Tal eingeschnitten. Es ist wie das Defereggental mit holozänen Schottern verfüllt. Auf den leicht geneigten Ebenen nördlich der Tonalitintrusion befinden sich ausgedehnte Almwiesen mit quartärer Bodenbedeckung, die teilweise durch Wasserstau versumpft sind. Nach Norden schließt sich bis zur Schwarzach ein steiler fast durchgehend bewaldeter Hang an. Der Großteil dieses Gebietes ist nicht zugänglich. Aufgrund der starken Hangneigung ist das Quartär allerdings immer wieder von Aufschlüssen unterbrochen.

Gebiet südlich von Hopfgarten (Gussone)

Die stark verfalteten Paragesteine des Nordblocks werden zu der Biotitgneisserie zusammengefasst, in welcher lediglich die Muskovitblastengneise extra ausgehalten werden. Im Norden liegen die Streichwerte um E–W, in der Nähe der DAV uneinheitlich, aber gehäuft um NW–SE. Die Biotitgneisserie wird von Biotitgneis, Zweiglimmergneis, Biotit- und Zweiglimmerschiefer sowie glimmerreichem Quarzit aufgebaut. Die Gesteine wechsellagern im Meter- bis 10er-Meterbereich. Ihre Quarz-, Plagioklas-, Biotit-, Muskovit- und Chloritanteile sind variabel. In Biotitgneisen bzw. -schiefern ist Biotit das dominierende Glimmermineral. Muskovit liegt in den Zweiglimmergesteinen meist als Blättchen (∅<1 mm) auf Foliationsflächen. Granat (∅0,2 mm) ist in geringen Mengen vertreten. Das makroskopische Erscheinungsbild ist im wesentlichen vom Glimmergehalt abhängig. Größere Glimmergehalte geben dem Gestein im Gegensatz zu den bankigen, quarzreichen Lagen ein flaseriges Aussehen (Korngröße mit (∅0.5 mm). Stellenweise ist Crenulationsfältelung zu erkennen. Die bankigen Gesteine haben in der Regel geringere Korngrößen (∅0,02–0,1 mm).

In der Nähe der DAV dominieren feinkörnige, blaugräuliche, limonitisch verwitternde Quarzite, die Biotit und Muskovit in feinen Blättchen enthalten. In einem Straßenaufschluss zwischen Bichler- und Eggalm stehen wenige Meter Gneis mit bis zu 4 mm großen Feldspataugen an, der noch näher untersucht werden muss. Die vereinzelt vorkommenden, geringmächtigen Amphibolite setzen sich aus bis 1 mm langen kurzstengeligen Hornblenden, Quarz und Plagioklas, sowie Anteilen von Sulfidmineralen zusammen.

Der Muskovitblastengneis ist ein feinkörniges (∅0,2 mm) Gestein, das neben Quarz, Plagioklas, Biotit und den nichtfoliationsparallel gesprossten bis 2 cm großen Muskovitblasten auch untergeordnet Granat (∅<0,5 mm) enthält. Quarzitische Lagen sind feinlaminiert und enthalten nur geringe Mengen Biotit. Pyrit (∅<0,1 mm) verwittert teilweise limonitisch. In den glimmerreicheren Partien ist ebenfalls ein Scherbandgefüge zu beobachten.

In den beiden bisher beschriebenen Gesteinen gibt es Bereiche mit stärkerer Diaphthorese, in denen Chlorit dunkle Beläge auf den Foliationsflächen bildet. An den Quarzmobilisaten ist teilweise eine isoklinale Verfaltung zu erkennen. Die Fallwerte der Knickbandachsen zeigen gehäuft nach SE oder NW. Die Harnischflächen im Nordblock fallen häufig steil nach SSE und NE mit flach nach E weisenden Linearen ein. Die direkt einmeßbaren kataklastischen Störungen zeigen Streichrichtungen um SW–NE und NW–SE.

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

Weiter im Süden folgt ein wenige Meter mächtiger biotitreicher, dunkler Gneis, der von plattig zerbröselnden mylonitischen Gesteinen umgeben ist, und eine 10er-Meter breite Zone eines hellen, straff foliierten bis mylonitischen Quarz-Feldspat-Muskovit-Gneis, dessen Einordnung als Orthogneis bzw. Metatuffit noch überprüft werden muss.

Der Tonalit, ein Ausläufer des Rieserfernerplutons, tritt im westlichen Teil des Kartiergebietes noch deutlich morphologisch in Erscheinung, im Osten beeinflusst er das Relief nicht mehr wesentlich. Es ist ein helles aus Plagioklas, Quarz, Biotit und Hornblende bestehendes, gleichkörniges (∅1–2 mm) Gestein. Die Foliation des Tonalits ist nicht einheitlich ausgeprägt und variiert in Deutlichkeit, Einfallsrichtung und -winkel. Zu den Rändern hin treten Alterationserscheinungen und mit Quarz oder Calcit verfüllte Klüfte häufiger auf.

Der gesamte Nordblock wird von foliierten, foliationsparallelen Pegmatiten durchzogen. Neben Quarz, Feldspat und den größtenteils eingeregelten Muskoviten können sie auch Schörl enthalten. Ihre Korngrößen sind relativ gering, bis zu 2 cm große Muskovite und mm-große, oft foliationsparallel gesprosste Turmaline sind von 0,05–0,2 mm großen Quarzen und Feldspäten umgeben. Oft sind sie von dunklen biotitreichen Gneisen umgeben. Die nördlich der Schwarzach aufgeschlossenen Lamprophyre konnten wegen mangelnder Aufschlüsse im Wald nicht weiter nach Süden verfolgt werden.

Die DAV ist in dem zu beschreibenden Gebiet weniger deutlich ausgeprägt als weiter im Westen, wo sie durch breite Mylonit- und Kataklasitbereiche gekennzeichnet ist. Unmittelbar südlich des Tonalits westlich des Penzenkopf ist sie wenige Meter mächtig und durch feinscherbig zerfallende, kataklastische Gesteine, mit z.T. karbonatischer Matrix gekennzeichnet. Östlich der Bichleralm schließt daran eine breitere Zone von Phylloniten an. Häufig treten Amphibolit und Marmor in unmittelbarer Nachbarschaft der DAV auf.

Den Südblock bildet eine nordvergente Faltenstruktur im 100er-Meter-Bereich. Die Faltenachsen liegen ungefähr horizontal und streichen NW–SE. Die Muldenachse verläuft südlich des Zeigerle, die Sattelachse in der Eintiefung zwischen Röte und Gagenhöhe. Die Faltenschenkel der Großfalte streichen NW–SE und tragen Adventivfalten mit Wellenlängen im m-Bereich. Der nördliche Muldenschenkel fällt mit 20-30° nach SW ein, der südlich folgende mit wechselnden Einfallswinkeln nach NE.

Die nördlichste, stratigraphisch oberste Einheit besteht aus einer Wechsellagerung von Zweiglimmerschiefer, Biotitgneis und Amphibolit. Die Zweiglimmerschiefer enthalten Quarz, Plagioklas, Muskovit und Biotit in wechselnden Anteilen, so dass Lagen mit Schiefer- und solche mit Gneischarakter auftreten. Quarz ist i.a. deutlich häufiger als Plagioklas. Muskovit und Biotit sind in ähnlichen Anteilen vorhanden. Quarz kommt neben 0,2-mm-Körnern auch in Lagen gelängter Körner (bis 10 mm in Längsrichtung) vor, Granat und Plagioklas haben Durchmesser kleiner als 1 mm. Am Zeigerle kommen auf Foliationsflächen bis 1 cm große Sillimanitaggregate vor. Harnischflächen sind oft mit Graphit belegt.

Einige Lagen zeichnen sich durch eine vermehrte Führung von Granat aus, der z.B. am Grat Zeigerle-Röte in bis 1 cm große Biotitnester umgewandelt ist. Turmaline (Schörl) treten nicht nur im Kontaktbereich zu Pegmatiten, dort aber besonders häufig auf.

Quarzmobilisate liegen in cm- bis dm-mächtigen (sub-)foliationsparallelen, manchmal isoklinal verfalteten Lagen vor. Erzminerale treten akzessorisch z.T. makroskopisch erkennbar auf.

Die Biotitgneise enthalten mehr Plagioklas als die Schiefer und erscheinen i.a. bankig. Biotit ist deutlich häufiger als Muskovit. Sie sind feinkörniger als die Zweiglimmerschiefer.

In dieser Wechsellagerung liegen mehrere gebänderte Amphibolite, deren Mächtigkeit zwischen dm und wenigen Metern liegt. Größere Mächtigkeiten (10–15 m) erreichen sie am Penzenkopf (südlich der DAV), im Kern der Synklinale, die südlich der Laschkitz-Alm zwischen 2260 und 2280 m üNN aufgeschlossen ist und im Bereich der Antiklinale, zwischen Gagenhöhe und Röte. Die bis 2 mm großen Mineralkörner sind im wesentlichen Hornblende, Quarz und Feldspat. Sulfide treten ebenfalls als Beimengungen auf.

Im Kern oben erwähnter Antikline sind blau-violette Quarzite (5 m mächtig) und stark deformierte Phyllonite aufgeschlossen. Sie bestehen neben Quarz und Feldspat aus dunklen Phyllosilikaten. Die Korndurchmesser liegen bei etwa 0,02 mm, einzelne Altkörner haben mm-Größe. Es verlaufen auch kataklastische Scherzonen durch das Gestein.

Marmore treten in 0.5 m bis 1 m mächtigen Bänken auf, die sich nicht weit verfolgen lassen und im Allgemeinen diskordant in den umgebenden Gesteinen verlaufen. Auffällig ist ihr gehäuftes Auftreten in Störungsbereichen, z.B. entlang der DAV, und im o.a., von einer Pegmatitschar durchschlagenen, Sattel. Die Marmore, die diese WNW–ESE-verlaufende Störung markieren, liegen in dieser Pegmatitschar.

Auch der Südblock wird von Pegmatiten (Streichen NW–SE, wechselndes Einfallen) durchzogen, die, im Gegensatz zu denen des Nordteiles, in der Regel nicht foliationsparallel liegen und unfoliiert sind. Sie enthalten hypidiomorphe Feldspäte bis zu 7 cm Größe, idiomorphe Muskovite mit Durchmessern bis 6 cm, Turmalin (Schörl) bis 10 cm und Quarz. Die Pegmatite sind z.T. auch weniger grobkörnig ausgeprägt. In einem Pegmatit-Lesestein treten 1 cm große Graphitaggregate auf. Der Graphit ist vermutlich nicht primär pegmatitisch, sondern auf einer den Pegmatit durchschlagenden Störung gebildet worden. Die meisten Störungen folgen im wesentlichen der Streichrichtung um NW–SE. Der Trend, dem die Knickbandachsen und Crenulationslineare folgen, bedarf noch weiterer Untersuchungen.

Die beschriebenen Gefügeelemente lassen sich in folgende Tektonik- und Metamorphoseentwicklung einordnen:

Die Foliation der Südblockgesteine (S_2) wurde als Achsenflächenschieferung einer Deformationsphase D_2 zugeordnet, zu der auch isoklinal verfaltete, spitzwinklig zu S_2 verlaufende Quarzbänder sowie gebogene b-Achsen bis hin zu Futteralfalten gehören. Weiterhin werden Crenulation und größere Faltenstrukturen (L_2 L_3) beobachtet. In glimmerreichen Gesteinen ist eine ausgeprägte Scherbandfoliation und Knickbänder nachzuweisen.

Die quartäre Bedeckung des Altkristallins ist in Ufernähe der Schwarzach als Talbodenalluvium ausgebildet. Der Nordhang der Deferegger Südkette trägt bis zu einer Höhe von ca. 1950 müNN dichten Wald über bodenbedecktem Hangschutt. Das steile Relief dieses Hanges wurde im Würm-Glazial durch Gletschererosion geprägt. Die Höhe 1950 entspricht auch der Trogtalschulter. Darüber schließen mit Sträuchern und Gras bewachsene, stellenweise versumpfte Almwiesen an. Die Karseen der Laschkitz- und der Bichleralm waren zumindest während

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

der Geländeaufnahmen ausgetrocknet. Bodenbildungsprozesse treten, je nach Exposition, ab einer Höhe von ca. 2300–2400 Metern zurück, so dass Moränen und Blockschuttfelder vorherrschen. Die Kare und erhaltenen Moränen sind würmeiszeitliche Bildungen. Deutlich sichelförmige Moränenwälle in höheren Lagen sind teilweise in der Kältephase um 1850 umgebildet worden.

Nordöstliches Winkeltal (KLOSE)

Die Zwei-Glimmer-Plagioklas-Gneise bilden die bedeutendste Kartiereinheit in diesem Gebiet. Hierbei handelt es sich v.a. um Wechsellagerungen verschiedener Paragesteine. Die Hauptfoliationsrichtung (S_2) verläuft parallel zum Materialwechsel.

Der überwiegende Teil des südlichen Altkristallins wird durch den Zwei-Glimmer-Plagioklas-Gneis gebildet, der wiederum unterschiedliche Erscheinungsformen annehmen kann. Die rostrote bis bräunliche Verwitterungsfarbe ist typisch für diese Gesteinsgruppe. Hauptgemengteile sind Plagioklas, Quarz, Muskovit und Biotit. Es lassen sich phenomänologisch drei Gefügetypen unterscheiden: flaserig, plattig und mineralführender Typ.

Im flaserigen Typ ist der Glimmeranteil am höchsten. Plagioklas- und Quarzkörner (∅1–3 mm) werden gewöhnlich vollständig von Glimmern umgeben, wodurch die flaserige Erscheinung zustandekommt. Dieses „unruhige", wellige Aussehen wird an vielen Stellen durch eine im mm- bis cm-Bereich auftretende Crenulation und/oder Scherbandfoliation verstärkt.

Der plattige Zwei-Glimmer-Plagioklas-Gneis tritt als grobkörniger und – seltener – feinkörniger Gesteinstyp auf. Die Glimmerminerale befinden sich als einzelne „Blättchen" mit der Basisfläche parallel zur Foliation. Ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal zum flaserigen Typ ist das plattige Auftreten, wobei die einzelnen Lagen lediglich cm- bis dm-Mächtigkeit erreichen.

Plattiger und flaseriger Zwei-Glimmer-Plagioklas-Gneise treten meistens in Wechsellagerung auf, nur in wenigen Fällen überwiegt jedoch der plattige Typ. Vereinzelt wird ein mineralführender Zwei-Glimmer-Plagioklas-Gneise beobachtet, der sich durch das Auftreten von meist idiomorph ausgebildeten Mineralen, wie z.B. Granat und Turmalin, auszeichnet. Auffällig ist, dass dieses Gestein bevorzugt mit dem glimmerreichen Gneis wechsellagert. Bemerkenswert sind hierbei der Südwest-Hang des Grates zwischen Einatlenke und Hochgrabe, die östliche Wilde Platte und der Hang zum namenlosen Gipfel nordwestlich des Falkommsees, welche sich durch einen sehr hohen Hellglimmergehalt, Granatkörnern mit ∅ bis zu 8 mm und Turmalin (Schörl) hervorheben.

Quarzitische Gneise zeichnen sich durch einen deutlich geringeren Glimmergehalt aus. Diese Einheit kann als feinkörnig, sehr hartes, massiges Gestein mit makroskopisch oft schlecht erkennbarer Foliation beschrieben werden. Als Zwischenlagen ist der quarzitische Gneis in fast allen Teilen des Kartiergebiets in Bänken mit Gesamtmächtigkeiten von einigen cm bis wenigen m vorzufinden.

Bei dem feinkörnigen Biotit-Gneis handelt es sich um eine dunkle, feinkörnige, plattige, sehr harte Gesteinseinheit. Der parallel zur Foliation eingeregelte Biotit verleiht dem Gestein einen verhältnismäßig straff foliierten Eindruck. Besonders repräsentativ ist er in Wechsellagerung mit dem Orthogneis im Ostteil der Wilden Platte anzutreffen.

Der Plagioklas-Muskovit-Gneis ist ein auffällig helles, plattiges Gestein. Er ist auf wenige Stellen beschränkt: Westlich des Falkommsees und südlich des Schrentebachs sind ca. 5–10 cm mächtige Bänke mit einer Gesamtstärke von ungefähr 0,5 m zu finden.

Die Orthogneise stehen v.a. im Westteil der Wilden Platte an. Stellenweise zeigen die Orthogneise ein sehr typisches gneisiges Aussehen mit der Tendenz zur Bildung von „Augen". Die Orthogneise der Wilden Platte ziehen nach Norden – zumindest in vereinzelten Lagen – bis zum Wasserfall westlich der Heinkaralm. Gelegentlich treten auch auf dem Grat südwestlich des Rotegg einige m-mächtige Lagen auf.

Ein ca. 2–3 m mächtiger NW–SE-streichender Lamprophyr erstreckt sich zwischen Wilder Platte und Hochgrabe. Hierbei handelt es sich um ein auffällig grünes, massig erscheinendes Gestein, dass sich aus einer sehr feinkörnigen Grundmasse, welche mikroskopisch kaum aufzulösen ist, und aus bis zu 3 mm großen idiomorphen Einsprenglingen, zusammensetzt. Als Einsprenglinge treten v.a. Chloritpseudomorphosen nach Feldspat und Amphibol auf. SCHULZ (1988) nimmt eine Abstammung vom Rieserfernertonalit an.

Das verhältnismäßig hoch gelegene Kartiergebiet (Höhenlagen von 2000 m bis 2800 m) ist spätglazial, d.h. durch den stufenweisen Rückzug würmeiszeitlicher Eismassen geprägt. Morphologische Relikte aus dieser Zeit sind z.B. die Kare südlich zwischen Rotegg und Karnase und südöstlich des Wagenstein. Auch der Falkommsee kann als Felsbeckensee dieser Entstehungsphase zugeordnet werden. Besonders anschaulich sind die Kartreppen, die sich östlich des Degenhorns ausgebildet haben. Hierbei handelt es sich um N–S-gestreckte, in Richtung Winkeltal tiefer liegende Ebenen, die durch steile Hänge verknüpft sind und dadurch ein treppenartiges Bild ergeben. In den Ebenen findet verstärkt Boden- und z.T. Sumpfbildung statt. Hangschutt prägt weite Teile des Quartär, v.a. die steileren Hänge, und wurde durch eine Übersignatur gekennzeichnet. Moränen sind nur am NW-Rand der Wilden Platte zu beobachten und können ebenfalls dem Spätglazial zugeordnet werden.

Nordöstliches Winkeltal (NORDHOFF)

Deutlich foliierte Zwei-Glimmer-Plagioklas-Gneise kommen fast im gesamten Kartiergebiet vor und bilden eine recht monotone Serie. Die Plagioklas-Gneise enthalten neben Quarz, Plagioklas, Granat und Chlorit wechselnde Glimmeranteile, welche die Hauptfoliation S_2 prägen. Innerhalb der Zwei-Glimmer-Plagioklas-Gneise wurden crenulierte und plattige Varietäten auskartiert, die auch hinsichtlich der Korngröße deutlich differieren können.

Deutlich crenulierte Zwei-Glimmer-Plagioklas-Gneise finden sich am gesamten Osthang der Wilden Platte, westlich der Walderalm und nördlich der Lackenkammeralm am W-Hang des Winkelbachtals bis kurz vor die Volkzeiner Hütte. Die Crenulation lässt sich sehr gut an den foliationsparallel eingeregelten Glimmerblättchen beobachten. Quarzmobilisate sind im mm- bis cm-Bereich verfaltet, selten penetrativ. Eine Ausnahme bilden hier verfaltete Quarzlagen im m-Bereich. Ihre Faltenachsenwerte häufen sich um ±246/42. Stellenweise treten quarzitische Zwei-Glimmer-Plagioklas-Gneise auf, die sich durch ihren scharfkantig-polygonalen Bruch deutlich vom Verwitterungsbild des umgebenden Gesteins abheben.

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

So wird z.B. am E-Hang der Wilden Platte auf 2085 m eine etwa 4 m hohe und 10 m breite Nase gebildet. Letztgenannte Phänomene ließen sich lediglich domänenhaft beobachten, so dass zunächst auf eine Übersignatur verzichtet wurde. Genauso verhält es sich mit stark Turmalin und Granat führenden Bereichen am E-Hang der Wilden Platte (2480 m). Die bis zu max. 3 cm langen Turmaline sind stengelig auf den Foliationsflächen eingeregelt und sind eher mit plattig-welligen Zwei-Glimmer-Plagioklas-Gneisen assoziiert. Granate finden sich immer wieder innerhalb der Gesteinseinheit und treten dort stark vermehrt auf. Ihr Vorkommen häuft sich im Zusammenhang mit glimmerbetonten Horizonten, teilweise zeigen sie deutlich chloritisierte Kontaktsäume.

Plattige Zwei-Glimmer-Plagioklas-Gneise kommen v.a. nördlich des Winkelbachtals bis zum Grat vor. Ihre Glimmerbestandteile (Blättchen vereinzelt bis ∅ von 2 cm) sind dichter angeordnet und befinden sich in Wechsellagerung mit Plagioklas-Biotit-Gneisen, Quarzlagen im cm-Bereich und Biotitgneis. Durch diese Einschaltungen kommt ein relativ massiges Erscheinungsbild zustande.

In den Bachaufschlüssen nördlich der Volkzeiner Hütte konnte eine Biotitgneis/Zwei-Glimmer-Plagioklas-Gneis-Wechsellagerung bis in etwa 2100 m ausgemacht werden. Hauptgemengteile der Biotitgneise sind Plagioklas, Quarz, Biotit, Chlorit, sehr selten Granat oder Turmalin und auch Hellglimmer. Im feinkörnigen Lagenbau (mm-Bereich) sind Biotite parallel zu den S-Flächen eingeregelt. Quarzitischer Biotit-Gneis streicht am W-Hang des Winkelbachtals ins Talbodenalluvium aus. Die Steilheit des Hanges und vermehrte Klippenbildung im Wald zeigen vermutlich durch Quarz verursachte erhöhte Verwitterungsresistenz an. Das Gestein ist feinkörnig und Quarz bildet teilweise Kluftflächenmineralisationen. Westlich des Moschwaldes baut diese Einheit eine Wechsellagerung im dm-Bereich mit Zwei-Glimmer-Plagioklas-Gneisen auf.

Amphibolite durchziehen den Grat im N zwischen Hochwand und Kleinitzer Törl und sind an die Höhenlagen um 2700 m bzw. 2500 m gekoppelt. Sie haben eine Mächtigkeit von 5–30 m, liegen parallel zur Hauptfoliation S_2 und bauen einzelne Klippen auf. Sie sind feinkörnig schwach foliiert und lassen sich anhand ihrer strahlend schwarzen Farbe bereits über weite Distanzen im Gelände erkennen. Ihr Gefüge ist dicht von dünnplattig im cm-Bereich bis massig. Stellenweise sind auf den S-Flächen nadelige Hornblenden regellos angeordnet. Neben Plagioklas als zweitem Hauptgemengteil sind als Akzessorien nur noch Quarz und wenig Granat vertreten. Besonders die Übergangsbereiche zum Zwei-Glimmer-Plagioklas-Gneis sind stärker quarzführend.

Das auffälligste Gefüge der Gesteine des ostalpinen Altkristallins ist die penetrativ angelegte Hauptfoliation S_2. Sie streicht im gesamten Gebiet ±NW–SE. Sie fallen im Allgemeinen gegen den Hang ein und stellen sich v.a. in der nördlichen Gratregion finnenartig steil auf. Im Gebiet deuten sich eine nordvergente Großmulde und eine Sattelstruktur an. Kornstreckungslineare werden auf eine Überprägung der S_2-Foliation zurückgeführt. Scherbandfoliation durchschneidet das S_2-Gefüge spitzwinklig. Knickbänder wurden selten beobachtet.

Störungen streichen N–S oder E–W und sind bis auf eine Ausnahme in Bachläufen zu beobachten. Sie sind überwiegend kataklastisch ausgebildet. Untergeordnet wurden Pseudotachylite als auch Mylonite westlich der Walderalm vorgefunden.

In den Hochlagen v.a. unterhalb der Grate wird das Quartär durch Hang- und Blockschutt gebildet. Es wurden keine Grund- und Seitenmoränen beobachtet, genauso fehlen Moränen jüngeren Alters. Die Almwiesen nördlich Volkzeiner Hütte sind Relikte würmeiszeitlicher Vergletscherung. Bodenbildung ist außerhalb der ausdrücklich kartierten Schuttfächer durchgehend im ganzen Gebiet ausgeprägt. Bei dem See unterhalb der Hochwand (2520 m) handelt es sich vermutlich um einen Felsbeckensee ähnlich dem Falkommsee, der durch stufenweisen Rückzug der würmzeitlichen Eismassen im Spätglazial seinen Ursprung hat.

Die Schottermassen des Talbodenalluviums im Winkelbachtal schwanken in ihrer Breite zwischen 50 m (Lackenkammeralm) und ca. 200 m (Volkzeiner Hütte). An den Bachzuflüssen lassen sich deutlich Schwemmschuttfächer ausmachen. Hangabrutschungen bzw. Bergzerreißen finden sich an der E-Kante der Wilden Platte und an der Kante westlich Moschwald – Anfahrtsweg Volkzeiner Hütte. Bereits im Juli `97 ging hier in Höhe der Gasseralm ein Mure ab und es zeigen sich unmittelbar parallel zur Kante weitere Abrutschungsriefen, die auf latente Murengefahr hinweisen.

Nördliches Winkeltal (Dahmen)

Das Kartiergebiet besteht hauptsächlich aus Zweiglimmer-Gneisen. Das Gestein ist feinkörnig bis mittelkörnig. Quarz und Plagioklas haben einen Kd von bis zu 1 mm, in mittelkörnigen Varietäten bis zu 2,5 mm und kommen lagenweise zwischen den Glimmern vor. Biotit und Muskovit bilden die Hauptfoliationsflächen (S_2). Die Mengenverhältnisse der Hell- und Dunkel-Glimmer sind lagenweise schwankend, Granat ist mehr oder weniger vorhanden. Sein Kd liegt zwischen 0,2 bis 4 mm. Biotit und Granat sind zu geringen Teilen retrograd in Chlorit umgewandelt. Im S ist der Zweiglimmer-Gneis durch eine Scherbandfoliation gekennzeichnet, die in glimmerreicheren Lagen sehr deutlich ausgebildet ist und den Foliationsflächen eine welliges Erscheinungsbild verleiht. Glimmerärmere Lagen im N sind dagegen plattig ausgebildet. Die plattigen Zweiglimmer-Gneise enthalten vermehrt Quarzlagen. Zum Zweiglimmer-Gneis gehören die im Folgenden näher beschriebenen Gesteinseinheiten:

Ein etwa 150 m mächtiges Band aus Biotit-Gneis bildet der Grat Marcheggenspitze bis Spitze beim Kreuz. Der Mineralbestand umfasst Quarz, Plagioklas, Biotit und Granat. Das Gestein ist feinkörnig, der Kd von Quarz und Plagioklas beträgt bis 0,5 mm. Die Foliationsflächen sind mit Biotit belegt. Ein bis zu 250 m mächtiges Band quarzitischen Klinozoisit-Biotit-Gneises liegt foliationsparallel (S_2) im S-Hang (1850 m) des Winkeltals und läuft innerhalb des Kartiergebietes nach SE aus. Das Gestein ist feinkörnig. Quarz hat einen Kd bis 0,5 mm. Neben Biotit und teils sericitisiertem Plagioklas tritt Klinozoisit auf. Weniger mächtige Bänder von quarzitischem Biotit-Gneis ohne Klinozoisit kommen wechsellagernd im S mit Zweiglimmer-Gneis unterhalb des Grabensteins und N' der Marcheggenspitze vor. Sie haben eine Mächtigkeit von 1 dm bis zu 1 m, führen Granat und enthalten akzessorisch Erze. Diese Bereiche wurden als Wechsellagerung ausgehalten. Im N durchziehen drei Amphibolitzüge den Grat zwischen Kleinitzer Törl und Röte. Sie liegen parallel zur Hauptfoliation S_2 und haben eine Mächtigkeit von 5 bis 30 m. Sie sind feinkörnig und schwach foliiert. Vereinzelt sind auf Foliationsflächen bis 1 cm große Hornblendegarben vorhanden, die ein Kornregelungslinear ausbilden.

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

Der Mineralbestand umfasst etwa 60–70 % Hornblende und 30–40 % Plagioklas. Erze kommen akzessorisch vor. Granat konnte nicht gefunden werden. Teilweise ist Hornblende in Chlorit umgewandelt, Plagioklas ist schwach sericitisiert.

Untergeordnet finden sich auch weiße Quarzite. Sie sind bis 30 cm mächtig und foliationsparallel in die Zweiglimmer-Gneise eingeschaltet. Die Quarzitlagen treten vermehrt in den plattigen Gneisstypen auf. N' der Lackenkammeralm befindet sich foliationsparallel ein 1m mächtiges Band mittelkörnigen Amphibol-Granat-Gneises als Sondereinschaltung (2417 m). Der Mineralbestand umfasst Quarz, Plagioklas, Hornblende und Granat. Eingeschaltet in den Zweiglimmer-Gneis sind weiterhin, aber sehr selten dm bis 1 m mächtige Lagen feinkörniger, bräunlicher Quarzite. Diese sind durch Biotit- und Chloritlagen lamelliert. Granat kommt vor, Erze sind akzessorisch.

S' des Kleinitzer-Törls befindet sich auf Höhe 2556 m ein etwa 0,5 m mächtiger Gang mit lamelliertem Blauquarz, der die Foliation durchschlägt. Der Quarzit ist dicht. Die Lamellierung wird durch Lagen gelängter Quarzkörner bis 3 mm Länge in einer Matrix aus Quarz bis 0,1 mm Kd gebildet. Erze treten akzessorisch auf.

Im Kartiergebiet werden sowohl spröde als auch duktile Störungen, die mit den entsprechenden Gesteinen wie Kataklasite, Pseudotachylite und Protomylonite assoziiert sind, vorgefunden. Die Störungen verlaufen hauptsächlich NE–SW und NW–SE. Die Pseudotachylite sind dicht rekristallisiert. Eine Störung, die an Pseudotachylite gebunden ist, befindet sich im SE auf 1750 m, N' der Gasseralm. N' der Leisacheralm verläuft eine duktile E–W-streichende Störung, die bis 1 m mächtige Protomylonite aufweist. Diese sind durch eine jüngere Störung teilweise kataklastisch deformiert. Kataklasite sind häufig alteriert und zeigen durch ihre markante Färbung die Bildung von Eisenoxiden bzw. Eisenhydroxiden an.

Als jüngeres Ganggestein wird etwa 400 m E der Röte ein 100 m mächtiger Pegmatitgang (2550 m) eingeordnet. Dieser verläuft nicht Foliationsparallel, steht saiger und streicht NW–SE. Die Hauptgemengeteile des Pegmatits sind grobkörniger Quarz und Plagioklas mit Kd bis 4 cm. Eingelagert sind teilweise idiomorphe Muskovitkristalle mit bis zu 2 cm Kd. Akzessorisch treten Erze auf. Der Pegmatitgang ist makroskopisch nicht foliiert.

Die tektonmetamorphe Entwicklung der Gesteine des ostalpinen Altkristallins werden unterschiedlich interpretiert. Eine vermutliche Foliation S_1 ist im Kartiergebiet reliktisch erhalten. Sie wird durch Quarzlagen, die parallel bis spitzwinklig zur Hauptfoliation S_2 verlaufen, angedeutet. Diese Lagen kommen vermehrt in den plattigen Glimmergneisen vor. S_2 ist in glimmerreichen Gesteinen penetrativ. Diese streicht im gesamten Gebiet WNW–ESE. Die glimmerarmen Gesteinslagen wurden teilweise isoklinal verfaltet. Dies ist besonders in quarzitischen Gneisen im S des Kartiergebietes zu beobachten. D_3 faltete S_2 und erzeugte den nordvergenten Faltenbau, dessen Faltenachsen im Kartiergebiet einen Abstand von etwa 1,5 km haben. Das eigentliche Kartiergebiet ist durch einen Großsattel und eine Großmulde geprägt. Deren Faltenachsen B_3 fallen mit 125/05 ein. Die auf den Foliationsflächen S_2 ausgebildeten Kornregelungslineare haben in der Regel eine Einfallsrichtung von 035 bzw. 215 und stehen somit rechtwinkelig zu den Faltenachsen B_3 . Eine Scherbandfoliation kommt besonders deutlich in den welligen Glimmergneisen im S vor, dagegen treten Knickbänder nur vereinzelt auf. Ihre Faltenachsen B_5 haben ein Einfallen von 280/10. Das Talbodenalluvium im Winkeltal wird durch holozäne Schotterablagerungen des Winkeltalbaches gebildet. Die Talbodenbreite beträgt zwischen Lackenkammeralm und Gasseralm etwa 50 m, im Bereich der Almen steigt sie auf bis zu 200 m an. Schwemmschuttfächer befinden sich ausschließlich am S-Hang des Winkeltals. Am N-Hang grenzen Hangschuttmassen des Grabensteins auf der gesamten Breite des Kartiergebietes direkt an das Talbodenalluvium. Diese zeigen verstärkte Murenbildung. Die Hangschuttflächen unterhalb 2500 m haben meistens eine Bodenbildung. Im Gebiet der Grate Kleinitzer Törl bis Röte und Hochalmspitze bis Spitze beim Kreuz tritt vermehrt Hangschutt ohne Bedeckung auf.

Durch die jüngste Abkühlungsphase um 1850 sind wahrscheinlich in den hohen Lagen bis etwa 2500 m hinab Moränenwälle entstanden. Seitenmoränen des Spätglazials lagern am S-Hang des Winkeltals oberhalb 2200 m. Verebnungsflächen des Hochglazials sind S' der Marcheggenspitze zwischen 2400 m und 2500 m ausgebildet. Zwei Hangabrutschungen sind am S-Hang des Winkeltals ausgebildet. Die Abrisskanten der Schollen verlaufen E–W.

Nördliches Winkeltal (Koch)

Das Altkristallin im Arbeitsgebiet setzt sich aus einer monotonen Folge von Paragneisen zusammen. Im betrachteten Bereich eines Aufschlusses, z.T. sogar innerhalb eines Dünnschliffes können Mineralzusammensetzung und Gefüge des Gesteins variieren, was die Differenzierung von Gesteinsserien im Gelände erschwert. Vorläufig werden deshalb die Paragneise als Serie der Zweiglimmer-Gneise ausgehalten.

Innerhalb dieser Gesteinsserie lassen sich folgende wechsellagernde Varitäten unterscheiden:

Plattig brechende, feinkörnige Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise mit straffen bis unregelmäßig gewellten s-Flächen. Sie setzen sich hauptsächlich aus Quarz, Plagioklas, Biotit, Muskovit, Granat und teilweise Chlorit in jeweils wechselnden Anteilen zusammen. Der Glimmergehalt variiert etwa zwischen 10 und 30 %, Granat ist mit weniger als 5 % enthalten. Quarz- oder Feldspatkörner sind max. 1 mm groß. Teilweise sind Kornregelungslineare auf den s-Flächen vorhanden.

In die plattigen Gneise sind häufig dm- bis m-mächtige quarzitische Lagen zwischengeschaltet. Sie sind dickplattig bis bankig und je nach Art des dominierenden Glimmers von hell- oder dunkelgrauer Farbe. In einigen Dünnschliffen konnte man deutlich Scherbänder erkennen, obwohl makroskopisch keine entsprechenden Gefüge zu beobachten waren. Quarzitische Lagen treten vor allem im Bereich des Grates gehäuft auf. Oft sind sie in cm-große, offene bis enge Falten gelegt. Diese treten besonders im Blockschutt im Bereich der Bergzerreißung eindrucksvoll hervor. Verwitterungsbedingt herauspräparierte quarzitische Kleinfalten mit z.T meterlangen scharfen Sattelscharnieren lassen Gesteinsblöcke „Dorischen Säulen“ ähnlich erscheinen.

Flaserig erscheinende Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise haben einen relativ hohen Glimmeranteil von ca. 40 % oder mehr und einen erhöhten Granatanteil von 10 bis 20 %. Glimmerlagen verlaufen wellig um die etwa 2 mm-großen Quarz- und Feldspatkörner.

Unmittelbar nördlich des Villgratener Joches entlang des Wanderweges konnten einige stark biotitbetonte, Turmalin führende Gneise bzw. Schiefer angetroffen

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

werden. Genauere Untersuchungen sind notwendig, um festzustellen, ob es sich um eine auskartierbare Gesteinsserie handelt.

Die Übergänge zwischen den einzelnen o.g. Varietäten sind fließend. Desweiteren treten überall immer wieder linsige Quarzknauern oder cm-mächtige foliationsparallele Lagen aus reinem Quarz auf.

Etwa 200 m nördlich des Regensteins ist kurz unterhalb des Grates ein etwa 10 m mächtiger Kalksilikatgneis-Körper aufgeschlossen. Er enthält weiße, quarzreichere gefaltete Lagen. Das Gestein ist feinkörnig, von grünlicher Farbe und besteht vorwiegend aus Tremolit, Zoisit und Epidot. Calcit in geringem Anteil beschränkt sich auf Kornzwickel.

Im NW streicht eine mehrere Dekameter mächtige Schar von Pegmatitgängen diskordant zur Foliation in das Kartiergebiet hinein. Die Pegmatite sind richtungslos körnig und setzen sich hauptsächlich aus Feldspäten, idiomorphem Muskovit, Quarz und Turmalin zusammen. Die cm-großen Minerale sind als riesenkörnig zu bezeichnen.

In Anlehnung an SCHULZ (1988) können im Altkristallin südlich der DAV fünf Deformationsphasen (D_1–D_5) unterschieden werden. Gefaltete Quarzlagen sind einer während der ersten Deformation entstandenen Schieferung S_1 zuzuordnen. Diese verlaufen in etwa parallel zur Hauptfoliation S_2, welche mit Ausnahme des Kalksilikatgneis-Körpers und der Pegmatitgänge überall deutlich ausgeprägt ist. Sie fällt im Südteil des Kartiergebietes mittelsteil ein und streicht in etwa WNW–ESE. Dort ist S_2 zu einer mächtigen Synform verfaltet.

Isoklinal gefaltete Quarzbänder gehen ebenfalls aus D_2 hervor. An einigen Stellen kann man zu offenen D_3-Falten überfaltete Isoklinalfalten beobachten. Des Weiteren wurden während D_3 die quarzitischen Kleinfalten sowie die auf S_2-Flächen eingemessenen Kornregelungs- und Crenulationslineare angelegt (s.o.). Bezüglich ihrer Raumlage besteht kein Unterschied zwischen diesen Linearen. Sie liegen parallel zueinander. Ein genereller Trend konnte jedoch noch nicht ausgemacht werden.

D_4 war bis jetzt nur in Form von S_4-Scherbändern im Dünnschliff nachzuweisen. Vereinzelt konnten Knickbänder beobachtet werden. Im Bereich südwestlich des Grates der Kugelspitze ist die Paragneis-Serie von dm- bis m-mächtigen kataklastischen Störungen geprägt. Bei diesen ungefähr N–S-verlaufenden Störungshorizonten dürfte es sich um Blattverschiebungen handeln.

Das Kartiergebiet ist in weiten Teilen mit quartärem Lockermaterial bedeckt. Zwei Schuttkegel führen westlich der etwa 60° steilen Bergflanken der Kugelspitze und des Regensteins talabwärts. Ein 20 m hoher Wall einer Seitenmoräne verläuft zwischen den o.g. Schuttfächern etwa bis zur Waldgrenze bei ca. 2000 m. Zwei weitere Moränenwälle parallel dazu verweisen ebenfalls auf das ausgehende Würm-Glazial hin. Südlich des Grates zwischen Villgratener Joch und Kugelspitze befinden sich im Bereich der ehemaligen Eisobergrenze der Würm-Zeit bei ungefähr 2450 m (SCHULZ, 1988) zwei kleine Karseen in Verebnungsflächen, deren Karschwellen z.T. aus festem Fels bestehen.

Eine Bergzerreißung südlich des zum Regenstein hochführenden Grates reicht bis etwa 2200 m hinunter. Dekameter große Felsen, deren Foliationsflächen keine einheitlichen Werte ergeben, sind offensichtlich verstellt worden und formen Stufen im Hang. Dazwischen wechseln Bereiche mit Blockschutt und Almmatten einander ab. Eine Zuordnung des Moränenmaterials zu verschiedenen Glazialen wurde nicht vorgenommen.

Blatt 179 Lienz

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in der Schobergruppe auf Blatt 179 Lienz

MANFRED LINNER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Der Kristallinanteil des Kartenblattes Lienz wurde von der Arbeitsgruppe G. SPAETH aus Aachen mit zahlreichen Diplomkartierungen erfasst. Die Art der Darstellung und die unterschiedliche Qualität der Diplomkartierungen machen Revisionsbegehungen erforderlich. Gleichzeitig erfolgt eine Zusammenzeichnung im Maßstab 1 : 25.000. In der Nordostecke des Kartenblattes Lienz wurde nun damit begonnen.

Das heuer revidierte Gebiet umfasst die Diplomkartierungen von R. EHRLICH, S. CZILWA, G. KADNER, B. BERGRATH, sowie Teile von C. MESSERSCHMID und P. FEESER. Die Abgrenzung zwischen Grundgebirge und Bedeckung ist bei diesen Kartierungen nicht zutreffend, weil die Grenzziehung grundsätzlich entlang den in der topographischen Grundlage verzeichneten Felsabbrüchen erfolgte. Daraus resultieren großflächige junge Bedeckungen, wobei meist nicht in Schuttkörper und Hangschutt differenziert wurde. Bei der Revision wurden im weniger schroffen Gelände die Schuttkörper ausgeschieden und die Bereiche mit Aufschlüssen und nur lokalem Hangschutt dem Grundgebirge zugeschlagen.

Lithologie

Das obere Gößnitz- und Gradental schließen hochmetamorphes ostalpines Kristallin auf, kurz als Schoberkristallin bezeichnet. In einer einförmigen Serie aus Glimmerschiefern und Paragneisen sind verbreitet Amphibolite und saure Orthogneise konkordant eingelagert. Oft nur wenige Meter in Mächtigkeit und Ausdehnung, erreichen sie auch Zehnermeter-Mächtigkeit und halten so einige hundert Meter an. Insgesamt zeigen die Einlagerungen ein absetziges Bild und sind mengenmäßig untergeordnet.

Ein ungewöhnlich großer Amphibolitkörper baut den Kleinen und Großen Hornkopf auf, streicht gegen SE durch das obere Gradental zwischen Gradensee und Gradenmoos (Seenplatte) und wird im Nordabbruch vom Petzeck von Paragesteinen überlagert.

Glimmerschiefer und Paragneise sind im gesamten Gebiet durch intensive Wechselfolge und Schwankungen im Modalbestand miteinander verbunden. Die Bandbreite reicht von feinkörnigen Paragneisen über Zweiglimmergneise und -schiefer hin zu Granatglimmmerschiefer und feldspatreiche Glimmerschiefer. Häufig sind auch quarzi-

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

tische Paragneise, plattig brechend, und quarzreiche Glimmerschiefer. Mitunter treten auch reine Quarzitlagen auf. Quarzmobilisate sind typisch in Glimmerschiefern. Die von der Aachener Arbeitsgruppe getroffene Gliederung der Paragesteine in Glimmerschiefer und quarzitische Glimmerschiefer unter fast völliger Ausklammerung der Paragneise ist nicht zutreffend.

Eine retrograde Überprägung nimmt nach Norden in Richtung Matreier Schuppenzone zu. Im Gradental sind die Paragneise leicht vergrünt, die Glimmerschiefer durch Überprägung schwach phyllitisch. Granat und Biotit sind teilweise chloritisiert. Deutlicher wird der phyllitische Charakter der Glimmerschiefer im Gößnitztal und auch die Paragneise sind dort stärker vergrünt. Zusätzlich bekommen alle Gesteine einen grauen Farbton, also graugrün bei Paragneisen, hellgrau bei Glimmerschiefern und dunkelgrau bei Quarziten.

Als für das Schoberkristallin äußerst seltene Metasedimente finden sich Dolomitmarmore im östlichen Gipfelaufbau vom Gößnitzkopf. Sie wechseln in Millimeter- bis Dezimeterlagen mit Glimmerschiefer und Paragneis.

Der große Amphibolitkörper im oberen Gradental ist durch Wechsellagerung (dm bis m) von dunklen hornblendedominierten Amphiboliten und hellen Plagioklas-Hornblende-Gneisen charakterisiert. Randlich ist der Amphibolitkörper durch wechsellagernde Paragneise und Glimmerschiefer mit den umgebenden Paragesteinen verknüpft. Innerhalb des Körpers sind grobkörnige Granatglimmerschiefer im Rundhöcker südöstlich der Saulacke auffällig.

Auch geringmächtige Amphibolitzüge sind oft gebändert und durch Wechsellagerung mit Paragesteinen gekennzeichnet. Vereinzelt treten mit den Amphiboliten Hornblende-Garbengneise mit grobstengeliger Hornblende in einer leukokraten Matrix auf. Bemerkenswert ist das völlige Fehlen von Eklogitamphiboliten, die im südlichen Schoberkristallin in vergleichbarer lithologischer Sequenz vorkommen. Die retrograde Überprägung ist in den Amphiboliten im Gößnitztal an serizitischen Hellglimmern auf Schieferungsflächen erkennbar, eine Chloritisierung ist weniger deutlich.

Die sauren Orthogneise treten als lithologisch variable Lagen (dm bis m) in den Paragesteinen und auch im großen Amphibolitkörper auf. Ein ausgedehnter Orthogneiszug quert das Gößnitztal und erreicht nordwestlich vom Mittleren Langtalsee mehr als 100 m Mächtigkeit. Texturell sind die Orthogneise entweder als Augengneise oder als feinkörnige Biotit-Orthogneise ausgebildet. Leukokrate, muskovitdominierte Orthogneise führen gelegentlich Granat. Auch die Orthogneise zeigen retrograde Überprägung, Biotit ist chloritisiert und die Schieferungsflächen schimmern durch feinstschuppigen Muskovit phyllitisch.

Tektonik

Relativ ältere Strukturen sind im großen Amphibolitkörper Hornkopf – Seenplatte erhalten. Der Körper streicht NW–SE, also auffällig schräg zum regionalen W–E-Streichen der Paraserie. Die Hornblenden der straff geschieferten Amphibolite zeigen meist eine deutliche Streckungslineation, mittelsteil gegen E–SE gerichtet. Parallel zu dieser Lineation finden sich Achsen von kleinen Liegendfalten in den Bänderamphiboliten.

Das Einfallen der Amphibolite schwankt und ist bedingt durch eine jüngere, offene Verfaltung mit großer Wellenlänge (einige 10er m bis 100 m). Im Bereich zwischen Mittlerem Gradensee und Saulacke fallen die Amphibolite flach bis mittelsteil gegen ESE–SE, östlich davon wird mittelsteiles Einfallen in westliche Richtungen deutlich. In den Randbereichen des Amphibolitkörpers (SW und NE) sind die Gesteine steilstehend in NW–SE-Streichrichtung. In den Nordwestwänden des Kleinen und Großen Hornkopf ist die offene Faltung der Amphibolite sichtbar. An eine leicht gegen NE geneigte Antiform im Kleinen Hornkopf schließt sich eine große Synform im Großen Hornkopf.

Die regional W–E-streichende Serie aus Glimmerschiefern und Paragneisen zeichnet einen jüngeren Faltenbau nach. Im Gradental fallen die Schieferungsflächen steilstehend in nördliche und südliche Richtung. Unzählige S- und Z-Falten weisen auf Großfaltenbau. Die Faltenachsen streichen in W–E-Richtung, mit bevorzugt flachem Ostfallen. Die Großfalten stehen also aufrecht, mit saiger W–E-streichenden Achsenflächen. Im Gößnitztal sind die Schieferungsflächen überwiegend steil südlich einfallend. Die Faltenachsen sind gleich orientiert wie im Gradental und S- und Z-Falten belegen wiederum Großfaltenbau. Dieser erscheint in Annäherung zur tektonisch unterlagernden Matreier Zone zunehmend nordvergent.

Das jüngste tektonische Element sind steilstehende kataklastische Brüche, bevorzugt in NW–SE-Richtung. Infolge des ausgeprägten morphologischen Reliefs sind zahlreiche Scharten durch Brüche bedingt: Klammerscharte, Hornscharte, Hohe Gradenscharte, Perschitzscharte, Georgsscharte und Friedrichsscharte. Der südwestliche und nordöstliche Rand des großen Amphibolitkörpers ist aufgrund höherer Kompetenz gegenüber den Paragesteinen gestört. Die Richtung dieser Störungen ist ebenfalls NW–SE. Der Versetzungsbetrag erscheint überall gering. Kataklastische Zerscherung ist auch an unzähligen kleineren Scherflächen mit dextralem Versatz zu sehen. Die Störungen und Scherflächen gehören zusammen zu einem NW–SE-streichenden und dextral versetzenden Störungssystem, das das gesamte Schoberkristallin durchsetzt.

Quartär

Gößnitzkees, Hornkees und Gradenkees sind als bedeutendste Gletscher zu nennen, hinzu kommen einige kleinere Gletscher und unzählige Firnfelder. Entsprechend ausgedehnt sind Moränen und Gletscherschliffe. Sehr schön ausgebildet und erhalten sind die Seiten- und Endmoränen vom Hochstand 1850 bei den drei genannten Gletschern. Nördlich vom Kögele sind gut ausgebildete Seitenmoränen (Stand 1850) eines Gletschers, der über den Karrand zum Hinteren Langtalsee hinein abgebrochen ist. Großflächige und landschaftlich reizvolle Gletscherschliffe sind südlich der Elberfelder Hütte und auf der Seenplatte der Gradenseen.

Charakteristisch für diesen Teil der Schobergruppe sind zahlreiche Blockgletscher von beachtlicher Ausdehnung: Tramerkar, W Hohes Beil, W Brentenköpfe, NW Kögele, SSE Elberfelder Hütte, SW Hoher Seekamp, Außerkar, Innerkar, SE Noßberger Hütte.

Die großen Höhenunterschiede bedingen junge Bedeckung als Schutthalden und Murenkegel. In den Hochkaren wechseln Schutthalden mit Firnfeldern, hinzu kommen in den mittleren Karstufen Murenrinnen. Sehr große Schuttfächer und Murenkegel sind im Gradental beim Gradenmoos und bei der Gradenalm. Die Nordwestabbrüche von Georgskopf und Friedrichskopf sind von zahlreichen Murenrinnen durchzogen.

Kleine Felsstürze sind westlich vom Friedrichsschneidkopf, östlich der Gradenalm und in der Außerret-

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

schitz. Die Bergkämme sind aufgelockert, größere Massenbewegungen aber fehlen. Einzig in den Amphiboliten nordwestlich der Noßberger Hütte ist eine Rutschung entwickelt.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Altkristallin und im Thurnthaler Quarzphyllit auf Blatt 179 Lienz

GERHARD SPAETH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Nachdem im Sommer 1995 mit sechs Diplomkartierungen von Kandidaten der RWTH Aachen die flächendeckende geologische Aufnahme auf Blatt 179 Lienz abgeschlossen wurde, soweit sie das ostalpine Altkristallin der Schobergruppe und der Deferegger Alpen sowie den Thurntaler Quarzphyllitkomplex betraf, ist nun nach Ausarbeitung auch dieser Kartierungen die endgültige Kompilation aller im Maßstab 1 : 10.000 durchgeführten Kartierungen des Gesamtprojektes in Form einer Manuskriptkarte im Maßstab 1 : 25.000 zustande gekommen. Sie deckt mit den genannten Gesteinskomplexen ca. 75 % der Fläche von Blatt Lienz ab.

Über das im Sommer 1987 begonnene Gesamtprojekt ist seit 1988 laufend im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt berichtet worden, worauf hiermit verwiesen wird. Während der Arbeitstagung 1995 der Geologischen Bundesanstalt im Oktober 1995 in Lienz/Osttirol hat der Berichter an Hand einer vorläufigen Kompilation der Manuskriptkarte das vor dem Abschluss stehende Gesamtprojekt vorgestellt und dabei darauf hingewiesen, dass die Kartierergebnisse noch an mehreren Stellen im Gelände zu überprüfen und gegebenenfalls zu korrigieren wären. Diese noch notwendigen Revisionskartierungen sind vom Berichter im Sommer 1996 durchgeführt worden, zeitweise auch zusammen mit A. BÜCKSTEEG, der als ehemaliger Mitarbeiter im Sommer 1995 die kartierenden Diplomkandidaten mitbetreut, in 1995 und 1996 die graphische Kompilation der Kartierergebnisse des Gesamtprojektes und im Sommer 1996 auch selbständig Überprüfungen im Gelände ausgeführt hat. Die Ergebnisse aller dieser Revisionsarbeiten sind von A. BÜCKSTEEG inzwischen in die endgültige Ausführung der Manuskriptkarte eingearbeitet worden.

Im Folgenden werden die wesentlichen Änderungen angeführt, soweit sie auf den Berichter zurückgehen, und zwar zuerst die das Deferegger Gebirge betreffenden, sodann diejenigen – von Norden nach Süden fortschreitend – im Altkristallin der Schobergruppe.

Postmetamorphe magmatische Gesteinsgänge von vermutlich alpidischem Alter, im Falle basischer Gänge eventuell auch von spätvariszischem Alter, treten gerade in dem auf Blatt Lienz entfallenden Teil des Deferegger Gebirges recht häufig auf. Sie durchschlagen gleichermaßen den Thurntaler Quarzphyllit wie das Altkristallin und führen neben Diabas (Basalt) und Tonalitporphyrit auch Mikrotonalit, wie die Überprüfung ergeben hat. Westlich des Wilfernertals treten im Bereich um den und südlich des Lerchknotens ein Tonalitporphyrit-, ein Mikrotonalit- und ein Diabasgang auf, die nach Lage und Verlauf sehr nahe beieinander liegende Kreuzungspunkte aufweisen müssten, an denen man die Altersabfolge dieser Gänge erkennen können sollte. Die Überprüfung dieser Situation, verbunden mit leichten Korrekturen von Lage und Verlauf der aufgeschlossenen Teile dieser Gänge, zeigte aber, dass die anzunehmenden Gangkreuzungen leider unter Moränenauflage verborgen sind, so dass keine Aussagen über die relativen Alter gemacht werden konnten.

Die nördlich der Drau, östlich von Thal zwischen Glöre, Ploner und Anger-Leiten sowie westlich der Lienzer Klause anzutreffenden und aus Material der Lienzer Dolomiten bestehenden Bergsturzmassen, die in ihrer Natur als solche zeitweise angezweifelt wurden, sind noch einmal intensiv begangen worden mit folgenden Ergebnissen: In keinem der zahlreichen Aufschlüsse ist sicheres eigentliches Anstehendes anzutreffen; immer handelt es sich um ein ungeregeltes Haufwerk von Blöcken, Stücken und Grus. Im erstgenannten Bereich liegen Dolomite und Kalksteine in etwa zu gleichen Teilen vor, im zweitgenannten dominiert Dolomit neben wenig Kalkstein. Beim Hauptvorkommen wurde seine Ostgrenze bei Anger-Leiten um ca. 150 m nach Westen zurückgenommen. Der Markbach schneidet mit seinem Unterlauf im Westteil dieses Vorkommens, durch dieses hindurchgreifend, tief in Gesteine des Thurntaler Quarzphyllits ein. Dicht nördlich Glöre liegen an einem Weganschnitt dem Thurntaler Quarzphyllit ältere Drauschotter auf; erst darüber folgt im Hang Karbonatgesteinsschutt der Bergsturzmasse. Diese beiden Sachverhalte am unteren Markbach sprechen ebenfalls ganz klar für die Bergsturznatur der Karbonatgesteinsvorkommen in diesem Raum nördlich der Drau.

Im NW-Teil des Kartenblatts, im weiteren Bereich um das untere Kalsertal zwischen Unterpeischlach und Arnig, war zu klären, ob in der dort anstehenden Parametamorphit-Folge quarzreiche Glimmerschiefer oder Paragneise dominieren. Die betreffenden Diplomkartierungen hatten – bei W–E- bis NW–SE-Streichen der Gesteinsfolgen – für die westliche Talflanke Glimmerschiefer, für die östliche dagegen Paragneise ergeben. Eine große, mit der Tallinie zusammenfallende, nicht aufgeschlossene Querstörung kam als Erklärung für diese Diskrepanz nicht in Frage wegen des ungestörten Verlaufs eines mächtigen Amphibolit-Orthogneis-Zuges quer über das Tal hinweg im Nordteil des betrachteten Bereichs. Intensive Begehungen am Peischlachberg im Westen, um Rantschner, Staniska und Oberpeischlach sowie im Osten und Südosten um Klauskofel und Leibniger Berg hatten zum Ergebnis, dass hier quarzreiche Glimmerschiefer, mit oder ohne Granatführung, weitaus vorherrschen, Quarzite stark zurücktreten und Paragneise fast gänzlich fehlen. Hiermit wird auch die übergeordnete Feststellung bestätigt, dass nämlich in der Schobergruppe im Nordteil Glimmerschiefer und erst im Südteil Paragneise dominieren. Bei diesen Begehungen wurde zusätzlich im Unterlauf des Leportenbachs noch eine, an Störungsgesteinen gut erkennbare, SE–NW-verlaufende Störung kartiert. Im östlichen Talhang westlich des Klauskofels ist ferner auch eine Bergsturz-Ausbruchsnische erkannt und mit ihrem Umriss in die Karte eingetragen worden. Bergsturzmaterial ist im Taltiefsten darunter nicht mehr vorhanden; es ist im hier recht engen Tal offensichtlich bereits erodiert und weggeführt worden.

Bei zusätzlichen Begehungen auf der nordöstlichen Iseltalflanke südlich des Leibnitzbachtals, im Ochsenwald und um das Zutrugenkreuz herum, wurden vor allem an den Güterwegen, aber auch im freien Gelände gegenüber der betreffenden Diplomkartierung deutlich mehr Aufschlüsse in den hier ebenfalls vorherrschenden quarzreichen Glimmerschiefern festgestellt. Es konnten daher hier weitere Flächen ohne mächtigere Quartärbedeckung, also teilabgedeckt dargestellt werden. Relativ um-

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

fangreich sind in diesem Gebiet dennoch flachere Geländeanteile im Talhang mit Moränenbedeckung.

Bei überprüfenden Begehungen im Gebiet um Alkuser See, Pitschedboden und Gutenbrunn zusammen mit A. BÜCKSTEEG wurden Korrekturen der Grenzverläufe in der hier aufgeschlossenen Wechselfolge von Augengneisen, Amphiboliten und Paragneisen durchgeführt. Vor allem aber wurden zwei bisher übersehene, im Gelände aber auch morphologisch gut verfolgbare steile Störungen mit ESE–WNW-Streichen zwischen Gutenbrunn und Pitschedboden kartiert. Ebenfalls mit A. BÜCKSTEEG wurde die Umgrenzung der Bergsturz- bzw. Bergrutschmasse der Lottknöpfe an der Südflanke der Schleinitz kontrolliert; hier wurde eine Korrektur in Form einer Erweiterung der von Bergrutschmaterial bedeckten Fläche an ihrer Südostecke nötig.

Auf der Südwestflanke des mittleren Debanttals wurde – wieder mit A. BÜCKSTEEG – nördlich der Patriasdorfer Alm der Verlauf eines markanten Orthogneiszuges berichtigt. Dieser besteht überwiegend aus Augengneis und quert spitzwinklig noch die Fahrstraße von Obergaimberg nach Seichenbrunn. An dieser Fahrtstraße tritt in Paragneisaufschlüssen neben der hier NE-fallenden Hauptschieferung S_1 noch gut erkennbar eine weitere, ESE-fallende Schieferung S_2 auf. Diese wurde nun auch in der weiteren Umgebung, z.B. höher an der Talflanke am Weg zur Nußdorfer Alm, sowohl in Para- wie auch in Orthogneisen festgestellt.

An der Ostflanke des unteren Debanttals, südsüdöstlich des Wirtshauses „Zur Säge“, erwies sich ein vermeintliches Vorkommen von Migmatiten, die in den Paragneisen der südlichen Schobergruppe durchaus – allerdings in geringem Umfang – angetroffen werden, bei seiner Überprüfung schließlich doch als augenfreier Orthogneis.

Blatt 182 Spittal an der Drau

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 182 Spittal a.d. Drau

RALF SCHUSTER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Aufgabe war es, die Untergliederung der ostalpinen Kristallineinheiten im Ostteil des Kartenblattes Spittal a.d. Drau zu überarbeiten bzw. fehlende Abgrenzungen nachzutragen. Deshalb wurde weniger Augenmerk auf die flächenhafte Kartierung innerhalb der Kristallinkomplexe selbst, sowie auf die Ausscheidung der Bedeckung gelegt.

Über dem Penninikum des Tauernfensters folgt die unterostalpine Katschberg-Zone. Darüber folgt ein phyllonitisiertes Kristallin (Quarzphyllit-Decke, TOLLMANN 1977). Dieses besteht zum überwiegenden Teil aus unterostalpinen Anteilen, im hangenden Teil können aber auch höhere ostalpine Kristallineinheiten vorhanden sein. Generell ist eine Abnahme der diaphthoritischen Überprägung gegen das Hangende hin festzustellen. Das höhere ostalpine Kristallin gliedert sich vom Liegenden ins Hangende in den Millstatt-, Wölzer und Bundschuh-Priedröf-Komplex.

Alle Einheiten bestehen fast ausschließlich aus metapelitischen und metapsammitischen Gesteinen. Die bei der Kartierung durchgeführte Untergliederung stützt sich auf die für einzelne Einheiten charakteristischen Lithologien und Untersuchungen der Strukturprägung. Fehlen die typischen Gesteine in bestimmten Arealen, so ist die Untergliederung auf Grund makroskopischer Beobachtungen sehr schwierig und intensive Dünnschliffuntersuchungen wären notwendig. Folgende Punkte wurden bearbeitet:

* Untergliederung des ostalpinen Kristallins in Millstatt-, Radenthein- (Teil des Wölzer Komplex) und Priedröf-Bundschuh-Komplex im Südostteil des Kartenblattes.
* Revision der in der Manuskriptkarte eingetragenen tektonischen Fenster im Bereich des phyllonitischen Kristallins bei Gmünd.
* Grenzziehung zwischen Eineck-Teuerlnock-Serie (THEINER, 1987) (Teil des Wölzer Komplex) und Bundschuh-Priedröf-Komplex nördlich von Gmünd.
* Kartierung der Deckscholle aus Radenthein-Komplex südlich des Mirnock-Gipfels (Kartenblätter 184 und 200).

Lithologie

Unterostalpin

Katschberg-Quarzphyllit
(progressiv metamorphes Altpaläozoikum)

Es handelt sich um dunkelgraue Phyllite, in deren liegendem Teil Schollen von Meszoikum vorhanden sind. Im Bereich westlich des Sonnbühel bei Gmünd ist ein großer, stark tektonisierter Serpentinitkörper anzutreffen.

Phyllonitisches unterostalpines Kristallin

Die phyllonitischen Gesteine zeigen, je nach Intensität der Überprägung, ein unterschiedliches Aussehen. An der Basis sind feinkörnige, blattig oder dünnblattig brechende, graue Phyllite mit seidigen Oberflächen häufig, wie sie z.B. unter der Autobahn bei Trebesing anstehen. Durch unterschiedlichen Quarzgehalt kommt es auch zu gröber brechenden quarzitischen Typen. An Schieferungs- und Kluftflächen sind zumeist rostrote Verfärbungen durch Eisenhydroxide zu beobachten. Im Übergang zu den weniger überprägten Gesteinen sind mehr und mehr höhermetamorphe Relikte wie Hellglimmerporphyroblasten, Pseudomorphosen nach Biotit und Strukturrelikte vorhanden. Unter dem Mikroskop ist zu erkennen, daß Granat in opake Eisenhydroxide umgewandelt ist. Biotit ist nicht vorhanden und die Matrix besteht aus Hellglimmer, Quarz, Albit und fein verteiltem opakem Erz. Das Kristallin besteht aus Gneisen, Glimmerschiefern und Granatglimmerschiefer. Die Glimmerschiefer sind manchmal graphitisch und enthalten lagenweise bis zu 3 mm große Granatporphyroblasten. Im Liesertal sind grusig verwitternde Gneise anzutreffen. Gute Aufschlüsse mit wahrscheinlich teilweise erhaltenen grünschiefer- oder amphibolitfaziellen Paragenesen finden sich einerseits an der Bundesstraße im Liesertal nördlich von Lieserhofen, andererseits bei der Brücke auf der Römer-

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

straße. 400 m SSE von Platzl ist eine wenige Meter mächtige Grünschieferlage anzutreffen.

Die Abtrennung des unterostalpinen Kristallins vom darüberliegenden ostalpinen Kristallin ist wegen der gemeinsamen Phyllonitisierung im Detail schwierig. Es nimmt jedoch eindeutig eine Stellung im Liegenden des Radenthein-Komplexes ein, von dem es sich durch das Fehlen der paragonitischen Granatglimmerschiefer, Amphibolite und Marmore deutlich unterscheidet. Lithologisch entspricht es nicht dem Millstatt-Komplex, da z.B. nirgends Pegmatite zu finden sind. Die Unterscheidung vom liegenden Teil des Bundschuh-Priedröf-Komplex ist im Gelände so gut wie nicht möglich. Aus der Position im Liegenden des Radenthein-Komplexes kann es sich aber auch nicht um Gesteine des Bundschuh-Priedröf-Komplexes handeln.

Ostalpin

Millstatt Komplex

Der Millstatt-Komplex wird im Bereich nördlich des Millstätter Sees, aus monotonen Paragneisen mit Einschaltungen von Glimmerschiefern und Amphiboliten aufgebaut. Die ansonsten sehr typischen Marmore und Tremolitmarmore fehlen hier. In den Gneisen sind die Granate zumeist unter 1 mm groß, während sie in den Glimmerschiefern als vereinzelte Blasten mit bis zu 5 mm Durchmesser auftreten. Ein sicheres Zeichen bei der Kartierung ist das Auftreten von Pegmatiten, welche im überlagernden Radenthein-Komplex völlig fehlen.

Die Gipfelregionen des Mirnocks (Sh. 2110 m) bestehen aus quarzreichen Paragneisen und mehreren etliche Meter mächtigen Quarziten. Gegen Süden, über die Wieser Alm und Richtung Bucher Alm werden monotone Granatglimmerschiefer mit vereinzelten, bis zu 1cm goßen Granaten dominant. Darin sind im Bereich der Wieser Alm ein 10er-Meter mächtiger Turmalinpegmatit, ein Tremolitmarmorzug und Amphibolite eingelagert.

Radenthein-Komplex, Aineck-Teuerlnock-Serie (Teile des Wölzer Komplexes)

Das Kristallin des Radenthein-Komplexes zeichnet sich durch seine, gegenüber den anderen Einheiten bunte lithologische Zusammensetzung aus. Es dominieren Granatglimmerschiefer, daneben finden sich quarzitische Glimmerschiefer, Amphibolite, Granat-Amphibolite und selten auch dünne Marmorbänder. Besonders typisch sind paragonitische Granatglimmerschiefer mit feinschuppiger Hellglimmermatrix und zahlreichen, zum Teil idiomorphen Granatporphyroblasten, welche bis zu 4 cm Durchmesser erreichen. Ebenso charakteristisch sind Hellglimmer führende Amphibolite. Diese Hochdruckgesteine bestehen aus einer feinkörnigen Paragonitmatrix mit bis zu einige cm großen Kalzium-Amphibolen und Granatporphyroblasten.

Typische Granatglimmerschiefer finden sich unter der Mautstraße auf dem Tschiernock zwischen Hoferalm und Trefflinger Alm. Amphibolite und Paragonit-Amphibolite sind im Bereich der Pichlerhütte anzutreffen. Marmore sind als einige dm dicke Lagen in Sh. 1100 m an der Straße zur Pichlerhütte anstehend und lassen sich bis in den Graben unter der Straße verfolgen.

Die Deckscholle auf dem Mirnock wird von typischen paragonitischen Granatglimmerschiefern mit eingelagerten Amphiboliten und Hellglimmer führenden Amphiboliten aufgebaut. Sobald man in den Bereich der Deckscholle gelangt, ist der Boden von herausgewittertem Granat übersät. In den Granatglimmerschiefern erreichen die zum Teil idiomorphen Kristalle bis zu 3 cm Durchmesser. Die Paragonit-Amphibolite zeigen bis zu 3 cm große Amphibole und bis zu 7 cm große xenomorphe Granatporphyroblasten. Sie finden sich am Gipfel südlich des Lierzer Alpenspitz und am Osthang desselben.

Bundschuh-Priedröf-Komplex

Der Bundschuh-Priedröf-Komplex setzt sich aus monotonen, quarzitischen Paragneisen (Priedröf-Gneis), Paragneisen, Glimmerschiefern, graphitischen Granatglimmerschiefern und untergeordnet Amphiboliten zusammen. Eingelagert finden sich die charakteristischen Bundschuh Orthogneise. Granat ist in den Paragneisen nur wenige zehntel mm groß und nur mit der Lupe erkennbar. In den graphitischen Glimmerschiefern ist er zumeist 2–3 mm groß, kann aber auch bis zu 5 mm erreichen. Mit bis zu 15 mm untypisch große Granate finden sich 800 m NW vom Steinernen Tisch, rund um die in der Karte eingezeichnete Hütte (Sh. 1700 m). Bei den Bundschuh-Orthogneisen handelt es sich um weiß oder rosa gefärbte porphyrische Granitgneise. Die Gneiskörper sind unterschiedlich stark deformiert. Randliche Partien sind manchmal mylonitisch, während in den zentraleren Bereichen die granitische Textur noch zu erahnen ist. Die bis 3 cm großen Kalifeldspäte sind duktil deformiert. Zumeist ist nur wenig Hellglimmer und Biotit vorhanden.

Typische Priedröf-Schiefergneise bauen die obersten Teile des Tschierweger Nocks auf. Graphitische Glimmerschiefer sind als Lesesteine östlich der Sommereggeralm und bei den Orthogneisvorkommen am Westhang des Schafkogels vorhanden. 500 m nördlich des Tschiernocks, auf ca. 1950 m Sh. finden sich Lesesteine, aber auch grobblockige Schutthalden aus Metagabbros. Der Plagioklas ist völlig in Muskovit, Albit und Klinozoisit umgewandelt, die magmatischen Pyroxene sind ebenso wie die magmatische Textur noch erhalten. Die Gesteine zeigen fließende Übergänge von Bereichen mit sehr unterschiedlichen Korngrößen, welche zwischen wenigen mm bis mehren cm schwanken.

Deformation

Unterostalpin

Die unterostalpinen Gesteine zeigen eine prägende Schieferung (S_1), in der ältere Quarzmobilisate isoklinal verfaltet sind. Oft sind nurmehr die Scheitelbereiche zu erkennen. S_1 ist durch E–W-streichende B_2-Achsen in weit offene Falten gelegt. In den weniger überprägten Gesteinen haben sie eine Wellenlänge von mehreren Metern bis 10er-Metern, sowie Parasitärfalten von unterschiedlicher Größe. Eine dritte Deformationsphase, die vom Bereich der duktilen in den Bereich der spröden Deformation überleitet, bewirkt eine dm–cm-weite vergenzlose Knickfaltung (B_3) mit spröde durchgerissenen Faltenachsenebenen (S_3). S_3 steht zumeist sehr steil oder seiger und ist sehr konstant N–S-orientiert. Parallel dazu ist auch eine sehr auffällige Kluftschar mit glatten, großflächigen Bruchflächen ausgebildet. Diese Kluftschar ist im gesamten Kristallin mehr oder weniger gut ausgebildet anzutreffen.

Ostalpin

Als älteste nur mehr reliktisch erhaltene Strukturen sind in den Gesteinen der höheren ostalpinen Einheiten isoklinal verfaltete Quarzmobilisate erkennbar. Die Achsen dieser Falten sind in der Hauptschieferung S_1 parallel zur ältesten Mineralregelung orientiert. Diese liegt in etwa E–W, eingeregelt sind Amphibole in Amphiboliten und Turmaline in den Paragneisen. Eine gleiche Streckungsrichtung mit W-Vergenz lässt sich in den Bundschuh-Orthognei-

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

sen aus den Kalifeldspat?-Klasten ableiten, auch wenn das Bild hier nicht immer eindeutig ist. Die Schieferung S_1 ist mehr oder weniger konkordant zu den Grenzen der Einheiten und fällt im Bereich um den Millstätter See und nördlich davon generell nach N ein. Gegen das Unterostalpin ändert sich das Einfallen nach S parallel zur S_1-Schieferung im Unterostalpin. Nordöstlich von Platzl dreht das Einfallen allmählich gegen SE.

Im gesamten Kristallin ist eine penetrative Deformation D_2 vorhanden, die unter Bedingungen der höheren Grünschieferfazies entstanden ist. Sie erzeugt eine crenulation cleavage mit E–W-streichenden Achsen und eine achsenebenenparallele Schieferung (S_2), die zumeist mittelsteil bis steil gegen N einfällt. Besonders ausgeprägt ist dieses Strukturmerkmal in den sehr gleichförmig im Zehntel-mm Bereich lagigen Glimmerschiefern, die häufig im tiefsten Teil des Bundschuhkristallins anzutreffen sind und rekristallisierte Mylonite darstellen, die wahrscheinlich während des eoalpinen Deckentransportes entstanden. Im Bereich östlich von Platzl führt D_2 zu einer Verfaltung im 10er-Meter-Bereich. Die Falten haben Öffnungswinkel um 45° und mehrere Ordnungen von Parasitärfalten. An einigen Stellen, z.B. in den graphitischen Granatglimmerschiefern am Schafkogel ist eine E–W-Streckung in den Gesteinen zu beobachten. In den Glimmerschiefern zerbrechen die Granate an senkrechten Bruchflächen und werden in E–W-Richtung verdriftet. Einzelne gleich orientierte Klüfte sind zum Teil mit Chlorit verfüllt.

Im unteren Teil der Forststraße, 100 m SE der Mautstelle in Treffling, sind zahlreiche späte, spröde Störungen und weit offene Verfaltungen um etwa N–S-orientierte B_3-Achsen vorhanden. Die Störungen sind wegen ihrer starken Verwitterung ansonsten selten aufgeschlossen. Eine weitere gut aufgeschlossene Störung mit 20 cm clay gauge bildet im Graben 700 m ENE der Mautstation die Grenze zwischen Radenthein-Komplex und phyllonitisiertem Kristallin.

Bemerkungen zu den bearbeiteten Fragestellungen

Tektonische Fenster
im Bereich des phyllonitischen Kristallins bei Gmünd

Die in der Manuskriptkarte eingetragenen tektonischen Fenster werden nach den Geländebegehungen als unterostalpines Kristallin mit geringerer Phyllonitisierung angesehen.

Die Grenze zwischen
Wölzer und Bundschuh-Priedröf-Komplex
nördlich von Gmünd

Die Deckengrenze läuft im Bereich der Stranneralm östlich der Amphibolite. Weiter im Süden setzen die Amphibolite aus und es ist lediglich ein Unterschied zwischen glimmerreicheren und gneisigeren Gesteinen feststellbar. Einen Hinweis auf den Verlauf erhält man durch die Quellen oberhalb vom Egger, die im Grenzbereich zwischen den Gneisen und den abdichtenden Glimmerschiefern liegen.

Kartierung der Deckscholle
südlich des Mirnock-Gipfels (ÖK 184 und 200)

Im Zuge der petrologischen Bearbeitung des Millstatt-Komplexes durch TEIML (1996) entstand der Verdacht, dass südlich des Mirnock-Gipfels im Bereich des Lierzberger Alpenspitz eine Deckscholle aus Gesteinen des Radenthein-Komplexes vorhanden ist. Der Ostteil der Deckscholle wurde auskartiert, der westliche Teil liegt größtenteils in sehr schlecht aufgeschlossenem Gelände.

Die prägende S_1-Schieferung fällt in den Gesteinen des Millstatt-Komplexes nördlich und westlich des Mirnocks steil nach N ein. In den Quarziten am Gipfel und südlich davon liegt S_1 mittelsteil gegen S gerichtet. Die Quarzite am Gipfel müssen sich folglich im Hangenden der Tremolitmarmore und Pegmatite befinden.

Die Deckscholle aus Gesteinen des Radenthein-Komplexes zeigt die gleiche prägende Schieferung S_1. Sie fällt nördlich des Rindernocks und im Bereich des Gipfels von Rindernock und Lierzberger Alpenspitz mittelsteil nach S. Südlich des Lierzberger Alpenspitz schließt sich die Mulde, und das Einfallen dreht zunächst auf SE und später, außerhalb der Deckscholle auf NE.

Die Deckscholle befindet sich also im Kern einer E–W-streichenden Mulde, die zum Strukturinventar der D_2-Deformation gehört. Parasitärfalten sind in den Glimmerschiefern in fast allen Aufschlüssen zu finden. Diese B_2-Faltenachsen fallen mit etwa 20° nach E ein. Die syngenetische, achsenebenenparallele Schieferung S_2 ist vor Allem in den Glimmerschiefern gut ausgebildet und fällt generell steil nach N ein.

Blatt 204 Völkermarkt

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 204 Völkermarkt

FRIEDRICH HANS UCIK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1997 wurde die Kartierung des Tieflandes zwischen der Saualpe im Norden und den Karawanken im Süden auf diesem Kartenblatt in rund 4 Arbeitswochen weiter vorangetrieben, wobei die Begehungen nördlich der Drau vor allem der Füllung vorhandener Kartierungslücken dienten. In der nordöstlichsten Ecke des Kartenblattes wurden im Gebiet von Framrach – St. Jakob i.L. nur mehr die vorhandenen Talböden und Alluvionen begangen, da es von hier bereits mehrere detaillierte Kartierungen gibt. Die Sedimente der ersten über der recenten Lavantflur gelegenen Terrasse sind im Gebiet von St. Jakob mehrfach aufgeschlossen; diese Aufschlüsse zeigen durchwegs mittelbraune, hellglimmerreiche Fein- und Mittelsande mit etwas Grobschluff, die BECK-MANNAGETTA (1952) als „Niederterrassen- und Stauschotter des Würm“ ausschied; „Stausedimente“ wäre hier sicher die besser zutreffende Bezeichnung. Der Talboden, der von GH Brenner gegen E ins Lavanttal hinabzieht, wird bei Framrach vom tiefergelegenen, recenten Talalluvium des Pöllingerbaches unterschnitten.

Etwa 500 m ESE von St. Griffen durchstößt ein kleiner, etwa 8–10 m hoher Felshügel aus hellem, stark zerklüftetem Kalkmarmor die Oberfläche der dortigen Niederterrasse: auf der Südseite des Hügels befindet sich das Mundloch eines niedrigen (maximal 1 m hohen), schma-

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

len Stollens, der etwa 10–15 m weit geradlinig in den Fels vorgetrieben wurde. Möglicherweise diente der Stollen der Erzsuche im Marmor, zumal im Raum Stift Griffen – Haimburg mehrere kleine Bergbaue auf Pb-Ag-Erze bekannt sind (O.M. FRIEDRICH, Carinthia II, 1960, Heft 2).

Im untersten Abschnitt des Haimburger Baches zeigt die Karte von THIEDIG (1966) etwa 200 m W des Kirchleins St. Bartolomä eine kleine, isolierte Scholle von dunklem Marmor bis Kalkschiefer, die bei der Begehung nicht wieder gefunden werden konnte: sie fiel vermutlich vor einigen Jahren der Errichtung der Hochwasser-Rückhaltesperre zum Opfer, die auf dem einzigen anstehenden Felsen in diesem Buchabschnitt errichtet wurde.

Die Begehung der südlichsten Ausläufer der St. Pauler Berge zwischen Ruden und Eis ergab, dass diese zur Gänze von schon in früheren Aufnahmsberichten mehrfach erwähnten altpaläozoischen Wackensandsteinen aufgebaut werden. Allerdings musste mehrfach festgestellt werden, dass diese

a) nicht immer sehr typisch ausgebildet sind und dann nur im Dünnschliff mit Sicherheit diesen Gesteinen zugeordnet werden können, und
b) partienweise verhältnismäßig viel Phyllit enthalten, sodass man ohne die Sicherheit des mikroskopischen Befundes sie oft auch den Phyllitserien zuordnen könnte (besonders div. Aufschlüsse im Graben unter der großen Straßenbrücke über den Tiefenbachgraben sowie von hier mehrfach in Aufschlüssen gegen NE bis zur Linie Fürpaß – St. Nikolai).

Dieser Befund weist nicht nur auf eine primäre Verbindung dieser beiden altpaläozoischen (silurischen) Gesteinsserie hin, sondern erklärt auch, warum BECK-MANNAGETTA auf seiner Bezirksübersichtskarte (1954) hier mehrfach zwischen den liegenden Wackensandsteinen und den hangenden roten Griffener Schichten silurische Tonschiefer-Quarzphyllite eingetragen hat, während meiner Überzeugung nach diese silurischen Sandsteine hier unmittelbar an die überlagernden roten (oder stellenweise auch gebleichten) permoskythischen Quarzsandsteine und -konglomerate heranreichen. Auch in der Diplomkartierung von J. WENZLAU (1977; Hamburg) sind hier unmittelbar S der Permo-Skyth-Sandsteine durchwegs nur altpaläozoische Tonschiefer in großer Breite eingetragen.

Die in der Niederterrasse NE der Jauntal-Eisenbahnbrücke angelegten, bis etwa 10 m tiefen Sand-Kies-Gruben sind schon teilweise bis völlig wieder verwachsen. An einer noch nicht verwachsenen Böschung konnte einerseits eine teilweise und unregelmäßige, horizontal wie vertikal verlaufende Verkittung der Schichten, andererseits die Einstreuung bis über 0,5 m großer Blöcke in die mitunter auch schräg gelagerten Schichten beobachtet werden.

Südlich der Drau wurden sowohl verschiedene Berge und Hügel vom Kömmelberg im E bis zum Klopeiner Hügelland im Westen wie auch die Ebenen auf ausgewählten Routen zwecks Gliederung in diverse Niveaus begangen; vor allem bei der Kartierung der diversen Hügel und Berge konnten einige bemerkenswerte neue Ergebnisse erzielt werden. Es konnten sowohl im Gebiet der Kömmel in der SW-Ecke von Woroujach bei Bleiburg wie auch in der SE-Ecke des Hügels N von St. Michael ob Bleiburg eindeutige silurische Wackensandsteine festgestellt werden, womit deren Verbreitungsgebiet gegenüber der Darstellung auf der Übersichtskarte von BECK-MANNAGETTA noch weiter vergrößert werden konnte.

Am Westabhang des Kömmelberges E von Bleiburg konnte vor allem in den Aufschlüssen eines Hohlweges wiederholt Roterdebildung beobachtet werden. Bei der Kartierung des Quartärs konnten zwar einzelne der in BOBEKS Karte (1959) eingetragenen Moränenwälle nicht bestätigt werden, dafür konnte eine Anzahl bisher in der Karte nicht eingezeichneter Wälle neu auskartiert werden. Besonders erwähnenswert sind zwei Schottergruben (eine in Abbau stehende Grube N Gablern sowie eine stillgelegte NW Pfannsdorf bei Sonnegg), in welchen über fluviatilen Sand-Kies-Schichten typische Grundmoräne liegt – ein weiterer Hinweis dahingehend, dass der Eisrückzug vom Maximalstand kein einheitlicher Vorgang war, sondern mehrfach von Halten und neuerlichen kleinen Vorstößen unterbrochen wurde (nach BOBEK, 1959 Stand II bei Sonnegg bzw. Stand IV ?a N Gablern).

Im unteren Abschnitt des Kotschuschabaches SW Eberndorf (Abfluss des Sablatnig-Moores) stehen am linken Hang bis etwa 15 m über dem Bach konglomerierte Schotter an, die BECK-MANNAGETTA auf seiner Übersichtskarte als „Vorwürmschotter“ ausgeschieden hat; nach meiner Ansicht handelt es sich aber hier eher um Tertiärkonglomerat.

Ein oft schwieriges Problem ist die flächenhafte Ausscheidung der einzelnen fluviatilen Terrassen des Hoch-, Spät- und Postglazials, deren Abfolge im begangenen Musterprofil meist gut festlegbar ist; die an sich vorteilhafteste flächenmäßige Ausscheidung mit Hilfe des stereoskopischen Luftbildes stößt jedoch vor allem in den ausgedehnten, für den Fußgänger oft unübersichtlichen Wäldern des Jauntales auf Schwierigkeiten, besonders bei sehr niederen Terrassenkanten (etwa unter 2 m Höhe). Schwierig ist es oft auch, verschiedene bereits auskartierte Flächen durch die häufig waldbestandenen Senken zwischen den zahlreichen Hügeln hindurch miteinander zu verbinden, da die Oberflächen der einzelnen Terrassen und Aufschüttungsebenen vielfach in der ehemaligen Aufschüttungsrichtung mehr oder weniger geneigt sind, und andererseits niedere, trennende Geländekanten im dichten Wald auch bei einer Begehung oft leicht zu übersehen sind.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1998

Band/Volume: 141

Autor(en)/Author(s): Merschnik Alexander

Artikel/Article: Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Bereich Griesmauer - Heuschlagmauer auf Blatt 101 Eisenerz 245-326