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

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 145 | Heft 3+4 | S. 303-364 | Wien, Dezember 2005

Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1 : 50.000 im Jahr 2004

Blatt 6 Waidhofen an der Thaya

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen auf Blatt 6 Waidhofen an der Thaya

MANFRED LINNER

Auf Anregung von Frau Mag. Sandra SAM vom Verein Heimatmuseum Waidhofen an der Thaya wurden am 16. Dezember 2003 Keller im Stadtgebiet geologisch aufgenommen. Die Kellerräume befinden sich in stark verwittertem bis zersetztem Gestein, sind entweder nur teilweise verbaut oder mit natürlichem Gewölbe angelegt.

Heimatmuseum – Wiener Strasse 14

Der Stiegenabgang führt in einen Kellerraum, dessen Wände weitgehend offenliegende Felsaufschlüsse zeigen. Bei der Nordhälfte des Raumes wurde die felsige Überdeckung durch eine Betondecke unterfangen. Die Südhälfte des Raumes hat keine felsige Überdeckung und wird nach oben durch eine Kellerdecke abgeschlossen. Von diesem Kellerraum erstreckt sich nach E ein Naturkeller mit drei Gewölben in südliche Richtung und einem kurzen Gewölbe in nördliche Richtung.

Die Kellerräume schließen hellen Orthogneis, Typ Gföhl-Gneis, und einen Lamprophyrgang auf. Gföhl-Gneis wie Lamprophyr sind deutlich durchwittert, wobei der Lamprophyr mit hohem Anteil an Plagioklas und geringem Quarzgehalt in den Kellergewölben stärker ausbricht. Der Gföhl-Gneis ist fein- bis mittelkörnig. Er weist eine straffe Schieferung auf, wodurch er auch plattig bricht. Mineralogisch besteht dieser Orthogneis aus Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz, wobei Kalifeldspat den Plagioklas deutlich überwiegt. Hinzu kommen mengenmäßig unbedeutend und nur im Mikroskop erkennbar, feinschuppiger Biotit, feinkörniger Granat und Sillimanit. Diese Nebengemengeteile lassen jedoch diesen Orthogneis eindeutig als Gföhl-Gneis erkennen. Der Lamprophyrgang ist ein graues, mittelkörniges und massiges Gestein aus Biotit, Amphibol und Plagioklas. Quarz ist sehr wenig enthalten und tritt in diesem basischen magmatischen Gestein mit leicht porphyrischem Gefüge nur zwickelfüllend auf. Da Biotit und Plagioklas die überwiegenden Gemengeteile darstellen, ist der Lamprophyr als Kersantit zu klassifizieren.

Der Großteil des Kellers befindet sich in Gföhl-Gneis mit straffer, mylonitischer Schieferung. Die Lagerung ist einheitlich flach bis mittelsteil gegen ENE gerichtet. In der Südhälfte des ersten Kellerraumes und im südlichen Teil des Naturkellers ist ein etwa 2,8 m mächtiger Lamprophyrgang aufgeschlossen. Der Gang streicht in W–E-Richtung und die Kontaktflächen zum Orthogneis fallen steil gegen Süden. Damit ist der relativ flach lagernde Gföhl-Gneis diskordant von dem annähernd senkrecht verlaufenden Lamprophyrgang durchschlagen.

Als spröde tektonische Bewegungsflächen sind Scherflächen im Lamprophyr und eine Harnischfläche an der Stirn des östlichsten Gewölbes im Gföhl-Gneis sichtbar. Beide Flächen sind steilstehend in W–E-Richtung, also subparallel zum Lamprophyrgang, orientiert. Die Scherflächen sind im Lamprophyr durch fein zerriebenes Gestein charakterisiert, wogegen die Harnischfläche im Gföhl-Gneis, als Bewegungsfläche ohne zerriebenes Gestein, einen Hinweis gibt, in welche Richtung sich die Gesteine gegeneinander verschoben haben. Die Striemung und die Form der Ausbrüche auf der Harnischfläche weisen auf sinistrale Bewegung.

Ehemaliges Hotel Eder – Hauptplatz 25

Der Abgang östlich vom Durchgang führt in eine natürliche Kelleranlage mit Gang und Gewölben in zu Grus zersetztem Granodiorit. Der Granodiorit ist biotitbetont, mittelkörnig und führt sporadisch grobkörnige Einsprenglinge aus Plagioklas. Im Dünnschliff zeigen sich porphyrischer Amphibol, Biotit und Plagioklas in feinkörniger Matrix. Amphibol ist pseudomorph durch feinstängeligen Amphibol und Biotit ersetzt und Plagioklas bildet Aggregate. Quarz ist als Einsprengling selten und stark resorbiert. Westlich vom Durchgang befindet sich der Weinkeller, in dem ein langgestrecktes Gewölbe in mylonitischen Gföhl-Gneis geschlagen ist. Die Schieferung des plattig brechenden Orthogneises fällt flach gegen E ein.

Ehemaliges Bezirksgericht – Hauptplatz 9

Ein kleiner Aufschluss im Heizungskeller zeigt stark durchwitterten Granodiorit, entsprechend jenem im östlichen Keller vom Hotel Eder.

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

Keller im Haus Böhmgasse 26

Ausgehend vom gemauerten Keller des Hauses wurde ein gangförmiger Naturkeller im zersetzten Granodiorit ausgehöhlt. Der biotitreiche porphyrische Granodiorit führt wiederholt grobkörnige Einsprenglinge in Form von Aggregaten aus Plagioklas. Kaum verwittert sind rundliche graue Schollen, im Durchmesser einige Dezimeter. Auch diese basischen Autolithe weisen porphyrisches Gefüge auf, mit Klinopyroxen, Amphibol, Biotit und Plagioklas als Einsprenglinge in feinstkörniger Grundmasse.

Zusammenfassend ist zu den Aufschlüssen mit Granodiorit zu bemerken, dass die porphyrische Textur und der Wechsel mit Gföhl-Gneis, beispielsweise in den Kellern vom Hotel Eder, auf gangförmige Intrusion weist. Ein Kontakt zwischen porphyrischem Granodiorit und Nebengestein ist derzeit nicht aufgeschlossen. Lithologisch weisen Amphibol und Biotit sowie Plagioklas als dominierender Feldspat auf Rastenberg Granodiorit. Ähnlich zu diesen sind ferner die Autolithe mit Klinopyroxen und Amphibol. Insofern könnte der porphyrische Granodiorit zu den Gängen um den Rastenberg-Pluton zu stellen sein.

Blatt 21 Horn

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 21 Horn, 37 Mautern, 38 Krems an der Donau, 40 Stockerau und 55 Ober-Grafendorf

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

Im Jahre 2004 wurden bedeutende Quartärlokalitäten auf den Blättern 21 Horn, 37 Mautern, 38 Krems an der Donau, 40 Stockerau und 55 Ober-Grafendorf untersucht. Neben der quartärgeologischen Grundlagenforschung wurden auch Schwermineralanalysen und vor allem mikromorphologische Untersuchungen der fossilen Böden und ihrer Derivate für die stratigraphische Einstufung durchgeführt. Dadurch erhielten wir nicht nur umfangreiche quartärgeologische Dokumentationen und Fotodokumentationen, sondern auch wichtige paläogeographische, paläoklimatologische und stratigraphische Erkenntnisse über die Entwicklung dieses Gebietes im Quartär.

Die ältesten, äolischen Sedimente einschließlich zwischengeschalteter fossiler Böden wurden in den Anwehungen an den östlichen Hängen des südöstlichen Randes der Böhmischen Masse gefunden.

Zwischen Zöbing und Langenlois, nördlich der Flur Bockshörndl (ÖK 38 Krems an der Donau), befindet sich in einem 6 m tiefen Hohlweg eine Schichtfolge mit sandigen Lössen. Darin finden sich nicht nur zahlreiche, scharfkantige, durch Saltation transportierte Quarz-, Gneis- und Migmatitbruchstücke, sondern auch zwei stark verwitterte fossile Böden. Der untere Boden entspricht einem rubefizierten Braunlehm, der sich wahrscheinlich im Cromer-Interglazial (G/M) zwischen Mittel- und Unterpleistozän (paläomagnetische Grenze Brunhes/Matuyama – 0,788 Mill.J.B.P) bildete. Möglich ist aber auch, dass dieser Boden einer noch älteren warmzeitlichen Schwankung im Unterpleistozän (cf. SMOLIKOVÁ in HAVLÍČEK & HOLÁSEK,1996, MS) entstammt. Der obere Horizont mit vielen Karbonatleisten und einer erosiven Oberfläche ist ein kompliziert aufgebautes Bodensediment aus umgelagertem Material eines rubefizierten Braunlehms, gemischt mit Material eines Ca-Horizonts und angereichert mit Komponenten deluvialer Herkunft.

Eine weitere bedeutende unter- bis mittelpleistozäne Lokalität mit drei fossilen Böden befindet sich im Hof in Röhrawiesen No. 9 (Familie Forster, ÖK 21 Horn). In der Basis dieser 6 m hohen Wand liegt das tiefgründig verwitterte Kristallin, welches von solifluidal umlagertem Löss mit vielen Kristallinbruchstücken überlagert ist. Dieser Löss ist das Substrat eines fein rubefizierten Braunlehms (Pedokomplex PK X oder einer der älteren Pedokomplexe) mit auffallenden Karbonatleisten und Lösskindel (Größe bis 15 cm). Darüber ist ein regelmäßig braun vererdeter Braunlehm mit einem mächtigen Ca- Horizont (PK VII oder älter) erhalten. Der jüngste fossile Boden ist ein intensiv entwickelter, nicht regelmäßig vererdeter braunlehmartiger Luvisëm (braunlehmartige Parabraunerde, braunlehmartig illimerisierter Boden), welcher sich aus älteren Bodensedimenten (nicht aus echtem Löss) gebildet hat (Holstein-Interglazial, M/R, wahrscheinlich der Basisboden von PK VI). Dieser wichtige Lössaufschluss im Inneren des Hofes ist ein bedeutendes geologisches Gedächtnis und daher schützenswert, um auch für zukünftige Generationen von Geologen zu Verfügung zu stehen.

Komplizierte quartärgeologische Entwicklungen im Mittel- und Oberpleistozän belegen auch die Lössserien mit fossilen Böden und Bodensedimenten westlich von Senftenberg (ÖK 37 Mautern), nordwestlich von Baumgarten, südlich von Mautern (ÖK 37 Mautern), nordwestlich von Joching (ÖK 37 Mautern) und in der Schottergrube in Albrechtsberg an der Pielach (ÖK 55 Ober-Grafendorf).

In der ehemaligen Ziegelei in Seftenberg liegt im Hangenden der Schotter des Kremsflusses eine Lössschichtfolge mit zwei fossilen Böden, und zwar zwei vererdeten Braunlehmen (minimal PK VII).

Bei Baumgarten, in der Nähe des geologischen Lehrpfades, befindet sich eine mehr als 25 m mächtige Lössschichtfolge mit einem braun vererdeten Braunlehm an der Basis (wahrscheinlich die jüngste Wärmeperiode im Mindel-Glazial – PK VII). In seinem Hangenden liegen drei initial entwickelte Bodenhorizonte, und zwar eine Pararendsine, ein anmooriger Gley (mehr ein Sediment als ein Boden) und ein weiteres Bodensediment.

In einem tief eingeschnittenen Hohlweg nordwestlich von Joching ist eine komplizierte Lössserie mit fossilen Böden und Bodensedimenten aufgeschlossen. Diese liegen auf einer Donauterrasse mit der Basis ca. 45 m über der heutigen Donau, die wiederum dem verwitterten Kristallin aufliegt. Der älteste Boden ist hier durch einen stark vererdeten Braunlehm (mindestens PK VII, Mindel, E 1/ E 2, oder älter) repräsentiert. In der Mitte ist ein A/B-Horizont einer Parabraunerde (Luvisëm, illimimerisierter Boden – wahrscheinlich PK III, Oberpleistozän – R/W) entwickelt. Der jüngste Boden ist eine graue, initial entwickelte, oberpleis-

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

tozäne Pararendsine des PK I („W 2/3“). Analoge Böden zum grauen Horizont in derselben Position sind aus zahlreichen Lokalitäten Europas (z.B. Dolní Věstonice = Unter Wisternitz, Předmostí u Přerova = Předmostí bei Prerau, – z.T. mit Funden aus dem Gravettien an seiner Oberfläche, ca. 25.000 Jahre B.P.) bekannt. In diesem Aufschluss bei Joching wurden außerdem zwei von der Solifluktion erfasste Schwarzerden festgestellt, welche dem Stillfried A angehören. Der gesamte Bereich mit den Lössanwehungen befindet sich an den steilen E- und SE-schauenden Hängen über der Donau, weswegen die Schichtfolge nicht vollständig erhalten blieb, sondern häufig solifluidale Lagen mit gestörten Bodensedimenten, fossilen Böden, Lössen, Schottern, usw. enthält.

Eine analoge Situation findet sich in Albrechtsberg an der Pielach, wo über der Terrasse der Pielach, eines rechtsseitigen Zuflusses der Donau, eine Schichtfolge von Lössen mit vier Böden liegt. Es handelt sich um vererdete Braunlehme (PK VII, Mindel, E 1/E 2). Aus der Analyse der Schwerminerale aus dem fluviatilen, sandigen Terrassenschotter der Pielach hat sich gezeigt, dass hier wieder grober Granat (75,8 %) dominiert und über Amphibol (13,6 %) deutlich überwiegt. Untergeordnet sind hier Zirkon (4,5 %), Epidot (1,7 %), Disthen (1,6 %), Staurolith (1,3 %), Rutil (0,6 %), Sillimanit (0,6 %) und Turmalin (0,3 %) vertreten (Bestimmung von Z. NOVÁK). Mit Rücksicht auf die geringe relative Höhe dieser Terrasse über der Oberfläche der heutigen Pielachaue bestehen hier Unstimmigkeiten zwischen der Höhenposition der Terrasse und der Einstufung der Böden in ihrem Hangenden.

Jüngere, mittelpleistozäne Böden findet man nur in Baumgarten bei Mautern, wo drei fossile Horizonte eines braunlehmartigen Luvisëms (braunlehmartige Parabraunerden, illimerisierte Böden – PK V, Holstein-Interglazial, PR/R 1) festgestellt wurden.

Östlich von Seitzersdorf-Wolfpassing (ÖK 40 Stockerau, Bereich der geplanten Umfahrung) sind auf der mittelpleistozänen Donauterrasse 1,6 m mächtige Lösse mit zwei fossilen Böden erhalten. Diese Böden zeigen Entwicklungstendenzen zu den Schwarzerden, welche retrograd aus dem schwach entwickelten Luvisëm entstanden sind. Eine derartige Entwicklung ist charakteristisch für den PK IV (nicht ausgeprägter, warmer Zeitabschnitt im Riss).

Außer den bekannten lithologischen Typen blieben an den steilen Hängen, vor allem über der Donau, verschiedene gemischte Sedimente erhalten, wie z.B. deluvio-äolische Sedimente mit solifluidal verfrachteten Lössen, Böden usw. Das beste Beispiel ist ein aufgelassener Keller bei der Herrenmühle an der Pielach, nordöstlich Melk (ÖK 55 Ober-Grafendorf), der ein Profil mit deluvio-äolischen und solifluidal verfrachteten Sedimenten mit einer auffallenden Schichtung parallel zum Hang zeigt. In Analogie dazu befinden sich ähnliche Aufschlüsse auch an den Hängen über dem Kremsfluss bei Senftenberg. Auf den steilen Hängen sind stellenweise Hangsedimente und gemischte Sedimente erhalten, welche vor allem durch Hangkriechen und Solifluktionsprozesse gestört wurden. So treten z.B. am Hang über dem Kremsfluss durch Solifluktion umgelagerte und deutlich geschichtete, deluvio-äolische Sedimente mit großen $CaCO_3$-Lößkindeln auf, welche über 25 cm Durchmesser besitzen.

Bei den angeführten Untersuchungen konnten Lössschichtfolgen mit fast allen Pedokomplexen, von PK I bis zu PK VII (oder älteren PK´s) festgestellt werden. In Röhrawiesen, nordwestlich von Eggenburg, im Gebiet des Kristallins der Böhmischen Masse blieb sogar der Pedokomplex PK X (oder ein älterer PK) erhalten Außerdem konnte durch die mikromorphologische Bearbeitung der fossilen Böden das Alter mancher fluviatiler Terrassen revidiert, bzw. in Zweifel gezogen werden.

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Raum Kattau – Missingdorf auf Blatt 21 Horn

OLEG MANDIC
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der geologischen Landesaufnahme wurde im Jahr 2004 im nordöstlichen Teil des Kartenblattes 21 Horn der Raum Missingdorf – Rafing – Kattau im Maßstab 1 : 10 000 kartiert.

Das Kartierungsgebiet zeigt das flachliegende, zum Teil tief zertalte Kristallin der Böhmischen Masse im Liegenden der miozänen und pleistozänen, sedimentären Bedeckung. Die kristallinen Gesteine gehören zum Moravikum, welches im jüngeren Paläozoikum durch Kollision mit der Europäischen Platte an deren Rand stabilisiert wurde. Diese paläozoischen Para- und Orthogesteine wurden im Untermiozän vom Meer überflutet. Die kristallinen Gesteine im westlichen Teil des Kartierungsgebietes bestehen aus parallel NNE-streichenden und mittelsteil nach W bis WNW einfallenden Zügen aus Glimmerschiefer und Quarzit. Diese bildeten zeitweise im Raum westlich bis südwestlich von Missingdorf die Küstenzone. Die granitischen Kuppen im Osten des Kartenblattes formten eine SSW–NNE-streichende Inselzone, die sich in diesem Gebiet von Kattau über die Sonnleiten bis nach Rafing erstreckte. Sie trennte das etwa 1–1,5 km breite, lang gestreckte Becken im Westen vom offenen Meer der Vortiefe im Osten. Nach einer wiederholten Sedimentationsunterbrechung und Abtragung fand erst im Pleistozän wieder eine intensive Sedimentablagerung von Löss statt. Die äolische Lössanwehung erfolgte dabei hauptsächlich aus westlicher bis nordwestlicher Richtung.

Das hier angewandte lithostratigraphische Konzept der miozänen Bedeckungen folgt der Arbeit von ROETZEL, MANDIC & STEININGER (1999, Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt). Den Empfehlungen der ICS folgend (GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G. & SMITH, A.G., 2005, A Geologic Time Scale 2004) wird hier anstatt des Begriffs „Quartär“ die chronostratigraphische Bezeichnung „Pleistozän“ verwendet.

Das Kartierungsgebiet umfasst den nördlichen Teil der untermiozänen Eggenburger Bucht und gehört so zum Typusgebiet der regionalen, zentral-paratethyalen Stufe Eggenburgium (STEININGER, F. & SENEŠ, J., 1971, M1 Eggenburgium. – Chronostratigraphie und Neostratotypen, Bd. **2**; MANDIC & STEININGER, F.F., 2004, Computer-based mollusc stratigraphy – a case study from the Eggenburgian (Lower Miocene) type region (NE Austria). – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **197**, 263–291). Dieses klassische Gebiet der „Tertiärgeologie“ (z.B. SCHAFFER, F.X., 1913, Geologischer Führer für Exkursionen im Wiener Becken III. Teil. – Sammlung geologischer Führer, **18**), war auch schon das Thema einer Diplomkartierung (MÜLLER-WILMES, B., 1982: Geologische Aufnahme der Gesteinsserien im Raum Pulkau (Niederösterreich) und die sedimentpetrographische und paläontologische Untersuchung der tertiären Schichtglieder dieses Gebietes, Diplomarb. Univ. Köln). Der Aufschluss der Zogelsdorf-Formation in Missingdorf wurde zusätzlich durch NEBELSICK (1989, Die fazielle Gliederung der Zogelsdorf Formation [Untermiozän: Eggenburgium] in Niederösterreich anhand mikrofazieller Untersuchungsmethoden, Diplomarbeit Univ. Wien) mikrofaziell bearbeitet.

Kristallin der Böhmischen Masse

Die Böhmische Masse ist im Kartierungsgebiet ausschließlich durch die kristallinen Serien des Moravikums vertreten. Die östliche Region ist dabei durch den tief ver-

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

witterten Metagranit des Thaya Batholiths charakterisiert. Die westliche Region ist durch die SSE–NNW-streichenden Paragesteine der Therasburg-Gruppe geprägt. Die Grenze dieser zwei lithologischen Einheiten konnte auf etwa 800 m westlich von Kattau verfolgt werden. Sie quert den westlichen Teil der Felixäcker und verläuft bis zum Viehgraben westlich Kattau, wo sie dann weiter gegen NE durch die miozänen und pleistozänen Sedimente verdeckt wird.

Gesteine des Thaya-Batholiths findet man am Kartenblatt vor allem im Raum östlich und nordöstlich Kattau bis zur Kote 368 in der Flur Sonnleiten. Der kristalline Zug streicht weiter nach Norden und Nordnordosten, über das Rafinger Feld bis zur aufgelassenen Bahnhaltestelle Rafing. Die rundlichen, kristallinen Kuppen werden in dieser Richtung immer niedriger. Zusätzlich zu diesen Vorkommen tritt westlich von Kattau, an der Grenze zur Therasburg-Gruppe, ein schmales, maximal 300 m breites Band auf.

Im Thaya-Batholith überwiegen in diesem Gebiet mittel- bis grobkörnige Metagranite. Gelegentlich treten feinkörnige Aplitgranite auf, wie z.B. am Nordhang des Maigner Baches, 500 m E der Kote 365 am Georgiberg und im Westen des Rafinger Feldes. Eine Einschaltung eines Quarzdioritgneises wurde am Westhang des Georgiberges auskartiert.

Die Aufschlussverhältnisse sind im Durchschnitt eher schlecht. Eine Reihe guter Aufschlüsse findet man jedoch am nördlichen und südlichen Hang des tief eingeschnittenen Grabens des Maigner Baches östlich von Kattau. Am Ende dieses Grabens W Kleinjetzelsdorf befindet sich zusätzlich ein großer, etwa 120 m langer, aufgelassener Steinbruch. Darüber hinaus findet man drei kleine (40 m im Radius), aufgelassene, zum Teil mit Bauschutt verfüllte Granitgruben unmittelbar NE der Kote 368 in der Sonnleiten. Kleinere Aufschlüsse mit typisch rundlich verwitternden Metagraniten findet man verstreut im östlichen Ortsgebiet von Kattau und südöstlich von Rafing.

Gesteine der Therasburg-Gruppe bestehen am Kartenblatt fast ausschließlich aus einer Wechsellagerung von Glimmerschiefer und unterschiedlich mächtigen Quarzitzügen. Die Abfolge dieser Paragesteine streicht kontinuierlich über den ganzen westlichen Teil des kartierten Blattes in N–S- bis NNE–SSW-Richtung und fällt dabei mittelsteil nach W bis WNW ein. Innerhalb der Quarzitzüge schalten sich besonders im Westen z.T. Meter-mächtige Aplitgänge ein. Darüber hinaus treten auch kleinere Vorkommen von Granitgneise auf, und zwar im Graben des Viehgrabenbaches südlich der Eisenbahnstrecke, wie auch nordwestlich vom Wetterkreuz.

Die Gesteine der Therasburg-Gruppe erstreckten sich im kartierten Gebiet von der westlichen Ecke der Felixäcker bis in den östlichen Hang des Kroisgrabens. Die Äcker unmittelbar nördlich davon führen Lehme mit Bruchstücken von Paragesteinen. Glimmerschiefer und eingeschaltete Züge von Quarzit sind im gesamten Wald westlich und südwestlich von Missingdorf bis zum Viehgrabenbach im Süden verbreitet. Der sanft nach ESE geneigte Hang namens Lüß südlich Missingdorf zeigt z.T. bis zur Bahnlinie Paragesteine der Therasburg-Gruppe. Die lokale Geomorphologie wird dabei stark durch die unterschiedliche Verwitterungsbeständigkeit der Paragesteine geprägt, Während die Quarzite als kleine Hügelreihen hervortreten, bilden die Glimmerschiefer dazwischen Ebenen und Depressionen. Bei den Paragesteinen dominieren die Glimmerschiefer. Die Quarzit-Einschaltungen sind in der Regel 20 bis 40 m mächtig, obwohl im Kroisgraben, wie auch in der Flur „Lüß“, auch mächtigere Züge auftreten können.

Der beste Aufschluss in der Therasburg-Gruppe befindet sich im künstlichen Einschnitt der Bahn westlich der Straße von Kattau zum Wetterkreuz. Dort können auf einer Strecke von etwa 100 m die Glimmerschiefer eingesehen werden. Unweit südlich davon zeigt der nördliche Hang des Viehgrabenbaches auf einer Strecke von ca. 300 m eine Reihe guter Aufschlüsse in den Paragesteinen. Bachabwärts ist knapp unterhalb an drei Stellen kleinräumig der Durchbruch durch die Metagranite zu sehen. In den Quarzitzügen im Wald NW vom Wetterkreuz befinden sich kleine, verlassene Gruben, wo zur früheren Zeiten das Material abgebaut wurde. Die größte dieser Gruben (40 x 100 m) befindet sich südlich der Straße nach Kattau, am Waldrand, 500 m ESE vom Wetterkreuz. In den Quarziten ist dort ein mächtiger Aplitgang eingeschaltet. Weitere solche Aplitgänge findet man südlich davon am Nordhang des Viehgrabenbaches, sowie im Wald östlich vom Kroisgraben. Gute Quarzitaufschlüsse findet man auch am Osthang des Kroisgrabens.

Miozäne Ablagerungen

Die marinen Sedimente zeigen eine für die Region typische Abfolge des Oberen Eggenburgiums. Die ältesten Teile werden dabei durch die basalen, schlecht sortierten, sandigen Pelite der Kühnring-Subformation gebildet. Darauf folgen die gröberen, seicht-marinen Siliziklastika der Burgschleinitz-Formation, welche von pelitischen Feinsanden der Gauderndorf-Formation überlagert werden. Nach einer kurzzeitigen Regression folgt darüber sowie auch direkt auf dem kristallinen Grundgebirge ein erneuter Meeresvorstoß. Dabei wird die randliche, vorwiegend karbonatische Sedimentation der Zogelsdorf-Formation mit fortschreitender Transgression durch offen-marine Tone und Mergel der Zellerndorf-Formation im oberen Abschnitt ersetzt.

Die basale Parasequenz mit Kühnring-, Burgschleinitz- und Gauderndorf-Formation wird aufgrund des Erstauftretens einer typischen Molluskenfauna des mediterranen Burdigaliums (e.g. *Macrochlamis holgeri*) mit dem Oberen Eggenburgium korreliert. Obwohl auf dem kartierten Blatt kein biostratigraphischer Marker gefunden werden konnte, ist trotzdem eine klare litho- und biofazielle Korrelation gegeben.

Die anschließende, darüber folgende Transgression ist auch im Kartierungsgebiet durch die grobdedritischen Lagen an der Basis der Zogelsdorf-Formation charakterisiert. Das Erstauftreten von *Pecten hornensis* definiert biostratigraphisch ihre Position in den oberen Teil des Ober-Eggenburgiums.

Im kartierten Gebiet liegt die Zellerndorf-Formation immer am Top der Zogelsdorf-Formation. Möglicherweise handelt es sich dabei um eine eigene Parasequenz. So wird in einem Kelleraufschluss im Westen von Missingdorf die Basis der Mergelfolge durch eine Feinkies- bis Grobsand-Lage gebildet. Die Zellerndorf-Formation, welche östlich der Eggenburger Bucht zum offenen Molasse Meer hin mit der Zogelsdorf-Formation verzahnt, wird dort ins Ober-Eggenburgium bis Unter-Ottnangium gestellt (ROETZEL et al., 1999).

Miozäne Sedimente findet man über das ganze kartierte Gebiet verstreut. Während die widerstandsfähigen Karbonate der Zogelsdorf-Formation eine große Verbreitung haben, sind die Sande der unteren Parasequenz eher unterrepräsentiert. Auch die abschließenden Tone der Zellerndorf-Formation sind eher spärlich vertreten.

Anhand von Angaben von Herrn Dr. G. SCHÄFFER (Missingdorf) über ältere ehemalige Aufschlüsse im Ortsgebiet von Missingdorf konnte auch dort die Verbreitung der Kühnring-Subformation festgelegt werden. Die tonigen Sedimente, welche immer wieder bei Hausbauten und auch bei der Errichtung des großen Teiches im Ortszentrum freigelegt waren, führen eine typisch verarmte Molluskenfauna mit Massenauftreten von *Granulolabium plicatum*.

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

Das häufige Vorkommen dieser Algen weidenden Schnecken definiert den Faziesbereich eines flachen, schlammigen Strandes unterhalb der mittleren Hochwasserlinie.

Die Burgschleinitz-Formation ist charakterisiert durch schlecht sortierte, meistens grobkörnige Sande mit einer seichtmarinen Molluskenfauna. Dabei ist das Vorkommen weißer, aragonitischer Molluskenschalen sehr charakteristisch. Ihre Reste findet man leicht auch in den schlecht aufgeschlossenen Vorkommen. Ihr Auftreten ist im Gelände oft ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal gegenüber sandigen Partien der Zogelsdorf-Formation.

Auf dem kartierten Blatt konnte die Burgschleinitz-Formation in den topographisch tieferen Teilen der Felixäcker, im Raum Kattau und in Ortsgebiet von Missingdorf kartiert werden. Westlich der südlichen Dorfausfahrt von Kattau fanden sich in einer sandigen Partie eines Ackers häufig große Exemplare von *Protoma cathedralis*. Weitere Vorkommen von Burgschleinitz-Formation finden sich entlang der Kellergasse, an der Straße nach Missingdorf. Die grobsandige Fazies mit einer reichen Molluskenfauna mit *Isognomon rollei* weist auf ein flaches, wellenbewegtes Meer hin. Gute Aufschlüsse finden sich in den Weinkellern sowie auch im Hinterhof des ersten Haus an der Ostseite der Kellergasse. Die Nordwand des Hofes zeigt dabei die Überlagerung der Burgschleinitz-Formation durch die Gauderndorf-Formation. Der Aufschluss zeigt die oberen 160 cm der Burgschleinitz-Formation als eine fining-upward-Folge. Deren unterer Teil besteht dabei aus einem Molluskenschill in grober, sandiger bis kiesiger Matrix. Über einer geringmächtigen Tonlage folgt darüber ein makrofossilreicher, normal gradierter, schlecht sortierter, grobsandig-toniger Mittel- bis Feinsand. Im unteren Schill dominieren Einzelklappen von *Ostrea digitalina*. Weitere disartikulierte Reste typischer Seichtwasservertreter wie *Cordiopsis incrassatus, Isognomon rollei* und *Natica* sp. sind ebenfalls vertreten. Im oberen Teil ist auch weiterhin *Isognomon rollei* vorhanden. Die Dominanz von *Ostrea digitalina* spricht für die unmittelbarer Nähe eines felsigen Littorals. *Isognomon rollei* bevorzugt ebenfalls einen festen Untergrund zum Anheften. Tatsächlich taucht etwa 10 bis 20 m östlich davon eine kleine Kristallinkuppe an der Oberfläche auf.

Ein weiteres Vorkommen der Burgschleinitz-Formation befindet sich ca. 100 m SSE der Kapelle an der Straße nach Missingdorf, oberhalb der Kellergasse. Im Ortsgebiet von Missingdorf überlagert die Burgschleinitz-Formation die Kühnring-Subformation. In einer ehemaligen, heute verbauten Sandgrube westlich des Feuerwehrturmes wurden von Prof. Dr. F.F. STEININGER (mündl. Mitteilung) fossile Seekuhreste geborgen. Am oberen Teil eines Ackers östlich der südlichen Ortseinfahrt führen gelbe, schlecht sortierte Feinsande häufig *Mytilus aquitanicus*.

Die Gauderndorf-Formation überlagert im Kartierungsgebiet die Burgschleinitz-Formation, kann aber auch z.T. direkt dem Kristallin aufliegen. Es sind gelbliche bis graue Feinsande und Silte. Sie führen häufig eine dünnschalige Bivalvenfauna, welche durch *Tellina planata* dominiert wird. Die Bivalven findet man häufig in Lebensstellung. Manchmal sind die aragonitschaligen Mollusken diagenetisch gelöst. Dann führen die makrofossilleeren Sande bis zu 20 cm große, unregelmäßig ovale bis kugelige Konkretionen, die typisch in Horizonte angereichert sind. Daher wurden früher diese zwei Lithotypen als Tellinensande und Mugelsande bezeichnet (z.B. SCHAFFER, 1913).

Im Kartierungsgebiet ist die Gauderndorf-Formation auf den südlichen Teil des kartierten Blattes im Gebiet Felixäcker, Kattau und Georgiberg beschränkt. Im Raum Missingdorf ist sie dagegen nicht vertreten.

Die Fazies der Tellinensande ist besonders typisch in Kattau in der Kellergasse an der Straße nach Missingdorf. Im schon vorher erwähnten Aufschluss am Beginn der Kellergasse sind sie in einer Mächtigkeit von ca. 4 m aufgeschlossen. Die unregelmäßig wellige Untergrenze fällt Richtung Westen leicht ein. Die Feinsande führen Feinkies in Taschen und geringmächtigen Einlagerungen. Doppelklappige Individuen von *Tellina planata* in Lebensstellung sind häufig. *Turritella vermicularis* und *Plastomiltha multilamellata* sind ebenfalls vertreten. Diese Fauna weist auf die Umweltbedingungen des Vorstrandbereiches in einer flachen Bucht hin. Die Fazies der makrofossilleeren Mugelsande ist in den Kellern der südlichen Kellergasse von Kattau gut aufgeschlossen.

Eine bisher unbekannte Faziesabfolge der Gauderndorf-Formation konnte in einem Keller im Garten westlich des Schlosses von Kattau gefunden werden. Die Tellinensande werden dort durch einen 50 cm mächtigen Feinsand mit häufigen *Granulolabium plicatum* überlagert. Die Abfolge spricht für ein shallowing upward, wobei der Ablagerungsraum vom Vorstrand in den Strandbereich wechselte.

Unter den Ablagerungen des marinen Miozäns hat die Zogelsdorf-Formation die größte Ausbreitung am kartierten Blatt. Man findet sie besonders gut entwickelt in einer rund 1 km breiten Zone entlang des NNE–SSW-streichenden Granitrückens von Rafing im Norden über das Rafinger Feld und die Sonnleiten bis nach Kattau und am Georgiberg südlich des Maigner Baches. Im Süden des Kartenblattes finden sich kleinere Vorkommen in den Felixäckern. Die große Fläche nördlich des Viehgrabens ist die westliche Verlängerung der zusammenhängenden Bedeckung, welche sich vom nördlichen Ortsgebiet von Kattau bis zur Sonnleiten erstreckt. Im Raum Missingdorf wurden weitere, massive Vorkommen auskartiert. Zusätzlich konnte dort im östlichen Teil des Ortes die Überlagerung durch die Zellerndorf-Formation studiert werden. Schließlich wurde auf den Feldern ESE des Wetterkreuzes eine fossilleere, vermutlich marine Feinkiesfazies auskartiert, die möglicherweise altersgleich mit der Zogelsdorf-Formation ist. Ähnliche Sedimente liegen nordöstlich Missingdorf beiderseits der Umfahrungsstraße.

Die Zogelsdorf-Formation liegt transgressiv auf der älteren miozänen Parasequenz sowie auch dem kristalline Grundgebirge auf. Im Raum Missingdorf überlagert sie die Burgschleinitz-Formation, auf den Felixäckern und in Kattau die Gauderndorf-Formation. Am kartierten Blatt liegt die Zogelsdorf-Formation jedoch am häufigsten direkt dem Kristallin auf. Besonders schöne Beispiele dafür sind die breiten Säume aus Zogelsdorf-Formation um die granitischen Kuppen im Osten des Blattes nordöstlich von Kattau. Offensichtlich reichte der Wasserstand der erneuten Transgression höher als jener der älteren Parasequenz.

Die Basis der Zogelsdorf-Formation ist transgressiv und durch eine unterschiedlich mächtige, siliziklastische Einlagerung charakterisiert. Diese Sande und Kiese werden von dedritischen Corallinaceenkalken überlagert. Für die Fossilführung ist die komplette Auflösung aragonitischer Schalenreste charakteristisch. Die kalzitischen Vertreter der Molluskenfauna sind somit nur ein Ausschnitt der primären Faunengemeinschaft. Mollusken sind daher besonders gut durch die Pectiniden und Ostreen vertreten. Häufig und typisch für die Zogelsdorf-Formation sind die durch *Pecten hornensis* dominierten Lagen. Diese Art ist unbekannt aus älteren Schichtgliedern. Weiters treten *Macrochlamis holgeri* und *Aequipecten scabrellus* auf. Ostreen sind durch vollmarine Vertreter repräsentiert (e.g. *Ostrea lamellosa*), wobei die brackischen Vertreter durchgehend fehlen (e.g. *Crassostrea gryphoides*). Außerdem ist eine vollmarine, sublitorale Vergesellschaftung mit dickschaligen Veneriden (e.g. *Callista italica, Cordiopsis incrassatus*) und Glycimeriden (*Glycymeris fichteli*), sowie großwüchsigen Turritelliden (e.g. *Protoma cathedralis*) typisch. Weitere typische biogene Elemente sind durch Balaniden, Celeporiden, Bryozoen und Echinidenreste repräsentiert. Die taxonomische Zusammensetzung wie auch die taphonomischen Merkmale der Fossilführung

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

(Sturmlagen, proximale Tempestite) deuten auf die küstennahe Position des Ablagerungsraumes im seichten Sublitoral oberhalb der Sturmwellenbasis hin. Darüber hinaus weisen die Corallinaceenkalke auf eine Sedimentation in geschützter Lage, vermutlich in einer Meeresbucht mit wahrscheinlicher maximaler Wassertiefe von 25 m hin.

Die Zellerndorf-Formation ist im kartierten Gebiet sehr spärlich vertreten. Die Vorkommen sind auf das westliche Ortsgebiet von Missingdorf und das südwestliche Rafinger Feld nördlich von Kattau beschränkt.

Darüber hinaus zeigt ein kleiner Straßenaufschluss am Waldrand in der südwestlichen Böschung der Straße vom Kattau zum Wetterkreuz die dunkelgrünen, tonigen Mergel, welche hier ebenfalls der Zellerndorf-Formation zugeordnet wurden. Nördlich von Kattau konnten diese Mergel in den Feldern klar von der umgebenden Lössbedeckung abgegrenzt werden, obwohl nirgends ein Aufschluss gefunden werden konnte. Sie fallen im frisch geackerten Feld durch ihre dunkelgraue bis schwarze Farbe, die kleinen, unregelmäßigen Eisenoxidkonkretionen und durch eine typische, klebrig-tonige Konsistenz des Bodens auf.

Im westlichen Teil von Missingdorf konnte die Überlagerung der Zogelsdorf-Formation durch die Zellerndorf-Formation in einigen Aufschlüssen studiert werden. Bei einem Kellerbau südlich der Hauptstraße wurde ein 4 m tiefer Aufschluss freigelegt. Über dem grauen Sand der Burgschleinitz-Formation folgt dort ca. 140 cm mächtige Zogelsdorf-Formation. Ihr unterer Teil ist für das kartierte Gebiet typisch Kies führend und siliziklastisch entwickelt, wobei nur die obersten 40 cm die kalkige, biogenreiche Fazies zeigen. Darüber folgt, einer scharfen Grenze und einem geringmächtigen, unregelmäßigen Geröllhorizont auflagernd, mit ca. 150 cm Mächtigkeit die Zellerndorf-Formation. Sie zeigt ein fining upward mit braunem Silt bis Feinsand im unteren Teil und grauen, siltigen Ton im oberen Teil der Abfolge.

Einer der nördlich folgenden Keller lässt ein noch stärker ausgeprägtes fining upward an der Basis der Zellerndorf-Formation erkennen. Der tonige Silt bis Feinsand überlagert dort einen schlecht sortierten Grobsand, welcher aus einem Kiespaket an der Basis der ca. 2 m mächtigen Abfolge graduell hervor geht.

Ein derartiger siliziklastischer Eintrag an der Basis der Zellerndorf-Formation weist auf einen erneuten Meeresspiegelvorstoß hin. Dieser beendete die Stillstandsphase während der karbonatreichen Sedimentation der oberen Zogelsdorf-Formation.

Pleistozäne Ablagerungen

Das kartierte Gebiet wurde im Pleistozän weitgehend mit äolischen Sedimenten zugeweht. Mit Ausnahme der topographisch herausragenden Kristallinkuppen sind die Lösssedimente weit verbreitet, besonders auf den weiten Flächen zwischen Kattau, Rafing und Missingdorf. Die Aufschlüsse sind trotzdem sehr spärlich und hauptsächlich auf das Ortsgebiet von Kattau beschränkt. Die maximale beobachtete Mächtigkeit war ca. 4 m in der Straßenböschung der südlichen Kellergasse von Kattau. Im Südwesten des kartierten Blattes treten in den Feldern verstärkt Flächen mit bis zu faustgroßen Lösskindeln auf. Diese sind wahrscheinlich auf dort angeschnittenen Paläoböden zurückzuführen. Starke Verlehmung der äolischen Sedimente wurde besonders in Waldgebieten wie auch in der Nähe des Kristallins festgestellt. Besonders stark ist die Fläche des Hanges der Flur „Lüß“ südlich Missingdorf betroffen, wo dem verlehmten Löss sehr viel Kristallinbruch beigemengt ist.

Holozäne Ablagerungen

Fluviatile und deluvio-fluviatile Ablagerungen in den Bachläufen und periodisch durchflossenen Dellen bestehen zum Großteil aus verlehmten Tonen, Sanden und Kiesen. Sie bilden ein dichtes Netz im kartierten Gebiet. Ein kleiner Teil des ursprünglichen Gewässernetzes konnte nicht mehr auskartiert werden. Dies betrifft vor allem den Verlauf der ehemaligen Rinnen auf dem Rafinger Feld, welches später durchgehend geebnet und kultiviert wurde. Auf dem kartierten Blatt dominiert weitgehend das WNW–ESE-Streichen der fluvialen Täler; die Entwässerung erfolgt gemäß dem Relief nach Osten. Manche der noch im 19 Jhdt. vorhandenen Bäche, wie z.B. der Bach von den Felixäckern, wurde inzwischen umgeleitet.

Anthropogene Ablagerungen sind überwiegend auf die Bauschuttdeponien in aufgelassenen Steinbrüchen beschränkt (z.B. Sonnleiten). Eine nicht mehr aktive, große Mülldeponie befindet sich östlich Kattau bzw. nördlich des Maigner Baches. Weiträumigere Aufschüttungen erfolgten in Folge des Bahn- und Straßenausbaues. Eine kleinräumige Anschüttung wurde im Westen des Rafinger Feldes auskartiert, die möglicherweise auf einen aufgelassenen Weg zurückzuführen ist.

Blatt 32 Linz

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 32, Linz

PETER DOBLMAYR
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Aufgenommen wurde eine Fläche von ca. 7 km² der Lichtenbergscholle N von Linz mit der Begrenzung Wildberg – Eidenberg – Lichtenberg – Maierdörfl – Haselgraben. Das Kristallin ist dort nahezu überall mit gering verlehmter Braunerde (teilweise podsolig) bedeckt, auf Wiesen und in Äckern ca. 0,5 m mächtig, im Wald nur ca. 0,25 m. Die Rodung folgte offensichtlich der Tiefgründigkeit der Böden. In Vernässungszonen ist eine stärkere Verlehmung festzustellen.

An zwei größeren Baustellen (Kanalisationskünette, ausgehend von der Kirchschlager Bezirksstraße, Seehöhe 500 m, auf 300 m Länge nach NW und eine Hofterasse W selbiger Straße, Seehöhe 690 m) war ersichtlich, daß der Boden einem Blockschutthorizont aufliegt. Es ist anzunehmen, daß das gesamte Kartiergebiet im letzten Periglazial Solifluktionsbereich war, mit entsprechend diffuser Zuordnung von Lesesteinen zum Anstehenden.

Anstehendes findet sich im Gipfelbereich der flachen Waldkuppen, in den steilen Hängen der tief eingeschnittenen Täler und an Straßen- und Forstwegböschungen. 200 m NNW vom „Rotem Kreuz“ befindet sich ein aufgelassener Steinbruch. In Bachbetten liegt Blockschutt, die Waldflächen sind übersät mit Blöcken >20 cm. Die mittlerweile gut meliorierten Wiesen sind praktisch steinfrei, auch die umgepflügten Äcker weisen kaum Steine > 20 cm auf.

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

Das Gebiet besteht praktisch nur aus Perlgneis. Im Perlgneis eingelagert finden sich immer wieder geringmächtige, feinkörnige Paragneislagen, z.T. auch Kalksilikatlinsen (mit bis 5 mm dicken, hellfarbigen Krusten) und grobkörnige, vermutlich restitische Quarzknauern.

Die von SCHADLER im Kartiergebiet unterschiedenen Perlgneisvarianten (Ader-, Cordierit-, Granit-, Hornblende-Perlgneis, Schiefergneis-Intrusivbrekzie) konnten bei der jetzigen Begehung nicht nachvollzogen werden.

Im Anstehenden unterscheidbar war aber ein massiger Perlgneis (überwiegend massig, granitähnlich) und ein streifiger Perlgneis (z. T. massig, mit vermehrtem Auftreten von streifig-geregelten Anteilen). Das Gebiet mit streifigem Perlgneis befindet sich einerseits in 800 m Seehöhe bei der Eidenberger Alm, andrerseits in 450–600 m Seehöhe nördlich der Speichmühle.

In der Nähe des Gasthauses Eidenberger Alm tritt ein kleiner Pegmatit mit Quarz und Muskovit zutage. Nördlich der Speichmühle wurde beidseitig des Haselbaches Mylonit anstehend gefunden, ebenfalls bei der Abzweigung der Durstbergerzufahrt von der Kirchschlager Bezirksstraße.

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Donautal auf Blatt 32 Linz

MANFRED LINNER

Die geologischen Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 32 Linz wurden im Hinblick auf verschiedene grundlegende sowie aktuelle angewandte Fragestellungen begonnen. Einerseits ist die lithologische Gliederung der Migmatite, die traditionell als Perlgneise bezeichnet wurden, bei SCHADLER (1952, 1964) in einer Weise idealisiert dargestellt, dass diese im Gelände kaum nachvollziehbar ist. Über die duktilen Strukturen der Migmatite ist außer der regionalen Lagerung wenig bekannt. In groben Zügen sind die spröden Strukturen bekannt, eine durchgehende Aufnahme mit Berücksichtigung der Mehrphasigkeit soll ein tieferes Verständnis für die Sprödtektonik ermöglichen. Andererseits treten in einem Ballungsraum wie Linz angewandte Fragestellungen verschiedenster Art in den Vordergrund, die zeitgemäß fundierte Grundlagen verlangen. Als ein größeres Vorhaben sei beispielshalber das Projekt Linzer Westring (A26) genannt, der über längere Strecken im kristallinen Untergrund verlaufen soll.

Zum Beginn der Kartierungen wurde das Donautal zwischen Linz – Urfahr und Margarethen – Puchenau gewählt, da dort die Migmatite vollständig aufgeschlossen und damit lithologisch und strukturell bestens zu charakterisieren sind. Die Gesteine streichen regional quer zum Donautal, damit ist auch ein Profil durch die Migmatite aufgeschlossen. Nördlich der Donau wurde von den Urfahrwänden bis zur Hohen Straße und zum Rehgraben kartiert. Die Leiten südlich der Donau wurden vom Römerberg bis westlich Margarethen aufgenommen und am Freinberg wurde die Kartierung auf den gesamten Rücken Richtung Stadion ausgedehnt.

Das kartierte Gebiet wird von Migmatiten aus Paragneisen eingenommen, wobei der Grad der Aufschmelzung naturgemäß variiert. Migmatischer Paragneis und homogener Migmatit wechseln oft kleinräumig. Darin sind Restitschollen aus feinkörnigem Paragneis und Quarzit nicht selten, örtlich ist Schollenmigmatit ausgebildet. Auch basische Restite treten mitunter als Schollen auf. Vorwiegend im Bereich homogener Migmatite können Zonen mit porphyrischem Kalifeldspat ausgeschieden werden. In geringer Menge und gleichwohl regional verbreitet sind schließlich grobkörnig pegmatoider Migmatit und diskordanter Pegmatit.

An duktilen Strukturen sind eine reliktische Schieferung in migmatischen Paragneisen und Restitschollen zu beobachten, sowie eine migmatische Schieferung im homogenen Migmatit. Die spröden Strukturen zeigen mehrphasige Entwicklung an. Eine sinistrale Störungszone gibt den Verlauf des Donautales vor. Überprägend und ebenfalls markant ist ein dextral kataklastisches Störungsmuster, wobei eine markante Störung den Rehgraben durchzieht und den Freinberg östlich begrenzt. Als jüngste Phase im Kristallin sind vertikale Bewegungen parallel zur Schieferung, beispielsweise am Römerberg, auszumachen.

Bei der Darstellung auf der Manuskriptkarte wurde eine differenzierte Darstellung gewählt, in der Aufschluss und anstehendes Gestein von der Lesesteinkartierung unterschieden ist. Dabei ist die Gliederung der Migmatite freilich nur in besser aufgeschlossenen Gebieten möglich, die Kartendarstellung dafür gut nachvollziehbar. Die Unterscheidung zwischen stark in situ verwittertem Kristallin von umgelagertem Verwitterungsmaterial ist bei einer Lesesteinkartierung schwierig. Die Abgrenzung erfolgte durch Kombination der sporadischen Aufschlüsse mit der Morphologie.

Der detaillierte Bericht gliedert sich in die Beschreibung von Lithologie und Struktur mit regionaler und lokaler Bezugnahme, und eine Diskussion. Kurz werden auch Beobachtungen zur Bedeckung zusammengefasst, also oligozäne und miozäne Sedimente sowie quartäre Ablagerungen.

Lithologie

Die Migmatite aus Paragneisen können im lithologischen Erscheinungsbild rasch wechseln. Charakteristisch sind einerseits feinerkörnige migmatische Paragneise mit deutlichem, reliktischem Parallelgefüge, durch reichlich Biotit markiert, und anderseits gröberkörnige, homogene Migmatite, die feldspatbetont sind. Der Wechsel kann sich im Maßstab von Dezimeter bis Zehnermeter vollziehen. Größere einheitliche Bereiche sind in der Karte mit Übersignaturen gekennzeichnet. Beispielsweise treten migmatische Paragneise beiderseits vom Rehgraben und in den Donauleiten westlich der Stadtgrenze bei Margarethen in den Vordergrund, homogene Migmatite hingegen in den Felswänden westlich der Stadteinfahrt Urfahr und in den Donauleiten zwischen Freinbergwarte und Zaubertal.

Die Struktur der migmatischen Paragneise ist lagenförmig (stromatisch) bis nebulitisch (MEHNERT, 1968), dementsprechend brechen sie bevorzugt entlang von reliktischen, Biotit-reichen Domänen. Die homogenen Migmatite lassen kaum reliktisches Parallelgefüge erkennen, Biotit ist regellos verteilt, die Feldspäte sind teilweise idiomorph und entsprechend dem homogen massigen Gefüge ist der Bruch stärker isometrisch. Dem Grad der Aufschmelzung folgend sind die migmatischen Strukturen variabel, sowohl scharf abgrenzbar wie durch Übergänge miteinander verbunden.

Mineralogisch setzen sich die migmatischen Gesteine im Wesentlichen aus Granat, Cordierit, Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz zusammen. Feinkörniger Granat ist in restitischen Lagen der migmatischen Paragneise, sowie in Schollen im homogenen Migmatit verbreitet. Im nebulitischen und homogenen Migmatit kann Granat mitunter als Relikt in Feldspat eingeschlossen sein. Selten ist im Neosom Granat als migmatische Bildung zu beobachten. Reichlich Cordierit kann als charakteristisch für die migmatischen Paragneise gelten, speziell in nebulitischen Bereichen, hingegen ist in homogenen Migmatiten kaum Cordierit enthalten. Im Neosom mit nebulitischer Struktur lässt sich Melanosom aus Cordierit, Quarz und Biotit von Leuko-

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

som mit Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz unterscheiden. Cordierit ist oft von Muskovit und grünem Biotit überwachsen, beziehungsweise zu Pinit umgewandelt, einem feinstschuppigen Sericit-Chlorit-Gemenge. Rekristallisierter Biotit zeichnet das reliktische Parallelgefüge nach, im aufgelösten Gefüge bildet Biotit regellose Aggregate. Der Anteil an Kalifeldspat wechselt stark, in restitischem Gneis gering, im nebulitischen Migmatit stark wechselnd, dabei grobkörnig xenomorph ausgebildet und am größten im homogenen Migmatit. Im Letzteren erweisen sich die Korngrenzen von Kalifeldspat und Plagioklas am stärksten idiomorph, besonders in gröberen Partien. Anzumerken bleibt ein auffällig hoher Apatitgehalt im Neosom. Als sehr untergeordnete reliktische Mineralphase kann Sillimanit in Domänen mit Granat und Biotit enthalten sein, als Fibrolith in Plagioklas eingeschlossen. Als sekundäre Minerale, bezogen auf die Migmatisierung der Gesteine, sind Muskovit und Chlorit anzuführen, wobei die nebulitischen Migmatite von der Rehydratisierung stärker betroffen erscheinen.

Gesteine, die scharf begrenzt im Migmatit auftreten, werden als Schollen bezeichnet. Meist zeigen sie oval-rundliche Formen mit einer Größe von Dezimeter bis Halbmeter, mitunter einigen Metern. Als Beispiele für Schollen sind anzuführen: feinkörniger und quarzreicher Biotit-Paragneis, grauer Quarzit mitunter plattig brechend, prä-migmatisches Quarzmobilisat, Granat-Biotit-Paragneis und gebänderter Paragneis. Allesamt sind die Schollen reich an Quarz oder Biotit. Quarzitische Schollen können statt Biotit auch Amphibol führen, also in der Zusammensetzung Richtung Kalksilikat vermitteln. Westlich von Margarethen treten sporadisch Kalksilikatschollen auf. Dominiert sind diese graugrünlichen, zähharten Gesteine durch Amphibol und Plagioklas, hinzu kommt Diopsid und weniger Quarz als Plagioklas. Zu finden sind Schollen sporadisch im homogenen Migmatit, zumeist subparallel eingeregelt. Bei einer Anhäufung von Schollen sind diese ungeregelt, die Struktur inhomogen und der Migmatit teilweise grobkörnig. Migmatite mit deutlicher Schollenstruktur sind an der Zufahrt zum ehemaligen Steinbruch Spatzenbauer und am Felssporn, der westlich vom Römerbergtunnel zur Bundesstraße reicht, aufgeschlossen.

In Gebieten, wo migmatische Paragneise in nur geringem Maß von homogenem Migmatit durchsetzt sind, finden sich auch mächtigere Gneislagen, die kaum migmatisch sind. Im Nordhang vom Freinberg sind mehrfach Einschaltungen von feinkörnigem Paragneis aufgeschlossen, an Quarz und Plagioklas betont, homogen und wenig geschiefert. Zum Migmatit sind sowohl scharfe Grenzen mit Biotitanreicherung am Rand vom Paragneis als auch nahtlose Übergänge entwickelt. In den Urfahrwänden ist im Bereich des Königsweges, von dem westlich vom ehemaligen Steinbruch Spatzenbauer ein Stück erhalten ist, ein Granat-Biotit-Gneis mit einer Mächtigkeit von 10 bis 20 Metern eingelagert. Auffällig sind die Augentextur und eine sehr schwache migmatische Beeinflussung, feinkörniger Granat ist reichlich und auch etwas Kalifeldspat ist enthalten. Südlich der Donau ist in einem ehemaligen Steinbruch westlich von Margarethen ein ähnlicher Gneis aufgeschlossen, etwa 7 m mächtig im migmatischen Paragneis eingelagert. Neben der Augentextur mit einem nur in Ansätzen aufgelösten Gefüge zeigt sich eine feine Bänderung mit feldspatreichen Lagen. Wiederum reichlich ist feinkörniger Granat.

Bevorzugt im homogenen Migmatit, mitunter auch in gröberen Migmatiten mit deutlichem Restitgefüge oder Schollen, treten sporadisch porphyrische Kalifeldspäte auf. Dies wurde bei entsprechender Verbreitung durch Übersignatur auf der Karte vermerkt. Oft idiomorph und prismatisch ist eine Korngröße bis 0.5 mal 1.5 cm typisch, bisweilen wird eine Größe von 2 mal 3 cm erreicht. Die Orientierung der Kalifeldspäte kann bisweilen subparallel zum Restitgefüge sein. In einem Bauaufschluss am Freinberg, beim Kürnbergweg an der Kante zum Westhang, war eine Anhäufung von grobkörnigen Kalifeldspäten in einer Schliere (0,4 mal 1 m) zu beobachten, vergesellschaftet mit pegmatoiden Bereichen im Migmatit. Dazu ist zu bemerken, dass sehr grobkörniger, feldspatbetonter Migmatit pegmatoid erscheinen kann, wobei sich die Abgrenzung zum konkordanten Pegmatit schwierig gestaltet.

Pegmatite sind vornehmlich als Adern (dm bis 0,5 m) verbreitet, die nicht selten verzweigt sind. Das reliktische Gefüge der migmatischen Paragneise ist dabei konkordant bis deutlich diskordant durchdrungen. Bisweilen treten gangförmige, bis zu 3 m mächtige Pegmatite auf, ungefähr konkordant zur regionalen Lagerung. Die leukokraten, grob- bis riesigkörnigen Gesteine bestehen aus Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz und Biotit. Bei den Feldspäten dominiert der Kalifeldspat, und der Anteil an Biotit variiert stark, von sehr wenig bis zu Biotitpaketen mit 4 cm Durchmesser. Gehäuft sind die Pegmatite in den Urfahrwänden, dem Rücken östlich vom Rehgraben, an der Hohen Straße bei 440 m Seehöhe und im Nordhang zur Donau westlich Margarethen. Als Besonderheit ist ein Pegmatit mit grafischer Verwachsung von Kalifeldspat und Quarz zu erwähnen, die als Schriftgranit bezeichnet wird. Zu finden ist dieser Pegmatit in Form von Lesesteinen auf einem Feld zwischen Rehgraben und Hoher Straße (Seehöhe 410 m). Anzumerken bleibt schließlich, dass die Pegmatite bei Margarethen teils auch sekundären Muskovit führen.

Spärlich sind Amphibolite im Migmatit eingelagert, genauer gesagt als nicht migmatische Schollen im Ausmaß von mehreren Metern. Aufschlüsse finden sich östlich vom Felsvorsprung, der vom Römerberg zur Bundesstraße reicht, und östlich der Kapelle Maria zum Heilbrunn. Auch resistenter gegen Verwitterung wurden bei einem Hausbau am Pöstlingberg, Tabergerweg Nr. 2, Amphibolitblöcke freigelegt. Die dunklen, schwach geschieferten Gesteine sind feinkörnige bis körnige Biotit-Amphibolite, wobei Amphibol und metablastischer Plagioklas mit Tripelpunkten intensive statische Rekristallisation anzeigen. Apatit ist typischer weise reichlich enthalten.

Am Freinberg ist am Weg unterhalb der Barbarakapelle ein feinkörnig graues Ganggestein aufgeschlossen. Der Kontakt zum Nebengestein und die Mächtigkeit ließen sich nicht feststellen. Die Textur ist schwach porphyrisch, wobei Plagioklas und Biotit sowohl Einsprenglinge wie Grundmasse dominieren. Untergeordnet kommen Amphibol als Einsprengling und feinstkörniger Quarz als Zwickelfüllung vor. Der Gang ist wegen des hohen Gehaltes an Plagioklas als Semilamprophyr anzusprechen, und bezogen auf den Mineralbestand als Kersantit zu klassifizieren.

Struktur

Die migmatischen Paragneise und homogenen Migmatite streichen regional NNW–SSE, mittelsteil bis steil ostgerichtet. An Strukturen können unterschieden werden die Schieferung der Paragneise, prä-migmatisch und daher als reliktische Schieferung bezeichnet, und ein migmatisches Parallelgefüge im Neosom. Die reliktische Schieferung ist mittelsteil gegen Nordosten und untergeordnet steil gegen Südwesten gerichtet, das Neosom zeigt steil ostgerichtete Orientierung. Die beiden Strukturelemente sind also ähnlich orientiert und ergeben zusammen die regionale Streichrichtung.

Die Schieferung der Paragneise wird durch biotitreiche Domänen abgebildet, das Gefüge ist reliktisch und die Biotite sind rekristallisiert. In den Schollen ist die Schieferung vergleichbar orientiert wie in den Paragneisen, streut aber stärker. Das Parallelgefüge im Neosom der Migmatite ist weit weniger deutlich, erkennbar an einer schwachen Orientierung der Feldspäte. Eine zusätzliche, post-migma-

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

tische Deformation ist im Dünnschliff ersichtlich, mit feinstkörnig-dynamischer Rekristallisation von Quarz und entlang von Scherflächen im Kalifeldspat. Kühl verformt wird auch Biotit und post-migmatischer Muskovit. Diese Deformation ist auf bestimmte Bereiche beschränkt, wie beispielsweise bei der Stadteinfahrt Urfahr und am Freinberg. Sind Schieferungsflächen entwickelt ist die Orientierung subparallel den älteren duktilen Strukturen.

Die regionale Lagerung lässt lokale Variation erkennen, im Folgenden entlang der Donau von E nach W beschrieben. Nördlich der Donau ist bei der Stadteinfahrt Urfahr das Einfallen einheitlich mittelsteil gegen ENE bis NE, auf der Windflach und den Urfahrwänden südlich davon ist das Einfallen teilweise steiler und es stellt sich zusätzlich südwestliches Einfallen ein, auch mittelsteil. Von den Urfahrwänden östlich der Schiffmühle bis zum Rücken östlich vom Rehgraben und hinauf zur Hohen Straße überwiegt steiles Einfallen gegen Osten bis Nordosten. Im Rehgraben und am Rücken westlich ist schließlich auch wieder steil WSW-gerichtete Lagerung zu messen. Ähnlich sind die Lagerungsverhältnisse südlich der Donau. Am Römerberg und östlichen Freinberg fallen die Gesteine einheitlich mittelsteil bis steil gegen E bis NE ein, in den Donauleiten vom Freinberg kommt steiles WSW-Einfallen hinzu. Die wenigen Aufschlüsse am Freinbergrücken zeigen, dass sich diese Lagerung nach SSE fortsetzt. Von Margarethen bis zu den Donauleiten gegenüber der Kirche Puchenau ist die Schieferung steilstehend E-gerichtet. Insgesamt zeigt sich in Richtung Westen bei gleich bleibender Streichrichtung zunehmend steileres Einfallen.

Falten sind vereinzelt in den migmatischen Paragneisen erhalten und mehr oder weniger aufgelöst in den Migmatiten. Die zugehörigen Achsenebenen orientieren sich parallel zur reliktischen Schieferung beziehungsweise dem migmatischen Parallelgefüge. Die Achsen der dm- bis m-Falten schwanken, beispielsweise subhorizontal N-S-streichend oder mittelsteil gegen E einfallend. Mitunter sind Streckungslineare der reliktischen Schieferung zu erkennen, NW–SE-streichend und flach nach SE einfallend. Im Gegensatz zu diesen reliktischen Strukturen ist das Gefüge im nebulitischen Migmatit völlig aufgelöst. Bei Schollenstruktur können die Schollen verschieden rotiert sein und mit dem Feldspat-betonten Migmatit dazwischen ein ebenfalls recht inhomogenes Gefüge darstellen.

Bei den spröden Strukturen sind drei Phasen zu unterscheiden. Die relativ älteste Phase zeigt sich mit Harnischflächen, die bis zu 1 cm dicken Quarzbelag aufweisen können. Mitunter kommt Muskovit hinzu und die unmittelbare Umgebung kann chloritisiert sein. Diese Harnischflächen können Felswände einnehmen, so Teile vom hoch abgesprengten Felsen in den Urfahrwänden oder bei den Felswänden um den Römerbergtunnel. Westlich Margarethen zeigen die Harnischflächen eine WSW–ENE-Störung an, zwischen Urfahrwänd und Freinberg eine WNW–ESE und beim Römerberg eine SW–NE-streichende. Damit gibt dieses Störungssystem den Verlauf des Donautales vor. Da eine längere diesem System zugehörige Störung zwischen Puchenau und Wilhering den Kürnberger Wald nördlich abgrenzt, soll es als Kürnberg-Störungssystem benannt werden. Die Striemung beziehungsweise die Anwachsrichtung von Quarz sind subhorizontal bis flach E-fallend und die Versetzungsrichtung ist eindeutig sinistral.

Das zweite, ebenfalls sehr deutliche Störungssystem, zeigt sich mit Scherzonen und Harnischflächen mit grauschwarzem Kataklasit. Die Scherzonen sind typischer weise wenige dm bis 1,5 m breit und grauschwarzer Kataklasit belegt die Harnischflächen. Auf überprägten Schieferungsflächen und älteren Harnischflächen hat sich meist weniger Kataklasit entwickelt. Eine morphologisch sehr deutlich wirksame Störung durchzieht NNW–SSE-streichend den Rehgraben. Diese setzt sich südlich der Donau, den Freinberg südwestlich begrenzend, fort und wird daher als Freinberg-Störung benannt. Eine weitere NW–SE-Störung ist zwischen Römer- und Freinberg beziehungsweise östlich der Windflach zu erkennen. Mehrere kleine N–S-streichende Störungen sind als synthetische Scherflächen zu interpretieren, markant beispielsweise die Störung von der Donau ins Zaubertal. Auch sind Harnischflächen dieses Störungssystems im gesamten Gebiet anzutreffen, gelegentlich ältere Harnischflächen mit Quarzbelag überprägend. Der Bewegungssinn ist dextral, bei flach südlich geneigter Striemung.

Am Römerberg und in Urfahr im Bereich Bahnübergang Rudolfstraße ist die relativ jüngste spröde Deformation merklich. Vorgegebene Flächen wie Schieferung, Kluftflächen oder ältere Harnischflächen wurden nachbewegt, Kataklasit hat sich dabei kaum gebildet. Auf etwa N–S-orientierten Flächen zeigt sich bei mittel bis steil fallender Striemung abschiebende Bewegung auf E-gerichteten und mitunter aufschiebende auf W-gerichteten Flächen.

Metamorphose und Deformation

Verbreitet ist Granat in restitischen Schollen und biotitreichen Domänen der migmatischen Paragneise, zumeist etwas resorbiert zu Plagioklas und Biotit. Granat kann auch im Melanosom auftreten und ist dort teilweise zugunsten Cordierit abgebaut und von diesem umschlossen. Cordierit ist das bestimmende Mineral der Migmatite, reichlich im nebulitischen Migmatit und umso weniger, je homogener der Migmatit. Diese charakteristische Cordieritführung und die Abwesenheit von primärem Muskovit in den Paragenesen weisen auf „dehydration melting“ als maßgeblichen Prozess der Migmatitbildung. Kalifeldspat und Plagioklas dominieren das Neosom und sind im homogenen Migmatit zunehmend idiomorph. Im Zuge der Rehydratisierung werden Muskovit und Chlorit als sekundäre Phasen gebildet.

Die Strukturen der aufschmelzenden Paragesteine sind so weit erhalten, dass die regionale Lagerung und auch Detailstrukturen wie Falten erkennbar sind. Bei der Migmatisierung ist dieses ältere Gefüge völlig rekristallisiert, so dass es als reliktisch bezeichnet werden kann. Lokal kann das Gefüge durch die Migmatitbildung aufgelöst sein, insgesamt zeigen die homogenen Migmatite konkordante Lagerung zu den migmatischen Paragneisen und weisen selbst ein schwaches Parallelgefüge auf. Beides sind Hinweise für Aufschmelzung unter Deformation. Eine weitere, post-migmatische Deformation, die auch sekundären Muskovit kühl verformt, bleibt auf diskrete Bewegungszonen beschränkt.

Markant sind bei den spröden Strukturen zwei morphologisch wirksame Störungssysteme. Die älteren, sinistral bewegten Störungen (Kürnberg-Störungssystem) geben das etwa W–E-verlaufende Donautal vor, überformt durch dextral bewegte, NNW–SSE-streichende Störungen (Freinberg-Störungssystem). Am Kristallinrand in Linz und Urfahr weisen Harnischflächen auch auf vertikale Bewegungen, die in Zusammenhang mit der Entwicklung der Linzer Bucht zu sehen sind.

Oligozäne, miozäne und quartäre Bedeckung

Es werden Beobachtungen zusammengefasst, die in Aufschlüssen von kleinräumiger Bedeckung am Kristallin beziehungsweise bei der Umgrenzung vom Kristallin gemacht wurden. Oligozäner Linzer Sand überlagert die Migmatite am Römerberg. Ein Aufschluss befindet sich an der Kante zur Donau nördlich der Kreuzung Römerstraße – Johannesgasse bei einem Kellerzugang. Es handelt sich um hellen, glimmerarmen Sand, der homogen feinkörnig bis körnig und gut gerundet erscheint.

Von SCHADLER (1964) den miozänen Phosphoritsanden zugeordnet, lagern Sande den Urfahrwänden östlich Wind-

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

flach und dem Osthang vom Freinberg auf. Ein Aufschluss an der Hohen Straße zeigt eine Wechselfolge von bleichweißem, teils feinkörnigem Sand, der gut sortiert erscheint, mit kaum gerundetem Grobsand mit bis zu 1,5 cm Komponenten aus Verwitterungsgrus. Am Freinberg war in einer Baugrube in der Donatusgasse Nr. 23 hellgrauer, feinkörniger Sand aufgeschlossen. In diesem Aufschluss zeigte sich reichlich Biotit im Sand und eine starke Verlehmung bis 1 m Tiefe.

Ein Rest einer Schotterterrasse, höher als die Älteren Deckenschotter, lagert dem Kristallin westlich der Windflach zwischen 340 und 360 m Seehöhe auf. Der Kies mit überwiegend Quarz und quarzreichen Komponenten ist sehr gut gerundet und sortiert. Älterer Deckenschotter bedeckt die Migmatite südlich Margarethen oberhalb von 280 m Seehöhe. Aufschlüsse mit Kies sind nur an der Kante zur Donauleiten, da die Deckenschotter mächtig mit Lehm und Löss überdeckt sind. Diese Kiese sind polymikt, dabei reich an Quarz und quarzreichen Komponenten und ebenfalls sehr gut gerundet und sortiert. Im auflagernden Lehm sind wiederholt vereinzelte Quarzkiesel enthalten. Lössbedeckung findet sich auf den Deckenschottern südlich Margarethen, am nordwestlichen Rücken vom Freinberg und zwischen Windflach und Rudolfstraße. Der teilweise verlehmte Löss ist siltig und hell, es können Kalkkonkretionen auftreten, dafür kein Verwitterungsgrus vom Migmatit.

Bei den Aufnahmen wurde zwischen in situ verwittertem Migmatit und durch Gelifluktion umgelagerten Verwitterungsmaterial unterschieden. Dieses ist am Hangfuß und in Talsenken als kantiger, schlecht gerundeter Schutt bis Blockgröße in einer Matrix aus Verwitterungsgrus und -lehm abgelagert. Das Material zeigt weder Schichtung noch Sortierung. Rezente Bäche schneiden sich in den Gelifluktionsschutt ein, der Feinanteil wird ausgewaschen und Blockwerk bleibt zurück. Bei größerem Einzugsgebiet und geringem Gefälle lagern die Bäche selbst Material ab. In größerem Ausmaß ist dies beim Bach westlich vom Freinberg erfolgt. Diese Ablagerung ist großteils lehmig mit glimmerreichem Grus und bisweilen umgelagerten Kieskomponenten. Die Morphologie im Donautal ist durch Prall- und Schwemmhang gekennzeichnet, Urfahrwände und Römerberg als Prallhang und dazugehörig Margarethen und westliches Urfahr als Schwemmhang. Letzterer weist jeweils Niederterrasse und rezente Austufe auf. Entlang der Urfahrwände ist die Morphologie der Donauleiten durch Absprengung und Aufschüttung für Bundesstraße und Bahn merklich verändert.

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 32 Linz

ERICH REITER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde im Anschluss an die vorjährigen Arbeiten das Gebiet W' des Haselgrabens aufgenommen. Dieser bildet die Ostgrenze des erfassten Raumes, während die südliche Begrenzung im unmittelbaren Stadtgebiet von Linz-Urfahr (Gründberg) durch auflagerndes Tertiär bzw. Quartär gegeben ist. Der westliche Kartenschnitt zieht von Gründberg in NW-Richtung und verläuft in etwa entlang des so genannten „Lichtenbergbaches" über den westlichen Rand der Ortschaft Lichtenberg bis zum Park- und Umkehrplatz des Giselahauses und der gleichnamigen Warte. Im Norden grenzt das Arbeitsgebiet – in einer W–E-verlaufenden Linie wenig S' des genannten Parkplatzes über die Gehöftgruppe „Maierdörfl" bis in den Haselgraben N' der Speichmühle – exakt an das Aufnahmsgebiet von P. DOBLMAYR (siehe Kartierungsbericht in diesem Band).

Wie bereits im vorjährigen Kartierbericht vermerkt, ist das Gelände in diesem alten Rumpfgebirge sehr unterschiedlich aufgeschlossen, leider überwiegend in recht unvollkommener Weise. Durch jahrhundertelange Kulturarbeit des Menschen wurden Felsblöcke und Lesesteine sorgfältig entfernt bzw. hier auch zur Errichtung km-langer Steinmauern verwendet, die alte Herrschafts- und Besitzgrenzen anzeigen. So kam es auch zur Entstehung „anthropogener Steilstufen" an den Grenzen Wald/Weide. Dichter Rasen erschwert hier die Geländearbeit. Gelegentliche kurzfristige Aufschlüsse durch Bauvorhaben (Neuerrichtung des Gehöftes „Moser", Silobau beim Hof „Grömer", Kanalbau in der „Lichtenbergsiedlung") zeigen aber doch, dass wir uns überwiegend im „Anstehenden" befinden. Dort, wo es möglich war, wurden die jüngeren und jüngsten Umlagerungen, Talfüllungen und Sedimentdecken entsprechend ausgeschieden. Nicht einmal die steilen Talflanken des Haselgrabens bieten instruktive Einblicke, von wenigen Felsburgen, Blockströmen und erodierten Felswänden an den Prallhängen des Haselbaches abgesehen. Lediglich einige wenige Großaufschlüsse, wie z.B. der Bereich des alten Steinbruches W' der „Speichmühle", gelegentliche kurzfristige Bauvorhaben (z.B. Baustelle „Moser"), die Hangseiten alter Forstwirtschaftswege im Haselgraben bzw. die zuweilen tiefer eingeschnittenen Bachläufe zeigen massiven Fels.

Aus genannten Gründen überwiegt daher die Lesesteinkartierung, das erschwert aber zweifellos die Erfassung größerer zusammenhängender Areale bestimmter Subtypen von Gesteinen der so genannten „Perlgneis-Formation" (z.B. mit/ohne Cordierit-Führung, mit/ohne wesentlichen Gehalten an Altbestand, diatektische Ausbildung, metatektische Ausbildung usw.). Selbst Ganggesteine konnten mit wenigen Ausnahmen nur in Form von Lesefunden dokumentiert werden; aus diesem Grunde ist auch die kühne Konstruktion des „Lichtenbergganges" (J. SCHADLER, 1964) in der „Geologischen Karte des Linzer Raumes 1:50.000" (Erläuterungen von R. PESCHEL, 1982) mit einer Gesamtlänge von 7,5 km nicht einmal annähernd nachvollziehbar.

Lithologie

Die vorkommenden Gesteine stimmen bis auf wenige Ausnahmen mit jenen des vorjährigen Kartiergebietes E' des Haselgrabens überein. Wiederum dominieren Vertreter der „Perlgneis-Formation". Trotz des jahrzehntelangen Gebrauchs des Terminus „Perlgneis" in der kristallingeologischen Literatur (Ober-)Österreichs handelt es sich hierbei lediglich um einen petrologisch nur unzureichend definierten lokalen Arbeitsbegriff, der keine Verankerung in der exakten petrographischen Literatur aufweist. So sollte er nunmehr konsequent durch die Begriffe Metatexit und Diatexit ersetzt werden, wobei man unter ersterem entsprechende Gesteine mit mehr oder minder streifig-geregeltem Erscheinungsbild, unter letzterem solche mit massigem Ausssehen subsummiert. Zu erwähnen ist noch, dass dieser Habitus oft im dm-Bereich wechseln kann, zudem können exakte Aussagen erst nach Vorliegen umfassender geochemischer Studien getroffen werden. Wie Beispiele aus dem benachbarten bayrischen Kristallin zeigen, können nach bisherigem Kenntnisstand innerhalb der sog. Perlgneis-Formation auch reine Intrusivgesteine auftreten, die sich makroskopisch nur schwer, geochemisch aber eindeutig von den Migmatiten abheben.

So treten im Gelände oftmals in bunter Folge geschieferte und massige Typen auf; einzig im nördlichen Bereich des Haselgrabens kann man von einem gehäuften Auftreten von Metatexiten sprechen. Im Bachbett NNW' des

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

Gehöftes „Grömer“ im Norden des Kartiergebietes dominieren ziemlich eindeutig die Meta- gegenüber den Diatexiten; auf Grund des schlechten Rundungsgrades der Blöcke können diese keine weiten Transportstrecken erlebt haben, und daher kann auf entsprechendes Anstehendes geschlossen werden. Im südlichen Teil des Haselgrabens, unfern der Linzer Stadtgrenze, häufen sich die Diatexite; gerade in diesen massigen Typen ist auch immer wieder ein gewisser, teilweise stark wechselnder Cordierit-Gehalt evident.

Immerhin konnte damit an einigen Fundpunkten der Cordieritgehalt der Dia-, gelegentlich auch der Metatexite mit unbewaffnetem Auge konstatiert werden, wenn auch der verwitterte Gesteinszustand sowie die häufig erfolgte Umwandlung in grau-grünliche Glimmermassen („Pinite“) die rasche Diagnose im Gelände erschwert. Die zeit- und arbeitsaufwändige petrographische Bearbeitung (F. FINGER et al., dieser Band) wird hier sicher zu detaillierteren Bewertungen beitragen können. In Ermangelung einer größeren Funddichte wurden aber mit wenigen Ausnahmen keine zusammenhängenden Areale mit Cordierit-Führung ausgeschieden. Beispiele für gesichertes Auftreten des Cordierits in bedeutenderer Quantität sind die beiden seit Jahrzehnten stillgelegten (und dementsprechend stark verwachsenen) Steinbrüche NNE’ von Lichtenberg (an der Straße zur Giselawarte, etwa 250 m W’ des Gehöftes Pflixeder) und an der orographisch rechten Seite des Haselgrabens (gegenüber der ehemaligen Lederfabrik). Hier zieht offensichtlich ein Streifen Cordierit führender Diatexite von Gründberg Richtung N’.

Die Meta- und Diatexite zeigen gelegentlich Einschlüsse von Altbestand (siehe auch vorjähriger Kartierbericht): neben Quarzknauern und -linsen treten quarzitische und kalksilikatartige Einlagerungen meist dm-Bereich auf; zumeist sind sie aber nur in Form von Lesesteinen anzutreffen; in Relation zum vorjährigen Arbeitsgebiet nehmen sie an Häufigkeit deutlich ab. Größere Dimensionen scheint dieser Altbestand nirgendwo einzunehmen, sodass er kartenmäßig auch nicht dargestellt werden konnte, sondern nur punktuell verzeichnet wurde. Lediglich im südlichen Teil des Arbeitsgebietes, im Bereich „Gründberg“, treten diese dunklen, feinkörnigen Gneise (feinkörnige Biotit-Paragneise) etwas häufiger auf.

Von den Ganggesteinen besitzen Aplite und Pegmatite in Form gelegentlicher Rollstücke nur untergeordnete Bedeutung. Wichtig und in der Literatur mehrfach erwähnt sind Kersantite und granodioritische Gänge.

Der seit Jahrzehnten stillgelegte Steinbruch „Speichmühle“ zeigt einen komplizierten Aufbau. Einerseits treten mehrere Gänge eines Kersantits auf, von dem bereits W. FLIESSER (1960) eine Dünnschliffbeschreibung bringt, andererseits sind die homogenen Diatexite intensiv durch Harnische zerschert (z.B. in der Orientierung 125/65, 170/70, 140/90); von diesen Bewegungen sind zum Teil auch die Kersantitgänge betroffen. So wird im westlichen Teil des Steinbruches ein etwa 2,5 m mächtiger Gang einer Scherfläche 170/80 um etwa 1,5 m versetzt. Gelegentlich findet man auch Einschlüsse. Die Orientierung eines größeren linsenförmigen Einschlusses eines feinkörnigen Biotit-Plagioklas-Gneises zeigt 120/50. Im E’ Teil des Bruches ist noch ein instruktiver, geringmächtiger (0,5 m) Kersantitgang aufgeschlossen (115/75). Sicher sind die Beobachtungsmöglichkeiten heute durch bis zu 20 m hoch von der ehemaligen Sohle angehäuften Schutt gegenüber früheren Jahrzehnten erschwert; dennoch kann klar erkannt werden, dass in den hangenden, nicht zugänglichen Steinbruchteilen keine Gänge mehr auftreten. Andererseits wurden S’ des genannten Steinbruches, im Hanganriss des Forstwirtschaftsweges, analoge Vorkommen aufgefunden; auch hier sind geringmächtige Kersantitgänge durch Scherflächen so versetzt, dass nicht einmal ihre Fortsetzung erkennbar ist.

Ein weiteres bedeutendes Ganggesteinsvorkommen befindet sich SE’ des (ehemaligen) Hofes „Moser“ (nunmehr durch ein Wohnhaus ersetzt), das bereits von J. SCHADLER bearbeitet wurde und durch R. PESCHEL („Erläuterungen zur Schadler-Karte“, 1984) ausführlich beschrieben wurde. Der Gang verläuft relativ steil und streicht NW–SE (45/80). Durch die leichtere Verwitterbarkeit der biotitreichen Meta- und Diatexite ist er im Steilhang zum Bach auffällig herauspräpariert und lässt seine Mächtigkeit von mehr als 4,6 m deutlich erkennen. Neben aplitischen Anteilen im Bereich der Salbänder zeigt die Hauptmasse des Ganges granodioritische Zusammensetzung; Hauptbestandteile sind zonare Plagioklase bis 5 mm, Quarz, Biotit und Mikroklin.

In der (nur kurzfristig einsehbaren) Baugrube „Moser“ konnten ähnliche Beobachtungen wie im Steinbruch Speichmühle getätigt werden. Der anstehende, teilweise stark vergruste Diatexit wies zahlreiche Harnischflächen in regelloser Orientierung auf z.B. 270/90, 60/65, 200/70. Das granodioritische Ganggestein zeigt ebenfalls eine starke Zerrüttung; auch wird der nördliche, steil stehende, etwa 2 m mächtige Gang von einem Harnisch mit 225/65 abgeschnitten und lässt hangend keine Fortsetzung mehr erkennen. An der östlichen Baugrubenwand war ein makroskopisch ganz ähnlicher Gang eingelagert (70/65). Von diesem, bei SCHADLER als „Lichtenberggang“ bezeichneten Gestein wurden analoge Funde auch im südlichen Teil des Kartiergebietes gemacht. Dies stützt die Vermutung, dass es sich dabei um ein ganzes Gangsystem handelt, das aber in auffälliger Weise mit der Haselgrabenstörung enden muss, denn E’ davon konnten trotz eines engmaschigen Begehungsnetzes keine derartigen Gesteine aufgefunden werden (siehe vorjährigen Kartierbericht).

Tektonik

Im Anstehenden wurden, soweit möglich, die Harnischflächen eingemessen. Sie treten erwartungsgemäß im Bereich der Haselbach-Scherzone („Haselgrabenstörung“) gehäuft auf. Ebenso kam es in diesen Bereichen lokal zu einer Zerscherung der Meta- und Diatexite, was zu einem „flaserigen Gefüge“ sowie zur Muskovitbildung führte. Diese bereits als Mylonite anzusprechenden Gesteine wurden in der Karte entsprechend hervorgehoben; von SCHADLER sind sie zum Teil als „Quetschschiefer“ bezeichnet und auch kartenmäßig entsprechend dargestellt worden. Sie sind dem normalen Grundgebirge relativ steil eingeschlichtet und entsprechend der Haselbach-Scherzone N–S-orientiert.

Quartär

Gemeinsame Begehungen im Kartiergebiet mit Doz. Dr. Hermann KOHL (Linz), wofür auch an dieser Stelle herzlichst gedankt sei, führten zu einer vorsichtigeren Bewertung jüngster Talfüllungen und Mulden, auch wenn diese nicht jene Dimensionen erreichen, wie dies in den E’ des Haselgrabens um Oberbairing gelegenen Gebieten der Fall ist. Eine flächige Darstellung erfuhren nicht nur diese (jüngsten) Talfüllungen, sondern auch größere Vernässungen und anmoorige Flächen (z.B. S’ Maierdörfl), in welchen immer wieder Brunnen geschlagen wurden, und kleinere Trockentäler.

Die im vorjährigen Bericht mehrmals erwähnten Blockschutthalden konnten seltener festgestellt werden, wiewohl die ostschauenden Talhänge des Haselgrabens eine deutlich größere Neigung aufweisen. Dies ist sehr wahrscheinlich darin begründet, dass die W-orientierten Hänge E’ des Haselgrabens, auf der gegenüberliegenden Talseite, infolge vermehrter Sonneneinstrahlung wesentlich stärkeren

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

Temperaturschwankungen ausgesetzt waren. Dadurch wurde zweifellos das Bodenfließen und damit das Zusammenbrechen der Felsburgen begünstigt, die sich immer wieder am oberen Ende dieser Schutthalden zeigen und als Liefergebiet für die maximal einige m³ großen Blöcke in Betracht kommen.

Es ist nicht gelungen, das kleine, in der Schadler-Karte eingetragene Vorkommen miozäner Sande unterhalb des Hofes „Untertrefflinger" zu verifizieren; wohl befindet sich am Beginn des Waldwirtschaftsweges SSW' des Hofes eine kleine Sandgrube, tatsächlich handelt es sich aber um stark vergrusten Metatexit mit eingelagerten kantigen Kristallinfragmenten bis 10 cm. Zudem läge dieses Vorkommen auf 500 m NN, während R. PESCHEL (1984) als obere Grenze der Linzer Sande 340 m angibt.

Blatt 37 Mautern

Siehe Bericht zu Blatt 21 Horn von PAVEL HAVLÍČEK, OLDŘICH HOLÁSEK & LIBUŠE SMOLIKOVÁ.

Blatt 38 Krems an der Donau

Siehe Bericht zu Blatt 21 Horn von PAVEL HAVLÍČEK, OLDŘICH HOLÁSEK & LIBUŠE SMOLIKOVÁ.

Blatt 39 Tulln

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Neogen und Quartär auf Blatt 39 Tulln

PAVEL HAVLÍČEK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Während der geologischen Kartierung im Jahre 2004 wurden auf Blatt 39 Tulln neogene und quartäre Sedimente in der Umgebung von Stranzendorf und Absdorf untersucht. Im nördlichen Teil dieses Gebietes, nordwestlich von Stranzendorf liegen unter dem Löss Sedimente der Laa-Formation (Karpatium). In der weiteren Umgebung von Absdorf sind quartäre, fluviatile Sedimente der Donauaue vertreten.

Neogen (Miozän)

Die ältesten neogenen Sedimente treten an der Oberfläche zwischen Stranzendorf, Ober- und Niederrußbach, in der Umgebung der Koten Altenberg (375 m ü.M.) und Dauersberg (354 m ü.M.) auf.

Die Sedimente der Laa-Formation bestehen aus einer Wechsellagerung von Schluffen (Silten), Sanden, Tonen und Tonsteinen. Die hellgrüngrauen, kalkhältigen, feinglimmerigen Schluffe wechseln mit grünlichgelben, feinkörnigen Sanden und sandigen, kalkreichen, fleckigen Tonen. Es treten auch cm-mächtige Zwischenlagen angewitterter, mittelkörniger Sande, Tone und Tonsteine auf. Während sie nördlich von Stranzendorf subhorizontal geschichtet sind, sind sie bei dem Telekommunikationsmast östlich von Niederrußbach stark gefaltet (mögliche tektonische Zone). Diese Sedimente führen Sandsteinkonkretionen mit 10–20 cm Durchmesser. In den Schwermineralen der karpatischen Sedimente überwiegt Granat (49–86,9 %), Zirkon (5,5–26,2 %) und Amphibol (0,5–14,7 %) neben kleinen Mengen von Apatit (0,6–9,6 %), Rutil (1,7–7,3 %), Epidot (1,2–7,2 %), Turmalin (0,4–1,2 %), Staurolith (0,2–1,2 %), Disthen (0,2–1,2 %) und Brookit (0,3–0,4 %) (Bestimmung von Z. NOVÁK).

Aufgrund der Geländeuntersuchung werden sie vorläufig zur Laa-Formation (Karpatium) gestellt. Erst aufgrund von mikropaläontologischen Untersuchungen wird eine genauere stratigraphische Einstufung möglich sein.

Quartär

Pleistozän

Lösse aus dem oberen Pleistozän sind im untersuchten Gebiet großflächig westlich und östlich des Höhenrückens zwischen Altenberg (375 m ü.M.), Dauersberg (354 m ü.M.) und dem südöstlichen Rand von Niederrußbach verbreitet. Die größten Mächtigkeiten erreichen sie auf den windgeschützten, gegen SE exponierten Hängen. Der stellenweise sandige Löss ist hellbraun bis gelbbraun, glimmerig und besitzt manchmal weiße, kalkige Pseudomyzelien. Er führt mitunter eine Malakofauna, welche typisch für kaltzeitliche Lösse ist („Collumella-Fauna") und wahrscheinlich vom Ende des letzten Glazials stammt. Dieses Sediment ist bis zu 10 m mächtig aufgeschlossen.

Besonders auf den NW-Hängen befinden sich durch Solifluktion zerstörte fossile Böden und fossile Bodensedimente (z.B. westlich der Kirche von Stranzendorf, südöstlich von Oberrußbach, nordwestlich von Stranzendorf und östlich von Niederrußbach). Am besten sind die fossilen Böden in den Lössen entwickelt, welche eigentlich im Verlauf ihrer Sedimentation einen Hiatus belegen. Sie konnten nur in der Anwehung auf dem südöstlichen Hang, SW von Oberrußbach (ein brauner interglazialer Plastosol, der 2005 mikromorphologisch bearbeitet wird) und bei einem Kanalaushub bei der Kirche in Niederrußbach, wo ein brauner Bt-Horizont eines typischen Braunlehms aufgeschlossen war, festgestellt werden. Letzterer hat nicht nur hohen stratigraphischen Wert, sondern auch paläogeographische Bedeutung. Mit Hilfe umfangreicher, mikromorpho-

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

logischer Untersuchungen konnte L. SMOLÍKOVÁ nachweisen, dass dieser fossile Boden zu Beginn eines neuen Glazials durch Frost intensiv zerstört wurde (Frostauflockerung, ein System von parallel zur Oberfläche angeordneten Rissen), vor seiner Überdeckung mit einem jüngeren Löss jedoch nicht mit Kalk angereichert wurde. Böden vom Braunlehm-Typus bildeten sich bei unseren Klimabedingungen zum letzten Mal in der jüngsten Warmzeit I. Ordnung im mittelpleistozänen Glazial (Mindel, Ester). Der untersuchte Braunlehm kann also entweder dem Pedokomplex VII oder einem älteren PK entsprechen.

Bemerkenswert ist, dass im Vergleich mit den mächtigen Lössserien mit intensiv entwickelten fossilen Böden in dem weltbekannten Quartäraufschlüssen in Stranzendorf die untersuchten Böden in diesem Gebiet relativ undeutlich entwickelt und erhalten sind, was möglicherweise auf intensive Denudation zurückzuführen sein könnte.

Pleistozän–Holozän

Bei den deluvialen (= kolluvialen), lehmig-sandigen Ablagerungen handelt es sich um schwarzbraune bis braune, stark humose, tonige Lehme (Bodensedimente) mit sandiger Beimengung und Quarzgeröllen. Sie bilden lokal schmale Streifen im unteren Teil der Hänge der Depressionen und sind 1–2 m mächtig.

Holozän

Deluvio-fluviatile, sandig-tonige Lehme bis lehmige Sande (Abschwemmungen) füllen die periodisch durchflossenen Depressionen. Es handelt sich um dunkelbraune bis schwarzbraune, humose, tonige Sande, auch um tonige Lehme mit Beimengung von Quarzgeröllen. Am Talausgang bilden diese deluvio-fluviatilen Sedimente flache, wenig ausgeprägte Schwemmkegel, welche man nicht durch die Kartierung erfassen kann.

Fluviatile Lehme, Tone, Silte und Sande füllen einerseits die Talaue des durch Ober- und Niederrußbach fließenden Hundsgrabens aus, andererseits aber auch die Talaue der Donau in der Umgebung von Absdorf. Diese fluviatilen, sandig-tonigen und siltigen, schwarzbraunen, kalk- und humushältigen Lehme und feinkörnigen Sande (Auelehme) sind die jüngsten quartären Ablagerungen, welche die Donautalaue ausfüllen und ebnen. Diese Sedimente finden sich südlich vom Wagram, in der Umgebung von Absdorf. Die Auelehme sind dunkelbraun, sandig, sandig-tonig, tonig und humos und gehen tiefer langsam in hellbraune, feinsiltige, wahrscheinlich umgelagerte Lösse über. Häufig ist eine Beimengung von Quarzgeröllen zu beobachten.

In der Umgebung von Absdorf treten an der Oberfläche der Donautalaue kalkige, sandige Schotter auf (Quarz, Quarzit, Kalksteine, Migmatite, weniger Magmatite). Sie liegen etwa 1 m höher als die Talaue in ihrer Umgebung und bilden niedrige Erhebungen („Inseln“), die aus der Talaue herausragen. Die Analyse der Schwerminerale der beschriebenen fluviatilen Schotter südöstlich von Absdorf hat abermals gezeigt, dass darin vor allem Granat (37,2–64,3 %) und Amphibol (14,9–40,2 %) überwiegen. Daneben treten Epidot (5,7–11,3 %), Zirkon (4,2–7,3 %), Staurolith (4–4,1 %), Rutil, Disthen, Apatit, Turmalin und Sillimanit (bis 1 %) auf (Bestimmung von Z. NOVÁK). Nach PIFFL (1971) besitzen die Schotter in diesem Gebiet des Feldes Mächtigkeiten von 9,6 bis 11,3 m. Die ^{14}C-Datierung begrabener Hölzer aus einer Tiefe von 5 bis 6,5 m (Neustift im Felde – Schottergrube Schauerhuber) ergaben Alter von 9185±95 BP bis 9665±100 BP und weisen damit auf ein holozänes Alter hin. Die basalen Teile der Schotter mit großen Blöcken haben nach PIFFL (1964, 1971) spätglaziales Alter.

An der Oberfläche befinden sich teilweise alte Mäander, die mit stark humosen, sandigen Lehmen ausgefüllt sind.

Zu den anthropogenen Ablagerungen sind ausgebaggertes Gesteinsmaterial (südsüdöstlich von Oberrußbach) oder sandige Schotter mit Lehmen (z.B. in der alten Schottergrube südöstlich und südlich von Absdorf) zu zählen. Zu den eher ungewöhnlichen anthropogenen Ablagerungen gehört eine Deponie alter Bäume, Baumstöcke und Hölzer bei der Straße südlich der Haltestelle Neuaigen-Stetteldorf am Wagram. Andere anthropogene Ablagerungen sind die Eisenbahndämme in der Donautalaue und Hochwasserschutzdämme entlang der regulierten Schmida östlich von Absdorf.

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 39 Tulln

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

Im Jahre 2004 wurden von uns wieder bedeutende Quartäraufschlüsse im Gebiet des Kartenblattes 39 Tulln studiert. Insgesamt wurden 22 künstliche und natürliche Aufschlüsse quartärgeologisch und paläopedologisch bearbeitet. Die Aufnahmen im Gelände, welche mit Analysen der Schwerminerale, Schotteranalysen, mikromorphologischen Untersuchungen der fossilen und subfossilen Böden, inklusive der mikropaläontologischen Untersuchungen der neogenen Sedimente ergänzt wurden, hat mit Ausnahme der umfangreichen Dokumentation der untersuchten Lokalitäten auch neue paläogeographische und stratigraphische Erkenntnisse gebracht. Am wichtigsten war und ist weiterhin die durchgehende Dokumentation und Probenahme der zeitlich sehr begrenzten, künstlichen Aufschlüsse beim Bau der zukünftigen Hochleistungsbahn (Westbahn) im Tullner Feld und Perschlingtal, vor allem in den Baugruben der Brückenpfeiler und Unterführungen und in archäologischen Rettungsgrabungen. Für die Lösung der quartärgeologischen, paläogeographischen und stratigraphischen Entwicklung des mittelpleistozänen Niveaus der Donau war eine durchlaufende Dokumentation während des Abbaus in der Schottergrube nordwestlich von Stetteldorf am Wagram von großer Wichtigkeit.

Die ältesten, äolischen Sedimente und fossilen Böden befinden sich mit Ausnahme des Wagrams in den Hängen der linkseitigen Zuflüsse der Donau. In Mitterstockstall wurde ein schwach granulierter bis fein vererdeter, illimerisierter Braunlehm (wahrscheinlich Pedokomplex PK X, Zyklus J, Interglazial G/M; Grenze zwischen Mittel- und Unterpleistozän) gefunden, welcher dort auf den karpatischen Silten (C-Horizont) entwickelt ist.

Nordwestlich von Ottenthal sind zwei leicht vererdete Braunlehme aus dem Pedokomplex PK VII (jüngste Warmzeit im Mindel bis zu den ältesten PK´s) entwickelt. Das hohe Alter bestätigt auch der stark entwickelte Karbonathorizont an der Basis des unteren Bodens und die erosive Oberfläche weist auf einen Hiatus während der Entwicklung dieser Schichtfolge hin.

Am Nordwestrand von Engelmannsbrunn befindet sich in der Wand hinter einem Haus in einer 5 m mächtigen Lössschichtfolge außer einem fossilen Initialboden im oberen Abschnitt des Profils eine ausdruckvolle braunlehmartige Parabraunerde (braunlehmartiger Luvisëm), sehr wahrscheinlich aus dem Holstein-Interglazial (M/R) mit einem mächtigen Ca-Horizont an ihrer Basis.

Am Westrand von Thürnthal war im Hang des Wagrams eine Lössschichtfolge mit fossilen Böden, durch die Solifluktion gestörten Sedimenten und fluviatilen Schottern im Liegenden aufgeschlossen. Im oberen Abschnitt dieses Lösskomplexes sind zwei fossile Böden (retrograde

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

Schwarzerden) entwickelt, welche dem Pedokomplex PK IV entsprechen können. Die obere Lösslage ist undeutlich parallel zur Hangneigung geschichtet und durch Solifluktion intensiv gestört.

In Unterstockstall liegt über der mittelpleistozänen, fluviatilen Terrasse der Donau eine 7 m mächtige Lössfolge, welche an der Basis eine parautochthone, sehr schwach entwickelte Parabraunerde (Luvisëm, illimerisierter Boden) besitzt. Eine komplizierte Entwicklung ist durch die durch Solifluktion stark gestörte Oberfläche des Bodens mit ausgeprägten (?) Frostkeilen belegt.

In der tief eingeschnittenen Kellergasse westlich von Ruppersthal sind in einer 12 m mächtigen Lössschichtfolge zwei interstadiale, fossile Böden (Tschernosëme) erhalten. Es handelt sich um den bis jetzt einzigen Beleg der Existenz von oberpleistozänen Lössen mit äquivalenten Böden. Der untere fossile Boden ist ein degradierter Tschernosëm, der obere ein karbonatischer Tschernosëm (Pedokomplex PK II – „W1/2“). Dieser Aufschluss ergänzt die Dokumentation der quartärgeologischen Entwicklung des untersuchten Gebietes im Verlauf des gesamten Pleistozäns.

Die breite Reihe der zahlreichen Lokalitäten im Hangenden der fluviatilen Donauterrasse enthält umgelagerte, durch Solifluktion gestörte, fossile Bodensedimente, welche jedoch stratigraphisch keine größere bedeutsame Rolle spielen. In einigen Profilen kann man mikromorphologisch belegen, dass manche diese Sedimente den umgelagerten braunlehmartigen Parabraunerden entsprechen. Die kryoturbierte Oberfläche der liegenden mittelpleistozänen Terrasse ist oft mit den jüngsten Lössen bedeckt. An der Grenze mit dem Löss sind die Terrassenschotter stellenweise mit ausgefälltem $CaCO_3$ sekundär verkittet und konglomeriert (z.B. östlich von Unterstockstall). Sie können aber auch, wie südlich Mitterstockstall, mit deluvio-äolischen Sedimenten bedeckt sein. Die Analyse der Schwerminerale (Z. NOVÁK) einer Probe von Unterstockstall belegt in diesen Sedimenten das Vorherrschen von Granat (65,7 %) über Amphibol (13,8 %), Epidot (6,9 %), Zirkon (5,5 %), Apatit (2,4 %), Disthen (2,1 %), Staurolith (1,9 %), Rutil (1,2 %) und Turmalin (0,5 %). Eine ähnliche Zusammensetzung der Schwerminerale haben auch die fluviatilen, sandigen Schotter desselben Terrassenniveaus bei Kirchberg am Wagram, wo Granat (62,4 %), Amphibol (14,7 %), Epidot (8,7 %), Zirkon (8 %), Rutil (2,3 %) und akzessorisch Disthen, Turmalin, Sillimanit und Anatas auftreten. Aufgrund dieser und älterer Schwermineralanalysen aus diesen mittelpleistozänen Sedimenten ist das Vorherrschen von Granat über Amphibol deutlich, während die übrigen Minerale in wesentlich geringerer Menge vorhanden sind.

In Unterstockstall liegt auf der Oberfläche der fluviatilen, sandigen Schotter desselben Niveaus ein Relikt graugrüner und rostbraun gefleckter Silte, welche wahrscheinlich ein mittelpleistozänes Äquivalent der Auelehme sind.

Im Gebiet südlich der Donau wurde am Ostrand von Tulln, im Bereich der Baustelle der Landesfeuerwehrschule, die Bohrung LFS – KB-I dokumentiert. Das Bohrprofil zeigt:

0,00– 0,65 m: graue, siltig-sandige Auelehme
0,65–11,10 m: graubraune, fluviatile, sandige Donauschotter („Niederterrasse“)
11,0–14,00 m: blaugraue tonige Silte, glimmerreich, mit Feinsandzwischenlagen (Neogen)

Die Schotteranalysen (von Z. NOVÁK) von Proben aus fluviatilen, sandigen Schottern aus der Au der Donau ergaben im Geröllmaterial ein Vorherrschen von Quarzen (65,3–67,1 %). Daneben kommen beige Karbonate (14,8–23,7 %), Quarzite (2,5–9,4 %), wenig Hornblendit, graue Karbonate, Konglomerate, Sandsteine, Tonsteine, akzessorisch Kalzit, Vulkanit (?Andesit) und Granitoide vor. In der Schwerefraktion dominiert wieder Granat (57,7 %); daneben sind Amphibol (21,1 %), Epidot (8,6 %), Zirkon (5,4 %), Staurolith (3,2 %), Apatit (1,2 %), Rutil (1,1 %) und akzessorische Minerale wie Disthen (0,9 %), Turmalin (0,4 %) und Sillimanit (0,4 %) vorhanden.

Im Bereich der Baustellen der Hochleistungsstrecke der neuen Westbahn südlich und südwestlich von Tulln wurden eine ganze Reihe von Aufschlüssen dokumentiert, in welchen die fluviatilen, sandigen Schotter der Donau und Großen und Kleinen Tulln („Niederterrasse“) mit bis zu 3 m mächtigen tonigen Auelehmen und Tonen mit 2–4 subfossilen Böden und humosen Bodensedimenten bedeckt sind. Nordöstlich von Judenau sind Silte und Lehme der Auestufe mit vier grauschwarzen Bodenhorizonten erhalten. Der untere entspricht einem initialen Stadium des Rendsineähnlichen Auebodens (BOROWINA & KUBIENA, 1953) auf den Auesedimenten. Höher liegt eine Borowina mit der Entwicklungstendenz zur Smonitza, der dritte von unten ist ein stark entwickelter Gleyboden (aus Borowina oder Smonitza). Der jüngste holozäne, fossile Boden ist ebenfalls ein Gleyboden. Bei Klein-Staasdorf sind in den Auelehmen zwei subfossile Böden erhalten: der untere ist ein kalkarmer Anmoorboden, der obere ein mullartiger Anmoorboden. Meistens finden sich jedoch humose Bodensedimente (z.B. nördlich Pixendorf). In den jüngsten fluviatilen Sedimenten sind zahlreiche eingetiefte Rinnen, stellenweise mit Süßwassermollusken, Resten von Knochen und archäologischen Funden (Keramik, Feuerstellen, Brunnen, Pfostenlöcher usw.) zu finden.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass während der quartärgeologischen Untersuchungen in den Jahren 2003 und 2004 auf Blatt 39 Tulln zahlreiche fossile Böden und Pedokomplexe vom Pedokomplex PK I bis PK X und Lösse von den jüngsten bis zum Grenzbereich Unter- und Mittelpleistozän (um die Grenze Brunhes/Matuyama) festgestellt werden konnten.

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 39 Tulln

OLDŘICH HOLÁSEK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der geologischen Neukartierung des Blattes 39 Tulln wurde das Gebiet im Bereich Winkl – Frauendorf – Bierbaum – Absdorf – Utzenlaa nördlich der Donau bearbeitet. Das ganze Gebiet ist mit Quartärablagerungen bedeckt.

Quartär

Im untersuchten Gebiet treten vor allem fluviatile, in beschränktem Maße auch organische Sedimente und anthropogene Ablagerungen auf, die alle holozänes Alter haben.

Holozän

Die holozänen, fluviatilen Sedimente bilden in der breiten Donautalaue eine ausgedehnte, mächtige und zusammenhängende Akkumulation. PIFFL (1971) teilt die Aue der Donau in drei, in ihrer Höhe verschiedene morphologische Stufen ein: Feld, Donaufeld und Auland, die durch zwei markanten Geländestufen voneinander getrennt sind. Die Geländestufe zwischen Feld und Donaufeld bezeichnet er als Niederwagram, während die südlichere Geländestufe keine Bezeichnung hat. Weiters gibt PIFFL an, dass der Niederwagram 4-5 m hoch ist und die südlichere Geländestufe eine Höhe von nur 3 m hat. Nach dieser morphologischen Gliederung erstreckt sich das

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

oben erwähnte kartierte Gebiet über alle diese drei Stufen. Die Umgebung von Winkl, nördlich von Frauendorf und Bierbaum ist ein Bestandteil der höchsten Auestufe (Feld), das Gelände südlich von Frauendorf und Bierbaum gehört zur mittleren Stufe (Donaufeld), während noch weiter südlich von Frauendorf das aufgenommene Gebiet zur niedrigsten Auestufe gehört. Ein Problem ist, dass der Verlauf des Niederwagrams meistens unklar, undeutlich und unzusammenhängend ist und seine Höhe im kartierten Gebiet maximal 1–1,5 m beträgt. Dagegen hat die steile Geländestufe zwischen Donaufeld und Auland einen sehr deutlichen Verlauf und hier eine wahrscheinlich ungewöhnliche maximale Höhe von 4–5 m. Weiters ist die Situation stellenweise durch die unebene Oberfläche der Talaue kompliziert. Die Höhenunterschiede betragen lokal bis zu 1–1,3 m, besonders zwischen der Oberfläche der lang gezogenen Silterhebungen und den Depressionen zwischen ihnen, aber auch manchmal zwischen den morphologisch markanten Siltgebieten und der niedriger liegenden Umgebung. Deshalb ist es besser, zuerst die Detailkartierung der Donautalaue im gesamten Bereich des Blattes 39 Tulln fertig zustellen und erst dann im Detail den Verlauf des Niederwagrams und möglicher weiterer, lokaler, unzusammenhängender Geländestufen zu rekonstruieren. Aus diesen Gründen wird derzeit im aufgenommenen Gebiet eine vorläufige Gliederung der Donautalaue in eine höhere und eine niedere Stufe verwendet. Die Grenze zwischen beiden bildet die markante Geländestufe südlich von Winkl und Frauendorf. Südlich davon beginnt das Auland nach PIFFL (1971). Beim derzeitigen Stand der Kartierung kann zur morphologischen Gliederung der Donautalaue nach PIFFL jedenfalls noch keine ausführlichere Beschreibung gegeben werden.

Die holozänen, fluviatilen Sedimente in der Donautalaue bestehen aus zwei ausgeprägten Akkumulationen. Der untere, wesentlich mächtigere Horizont besteht aus Sandschotter. Im oberen Bereich treten angeschwemmte Lehme, Silte, Sande und ganz lokal Tone auf, die oft lithologisch unregelmäßig miteinander wechseln. Für alle holozänen Ablagerungen in der Donautalaue einschließlich der Bodentypen an der Oberfläche ist die Kalkführung charakteristisch.

Die Sandschotter treten lokal an der Oberfläche der Talaue in ehemaligen oder noch bestehenden Abbauen auf, wie z.B. zwischen Bierbaum und Absdorf. Nach den Untersuchungen von PIFFL (1971) beträgt ihre Mächtigkeit bei Absdorf 9,6–11,3 m und südlich von Frauendorf 6 m. Die Mächtigkeit der Schotter sinkt in Übereinstimmung mit der morphologischen Gliederung der Donautalaue vom Wagram in Richtung zum Donaufluss. In gleicher Richtung nimmt auch ihr Alter ab, das durch ^{14}C-Datierungen von Holzresten in basalen Lagen der Schotterakumulation bestimmt wurde. Danach beträgt ihr Alter im Feld 9185±95 J.v.h. bis 9660±135 J.v.h.; im Donaufeld 3130±65 J.v.h.; im Auland 395±60 J.v.h. Die Gesteinszusammensetzung der Gerölle und der Sedimentcharakter wurden schon im Bericht 2003 beschrieben. In der niedrigeren Talaue konnte der Sandschotter südwestlich von Winkl in einer Schottergrube beschrieben werden. Dort liegt in einer Tiefe von 0,4 m ein hellgrauer, sandiger, fluviatiler Schotter mit fein- bis mittelkörnigem Sand. Es finden sich ovale, untergeordnet halbovale Gerölle mit 0,5–12 cm Durchmesser hauptsächlich aus Quarz, Kalksteinen, Quarziten, stellenweise Metamorphiten, Granit usw.

Der Sandschotter kommt an der Oberfläche der Talaue noch an weiteren Stellen kleinräumig vor. Dort ist es aber nicht sicher, ob der Sandschotter mit einer Schotterakkumulation in Liegendem der feinkörnigen Akkumulationen zusammenhängt oder ob es sich um umgelagerte Schotter innerhalb dieser oberen Sedimente handelt. Die Oberfläche der Schottervorkommen liegt ungefähr um 0,5–1 m höher als in der umliegenden Talaue.

In der höheren Talauestufe bilden angeschwemmte Sedimente bis in eine Tiefe von 1 m variabel humose, feinsandige, stellenweise bis sandig-tonige, meistens feinglimmerige Lehme und siltige Lehme mit braunen und grauen Farbtönen. Tiefer gehen sie oft sehr langsam in lehmige, noch tiefer in hellbraune, gelbbraune bis gelbe, feinglimmerige Silte, lokal feinkörnige, feinglimmerige Sande über. Ganz vereinzelt sind die Lehme grau, tonig und gehen tiefer in graue bis grüngraue tonige Silte über. Stellenweise treten lehmige, feinglimmerige Silte an der Oberfläche der Talaue hervor. Sie bilden lokale morphologisch markante, langgezogene Erhebungen, deren Oberfläche um 0,5–1,3 m höher liegt als das umliegende Gelände (z.B. NW und NE von Winkl, N von Frauendorf, NE von Bierbaum). Ohne deutliche morphologische Oberflächenformen kommen die Silte unter feinsandigen Lehmen z.B. in der Umgebung von Winkl und Frauendorf vor. Sie sind in diesem Aufnahmegebiet durch ihre Vorkommen flächenmäßig das am meisten verbreitete Sediment im oberen Teil der Donautalaue.

In der niedrigeren Talauestufe bilden hellbraune, schwach humose, siltige Lehme oder variabel lehmige Silte mit braunen Farbtönen eine Lage bis in eine Tiefe von 1 m, die darunter allmählich in verlehmte, feinglimmerige, hellbraune bis gelbe, stellenweise lockere, hellgraue, feinglimmerige Silte oder feinkörnige Sande übergehen. In der näheren Umgebung der Altarme kommen anstatt der Silte oft tonige Lehme bis Sande, eventuell auch Tone vor.

Die Altarme blieben an der Oberfläche beider Talauestufen erhalten. Sie haben auf der höheren (älteren) Stufe ein größeres Alter und sind oft vererdet. Auf der niederen Stufe sind die Altarme jünger und manchmal mit Altwasser gefüllt. Ihr Alter kann man nicht näher bestimmen. Dies wäre erst durch Pollenanalysen möglich.

An der Oberfläche der höheren Talauestufe verläuft ein morphologisch sehr markanter und fast zusammenhängender Altarm von Frauendorf bis in die südliche Umgebung von Bierbaum und weiter nach Süden außerhalb des Aufnahmegebietes. Sein Verlauf folgt ungefähr einer Geländekante (Geländestufe ?), die zwischen diesen Dörfern eine Höhe von 1 m hat. Deshalb ist dieser Altarm tiefer und breiter, er enthält Altwasser mit freiem Wasserspiegel und ist mit stark wasserführendem Faulschlamm gefüllt. Weitere engere, seichtere und deshalb meistens ganz vererdete Altarme kommen westlich von Winkl vor. Einer von ihnen bildet ein Oval rings um die Kirche am Südrand von Winkl.

Die lithologisch bis in eine Tiefe von 1 m verifizierte Zusammensetzung der Sedimentausfüllung dieser Altarme ist relativ bunt. In der westlichen Umgebung von Winkl wird eine solche Ausfüllung von dunkel- bis hellbraunen, graubraunen bis grauen, oben variabel humosen und tonigen Lehmen gebildet, die tiefer siltig und feinglimmering sind. Noch tiefer liegen lehmige, schwach feinglimmerige Silte mit rostbraunen Flecken, manchmal unregelmäßig rostig gefleckte und gestriemte, feinglimmerige Tone mit siltigem Zusatz. Ungefähr 500 m westlich der Kirche in Winkl wurde in einem Altarm unter 40 cm mächtigem, hellgrauem und graubraunem Ton wasserführender Sandschotter festgestellt. Der ovale Altarm, der rings um die Kirche in Winkl verläuft, ist mit dunkelgrauem bis grauem, festem Ton ausgefüllt. Entsprechende Ausfüllung haben auch kleine Relikte der Altarme nördlich und nordöstlich von Winkl, südöstlich von Bierbaum und südlich von Absdorf.

An der Oberfläche der niedrigeren Talauestufe sind die Altarme jünger, zahlreicher und sie enthalten, mit Ausnahmen, oft Altwasser mit freiem Wasserspiegel und stark wasserführende Faulschlämme, wie südlich und südöstlich von Winkl. Ein Altarm, der bogenförmig etwa 1 km südwestlich der Kirche in Winkl verläuft, ist verändert und wird

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

durchflossen, sodass sein Urzustand nicht mehr bekannt ist und die zugehörigen Sedimente in ihm fehlen.

Die Ausfüllung dieser Altarme bestand aus siltigen, bräunlichen Tonen bis feinglimmerigen, tonigen Silten mit ockergelben bis rostigen Flecken, eventuell nur aus verlehmtem Silt, was südwestlich der Kirche in Winkl bewiesen wurde.

Kleinere, lokale anthropogene Anschüttungen bestehen meistens aus Pflanzenresten (Rasen, Äste, Wurzel, Teile von Baumstämmen, Stümpfe), Lehmen und verschiedenem Bauabfall (Beton, Steine und Ziegelstücke, Schotter). Mit ähnlichem Material sind auch einige kleine Schottergruben zuschüttet. Das Material der erwähnten Deponien ist jedoch nicht umweltschädlich. Eine etwas größere Fläche aus Lehmen und Sanden nimmt ein Damm der Abfahrt der Schnellstraße bei Frauendorf ein.

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Neogen und Quartär auf Blatt 39 Tulln

ZDENĚK NOVÁK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das kartierte Gebiet ist Teil der alpin-karpatischen Vortiefe und liegt zwischen den Gemeinden Großweikersdorf, Puch und Niederrußbach. Das Gelände ist in seinem nördlichen Teil eher hügelig und leicht wellig und verflacht in südlicher Richtung gegen das Schmidatal. Der höchste Punkt ist die Kote 354 ESE von Ameistal, der tiefste Teil des kartierten Bereiches ist die Bachaulandschaft der Schmida bei der Meiermühle, südlich von Großweikersdorf, mit 200 m Seehöhe.

Am geologischen Aufbau des kartierten Gebietes sind miozäne Sedimente, repräsentiert durch Ablagerungen des (?)Karpatiums–Unter-Badeniums und des Pannoniums sowie quartäre Sedimente beteiligt.

Miozän

Miozäne Sedimente sind östlich und vor allem westlich vom Ameistal, in einem Nord-Süd verlaufenden Streifen, entlang des östlichen Randes der kartierten Blätter, verbreitet. Auf Grund der heutigen Verbreitung der Sedimente des (?)Karpatiums–Unter-Badeniums kann angenommen werden, dass die pannonen Sedimente auf einem lebhaften und welligen Relief der älteren Sedimente abgelagert wurden.

Sedimente des (?)Karpatium–Unter-Badenium

Sedimente des (?)Karpatiums–Unter-Badeniums treten vor allem am östlichen Rand des kartierten Bereiches auf. Ihre Zuordnung zum Miozän erfolgte in den meisten Fällen durch den lithologischen Vergleich mit Sedimenten, deren Alter durch die Mikrofauna (z.B. Dok. Punkte 39/9/31 – 1,9 km NW Niederrußbach und 39/9/01 – 1,6 km W Oberrußbach) bestätigt werden konnte. In manchen lithologisch vergleichbaren Proben wurden nur Schwammnadelreste bzw. quartäre Gastropoden nachgewiesen. Dies steht jedoch in Zusammenhang mit eine Oberflächenkontamination der Schichten des (?)Karpatiums–Unter-Badeniums durch pannone oder quartäre Ablagerungen.

Die Sedimente des (?)Karpatiums–Unter-Badeniums treten in dem kartierten Gebiet abwechselnd als schluffige Tone, Schluffe, feinkörnige Sande und Schotter auf. Die vorherrschenden Sedimente sind jedoch schluffige Tone und Schotter.

Es überwiegen weißliche, hellbeige, gelbbraune, hellgraue bis hellgrüngraue, braungraue, kalkhältige bis stark kalkhältige Tone mit variablem Schluffanteil.

Die Schluffkomponente ist im Sediment manchmal relativ gleichmäßig verteilt, zum Teil treten aber auch schluffreiche, dünne Laminen auf. Im kleineren Maße ist in den Sedimenten ebenso wie die Schluff- auch die Feinsandkomponente zu finden. Durch die Zunahme der Schluff- oder Feinsandkomponente gehen die schluffigen oder sandigen Tone in Tonsilte oder Tonsande über. Vor allem stärker schluffige Tone bis Schluffe sind öfters stark glimmerhältig.

Sande sind in der Regel feinkörnig, stellenweise stark schluffig bis tonig-schluffig, glimmerhältig, weißlich, gelb bis gelbbraun und kalkhältig. Die Assoziationen der durchsichtigen Schwerminerale sind sehr bunt. In der Regel sind sie durch einen relativ niedrigen Gehalt an Granat, (22,4–54,4 %) und einem verhältnismäßig hohen Zirkongehalt (21,7–54,4 %) charakterisiert. Häufig sind auch erhöhte Anteile an Epidot (bis 17,9 %) und Rutil (bis 18,8 %).

Tone beinhalten stellenweise Lagen oder linsenförmige Körper von Schottern, an deren Zusammensetzung sich außer Quarz auch Karbonate in nennenswertem Maß beteiligen. Die Gerölle sind in der Regel gut gerundet und besitzen weiße $CaCO_3$-Beläge an der Oberfläche. Die Matrix ist meistens weißgrau bis hellbeige, schluffig und stark kalkhältig. Karbonatgerölle sind im Durchmesser deutlich größer als Quarzgerölle, in manchen Fällen erreichen sie einen Durchmesser bis zu 30 cm.

Hollabrunn-Mistelbach-Formation (Pannonium)

Die pannonen Sedimente sind in ein stark gegliedertes, vorpannones Relief eingelagert und bestehen aus einem mächtigen Komplex von Sanden und Schottern. Nach der Ablagerung im Pannonium wurde vermutlich die Mächtigkeit des Sedimentkomplexes durch Erosion gravierend reduziert, sodass heute an vielen Stellen der präpannone Untergrund wieder zum Vorschein kommt und auch in Hochzonen fensterartig an der Oberfläche ausbeißt.

Die Ablagerungen der Hollabrunn-Mistelbach-Formation bestehen vor allem aus einem Wechsel von sandigen Schottern und grobkörnigen Sanden. Feinkörnige Sedimente, also Feinsande, bzw. Silte und Tone sind ziemlich selten und sowohl ihre Verbreitung als auch ihre Mächtigkeit sind nicht groß. Die Sedimente sind überwiegend hellgrau bis grau und braungrau in verschiedenen Schattierungen.

Die Ausbildung der pannonen Klastika kann man in der Wand des großen Schotterwerkes westlich von Ameistal gut studieren. Ihr Bau ist grob bankig bis linsenförmig, in manchen Fällen mit deutlichen Elementen einer Gradation oder Schrägschichtung. Deutlich sind auch die Zeichen subaquatischer Erosion und Ausspülungen. Die Geröllgröße in den Schottersanden überschreitet in der Regel nicht 3 cm, häufig treten Lagen grobkörniger Sande mit eingestreuten Geröllkomponenten auf. An der Zusammensetzung der Geröllkomponente beteiligt sich vor allem Quarz; sein Anteil in den analysierten Proben schwankt zwischen 70 und 80 %. In kleineren Mengen (bis 10,8 %) wurden graue und beige Karbonate festgestellt und Sandsteine sind mit bis zu 10 % vertreten. Die weiteren lithologischen Typen sind nur in Größenordnungen von max. wenigen Prozent anwesend. Karbonatüberzüge am Geröll treten normalerweise nicht auf. Die Grundmasse der Schotter besteht meistens aus dem braunen bis rostbraunen, in der Korngröße schlecht sortierten, nicht kalkhältigen Sand.

Bei den durchsichtigen Schwermineralen dominiert Granat, der in manchen Proben einen Anteil von mehr als 80 % besitzt und dort damit fast einen monomineralischen Charakter hat (z.B. Dok. Punkt 39/04/25 – 400 m SSW Ameistal). Meistens ist aber auch in größerer Menge Zirkon (bis 15,6 %) oder Epidot (bis 9,6 %) vertreten. Weitere Minerale sind nur mit maximal wenigen Prozenten anwesend. Es

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

kann angenommen werden, dass die Schwankungen in der Zusammensetzung der durchsichtigen Schwerminerale die Änderungen im Einzugsgebiet im Laufe der Ablagerung des fluviatilen Komplexes widerspiegeln.

Innerhalb der Schichtfolgen wurde auch eine Lage eines hellgrauen, kalkhältigen, schluffigen Tones mit einer umgelagerten, armen, karpatischen Mikrofauna (Dok. Punkt 39/4/12 – Schottergrube 1,8 km NNE Großweikersdorf) entdeckt. Weiters konnte in dieser Grube eine längliche, linsenförmige Schotterlage mit Geröll bis 10 cm festgestellt werden, deren Komponenten mit einer weißen Karbonatkruste überzogen sind. Die Gerölle bestehen zu 72,4 % aus Karbonaten, die wahrscheinlich aus dem Karpatium–Unter-Badenium aus dem Untergrund umgelagert wurden. Ebenso ist die Zusammensetzung der durchsichtigen Schwerminerale aus der sandigen Matrix dieser Schotter sehr ähnlich jener aus den Sedimenten des Karpatiums–Unter-Badeniums.

Die Pelite sind dagegen in der Hollabrunn-Mistelbach-Formation nicht sehr häufig. Meistens sind es hellgraue oder braungraue, nicht kalkhältige Tone mit wechselndem, oft auch ziemlich hohem Schluffanteil. In den Peliten des Pannoniums ist eine sekundäre Karbonat-Anreicherung aus den überlagenden Lösssedimenten möglich. Reste von Organismen sind in allen pelitischen Sedimenten des Pannoniums sehr selten. In der Regel kommen nur Schwammnadelreste vor.

Quartär

Die quartären Sedimente sind vor allem durch unterpleistozäne und holozäne, fluviatile, deluviofluviatile und äolische Sedimente repräsentiert.

(?) Unterpleistozäne, quarzreiche Schotter treten südöstlich von Großweikersdorf, östlich der Bundesstraße zwischen Großweikersdorf und Niederrußbach auf. Die Gerölle bestehen in der untersuchten Probe zu 92 % aus Quarz. Quarzite, Karbonate und Sandsteine sind nur mit wenigen Prozenten vertreten. Die durchsichtigen Schwerminerale aus der feinsandigen, braunen Grundmasse bestehen großteils aus Zirkon und Granat, sind daher in ihrer Zusammensetzung sehr ähnlich wie in den Psammiten des Pannoniums. Diese Schottersande beinhalten stellenweise Sandlagen mit eingestreuten Geröllen. Die Gesamtmächtigkeit dieses Komplexes beträgt rund 10 m.

Eine erheblicher Verbreitung und Mächtigkeit haben die Lösse, vor allem östlich von Großweikersdorf. Sie überdecken die miozänen Sedimente und füllen die Unebenheiten ihres Oberflächenreliefs aus. In manchen Fällen beinhalten sie größere Beimengungen der psammitischen Komponente bzw. Feinkiese und zeigen in diesen Fällen daher Übergänge zu deluvioäolischen Sedimenten. An der Zusammensetzung der durchsichtigen Schwerminerale in der Probe aus dem Dok. Punkt 39/04/30 (Weg ca. 600 m ENE Ameistal) ist vor allem Amphibol (39,0 %) beteiligt, in kleinerem Maß (34,8 %) ist auch Granat präsent. Außer dieser zwei dominierenden Minerale sind im größeren Maß auch Zirkon, (12,8 %) und Epidot (7,0 %) vertreten. Die Anteile anderer durchsichtiger Schwerminerale sind nicht größer als 3 %.

Deluviofluviatile Ablagerungen, die den Talgrund der periodisch durchflossenen Täler ausfüllen, sind mit ihrer Zusammensetzung unmittelbar an ihre nächste Umgebung gebunden.

Fluviatile Ablagerungen treten vor allem in der Auestufe des Schmidabaches auf.

In Einschnitten in die Oberfläche wurden braungraue, sandig-schluffige Tone mit Beimengungen vom Feinkiesen gefunden.

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 39 Tulln

MICHAL VACHEK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der neuen geologischen Aufnahme des Blattes 39 Tulln wurde das Gebiet in der weiteren Umgebung der Gemeinden Mollersdorf, Neuaigen, Trübensee und Perzendorf bis zur West–Ost-verlaufenden Kremser Schnellstrasse bearbeitet. Dieses Gebiet wird von ausgedehnten holozänen, fluviatilen Sedimenten bedeckt, die die Talaue der Donau und der Schmida ausfüllen. Die Donauaue ist in dem aufgenommenen Gebiet in zwei markante Stufen geteilt: eine höhere und eine niedrigere. Die lithologische Beschaffenheit der Auenablagerungen wurde mit dem Handbohrer bis zur Tiefe von 1 m untersucht.

Holozän

Die höhere Aue, die die ältere Auenstufe darstellt, reicht ungefähr bis zum südlichen Rand der oben genannten Gemeinden. Die Grenze bildet eine etwa 0,5–2m hohe Kante. Ihr Verlauf ist vor allem in Richtung West–Ost zwischen Trübensee und Perzendorf von einer jüngeren, niedrigeren Aue des Flusses Schmida unterbrochen. Nordwestlich von Mollersdorf und zwischen Trübensee und Perzendorf ist ihr Verlauf undeutlich.

Die ältesten Sedimente sind blaugraue, graue, stellenweise gelbgraue oder braungraue fluviatile Schottersande. Kantengerundete bis gerundete Gerölle in der Größe 0,5–6 cm, ausnahmsweise bis zu 15 cm, werden vor allem von Quarz gebildet, weniger sind z.B. Kalke, Sandsteine, Gneise und vereinzelt Granitoide vertreten. Die Gerölle sind nicht selten von Karbonatbelägen umkrustet, die stellenweise die Komponenten schwach konglomeratisch verfestigen, wie z.B. in der alten Schottergrube am nordöstlichen Rand von Trübensee. Stellenweise treten sie in kleinen Ausbissen an der Oberfläche hervor, wie z.B. nordöstlich von Trübensee und nördlich von Neuaigen. Das flächig ausgedehnteste Vorkommen wurde am nordwestlichen Rand von Mollersdorf festgestellt. Außerdem kommen ziemlich häufig vereinzelte Gerölle auch auf anderen Stellen im Ackerboden vor, was teilweise auch von der Tätigkeit des Menschen verursacht wurde. Schotter wurden sowohl in einer Tiefe größer als 0,6 m als auch in einigen Handbohrungen gefunden.

Feinkörnigere Ablagerungen im Hangende der Schottersande sind hellgraue, graue, gelbgraue oder graugelbe, manchmal feinglimmerige oder leicht lehmige, feinkörnige fluviatile Sande, die vor allem im Gebiet nördlich von Neuaigen gefunden wurden. In einer Probe eines feinkörnigen Sandes aus der Tiefe von 1,5 bis 1,7 m (nördlich von Trübensee) wurde folgender Anteil von Schwermineralen festgestellt: 51,6 % Granat, 24,1 % Amphibol, 8,5 % Zirkon, 6,1 % Staurolith, 5,5 % Epidot, 1,8 % Apatit, 1,5 % Disthen, 0,6 % Rutil und 0,3 % Turmalin.

Jüngere Sedimente sind graue, braungraue, hellgraue, gelbgraue, stellenweise leicht tonhältige, zumeist feinglimmerige, stellenweise leicht bis stark lehmige Hochwasserschluffe. An vielen Stellen treten die Schluffe an der Auenoberfläche hervor oder liegen dicht darunter. Die Schluffe treten meist an den höchsten Stellen von flachen Kuppen mit zumeist westöstlicher Orientierung auf. Auf ihren steileren Hängen treten unter den Schluffen lokal Schottersande hervor, was das relativ höhere Alter der Schotter bezeugt. Am häufigsten kommen die Schluffe nordwestlich von Neuaigen und nördlich von Perzendorf vor.

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

Ein weiteres lithologisch unterschiedliches Sediment sind braune, braungraue und gelbgraue, manchmal feinglimmerige, veränderlich schluffige Hochwasserlehme. Sie wurden am nördlichen Rande des aufgenommenen Gebietes, nördlich von den Gemeinden Mollersdorf, Neuaigen und Trübensee festgestellt.

Das jüngste und dominierende Schichtglied der Auenfolge der höheren Aue sind Hochwassertone. Sie sind lithologisch ziemlich veränderlich. Ihr oberer Teil wird von graubraunen, braungrauen, braunen, stellenweise auch gelbbraunen, veränderlich humosen, schluffigen, veränderlich lehmigen oder sogar lehmigen Tonen gebildet. Die Tone mit einem höheren Anteil von lehmigen Bestandteilen haben vor allem einen höheren Gehalt an Humus und eine dunklere Farbe. Diese Tone gehen nach unten in den meisten Fällen in hellere, braungraue, gelbgraue oder graugelbe, leicht humose, schluffige bis lehmig-schluffige Hochwassertone über, die stellenweise die Beschaffenheit eines abgesoffenen Lösses haben. In der Umgebung eines Altwassers nordnordöstlich von Mollersdorf und weiter östlich werden die Böden von dunkleren, braunen bis dunkelbraunen, schluffig-lehmigen bis lehmigen, stark humosen Tonen überdeckt.

Die niedrigere Aue, die die jüngere Auenstufe vertritt, erstreckt sich südlich von Neuaigen und Trübensee, südlich und westlich von Mollersdorf und zwischen den Gemeinden Trübensee und Perzendorf (Aue der Schmida). Sie setzt sich nach Süden, südlich der Kremser Schnellstrasse, in dem nicht mehr aufgenommenen Gebiet fort.

Die ältesten Sedimente sind hier ebenfalls fluviatile Schottersande. Sie haben dieselbe Beschaffenheit wie die Schottersande in der höheren Aue. Aufschlüsse findet man meistens an der Kante, die die beiden Aueebenen voneinander trennt, wie z.B. nordöstlich von Mollersdorf, wo diese Schotter direkt an die Schotter der höheren Aue anbinden und östlich von Trübensee, wo sie abgebaut wurden. Ein weiteres, größeres Vorkommen der Schotter konnte westlich und südwestlich von Perzendorf gefunden werden. Östlich von Perzendorf, unweit des Flusses Schmida, wurden sie in einer Tiefe von 2,5 m unter braungrauen, feinglimmerigen Schluffen freigelegt. Die Größe der Gerölle betrug bloß 0,5 bis 3 cm.

Häufiger (im Vergleich mit der höheren Aue) wurden in den Handbohrungen fluviatile Sande gefunden. Sie sind grau, gelbgrau, braungrau, oft rostfarbig gefleckt, vor allem nicht glimmerig und fein- bis mittelkörnig. Sie kommen unter sandigen, hellbraungrauen, leicht humosen, wenig mächtigen Böden in dem südlichsten Teil des aufgenommenen Gebietes, in einem Streifen zwischen den Gemeinden Mollersdorf, Neuaigen und der Schnellstrasse vor. Weiter östlich, zwischen der Eisenbahn und der Gemeinde Trübensee, werden sie von Schottersanden begleitet.

Auch zwischen den Schluffen beider Auenstufen gibt es keine erkennbaren Unterschiede. Hochwasserschluffe liegen hier oft in geringer Tiefe unter Hochwassertonen oder gehen fließend in sie über. An vielen Stellen reichen sie bis zur Oberfläche, z.B. in dem Wald der Flur „Beugen“ nordwestlich von Mollersdorf, südlich von Neuaigen, östlich von Trübensee und in der südlichen Umgebung von Perzendorf.

Hochwassertone in der Umgebung des Flusses Schmida sind braun bis dunkelbraun und schluffig-lehmig bis lehmig. In ihrem Liegenden treten schluffige Hochwasserlehme bis hellbraune, gelbgraue oder braungraue Lehme, die stellenweise rostfarbig gefleckt sind, auf. Dabei handelt es sich wahrscheinlich um holozäne Ablagerungen dieses Flusses. An anderen Stellen des aufgenommenen Gebietes wird die Oberfläche der niedrigeren Aue von lithologisch veränderlichen, unterschiedlich mächtigen, vor allem graubraunen bis hellbraungrauen, veränderlich lehmigen, schluffigen Hochwassertonen bedeckt, die der Beschaffenheit der Hochwasserböden der höheren Aue entsprechen (abgesoffene Lösse).

Die Altwässer befinden sich sowohl in der höheren als auch in der niedrigeren Aue. An der Oberfläche der höheren Aue sind sie weniger häufig, fast ganz mit Ton bedeckt und haben die Gestalt lang gestreckter, seichter, wasserloser Vertiefungen. An einigen Stellen wurden sie in Ackerland umwandelt. Die Füllung dieser Altwasser bilden graubraune bis graugrüne, rostfarbig gefleckte, schluffige Lehme mit braunen bis dunkelbraunen, humosen, schluffig-lehmigen Tonen im Hangenden. Die Mächtigkeit dieser Sedimente ist größer als 1 m.

An der Oberfläche der niedrigeren Aue kommen Altwasser häufiger vor und nicht selten werden sie von einer Moorvegetation bedeckt. An den tiefsten Stellen bleibt ein freier Wasserspiegel während des ganzen Jahres bestehen. Das umfangreichste Altwasser wurde in dem Gebiet westlich von Mollersdorf aufgenommen. Seine bis zu 1 m mächtige Füllung besteht aus grünblauem, rostfarbig geflecktem, feinglimmerigem, schluffigem Lehm und dunkelgraubraunem, stark humosem Lehm. Die Sedimentbeschaffenheit anderer Altwässer ist ähnlich. Bei einigen Altwässern wurden unter lehmigen Sedimenten graue bis blaugraue, leicht lehmige, fein- bis mittelkörnige, fluviatile Sande oder Schottersande gefunden.

Anthropogene Sedimente (Aufschüttungen) sind vor allem Strassen- und Eisenbahndämmen, die aus Schottersanden und Tonen bestehen. Außerdem wurden am östlichen Rand von Trübensee und südlichen Rand von Perzendorf zwei Altwasserrelikte gefunden, in denen ein überwiegend inertes Material aus den umliegenden Siedlungen abgelagert wurde.

Blatt 40 Stockerau

Siehe Bericht zu Blatt 21 Horn von Pavel Havlíček, Oldřich Holásek & Libuše Smolíková.

* * *

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

Blatt 52 St. Peter in der Au

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 52 St. Peter in der Au

GERHARD FUCHS
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Nach Abschluss der Kartierungen im Kristallinanteil von Blatt 53 erhielt ich den Auftrag zu überprüfen, inwieweit die unveröffentlichten geologischen Aufnahmen von BARTAK et al. (1987) für die Geologische Karte 1:50.000 Blatt 52 übernommen werden können.

Das Kristallingebiet in der NE-Ecke von Blatt 52 ist zur Gänze von sehr grobkörnigem Weinsberger Granit aufgebaut, wie er im östlich angrenzenden Strudengau verbreitet ist. Nur sporadisch finden sich geringmächtige Gänge von Feinkorngranit. Hinsichtlich der Grenze des Granitgebiets gegen das im W auflagernde Tertiär konnte ich im Bereich Großwegerer eine Abweichung von der Karte von BARTAK et al. feststellen. Der in den Feldern auftretende Feldspat-Quarzgrus zeigt kantengerundete Komponenten und auch die mehrere cm großen Mikrokline, die so typisch für den Weinsberger Granit sind, fehlen. Gelegentlich ist bräunliche Bodenfärbung zu beobachten. Mein Verdacht, dass es sich um sedimentär aufgearbeitetes Weinsberger Granitmaterial handelt, hat sich bestätigt: Etwas östlich des Hofes Großwegerer ist ein Vorratskeller in standfesten Grobsand vorgetrieben worden. In den Wänden ist die schwach geneigte und eindeutig sedimentäre Schichtung zu beobachten. Damit ist in dem gesamten Bereich die Kristallin/Tertiärgrenze zu korrigieren – sie liegt einige hundert Meter weiter nordöstlich.

Westlich der breiten von tertiären Ablagerungen erfüllten Senke von Klam findet sich wieder ein geschlossenes Granitgebiet. Hier ist die Abgrenzung Weinsberger Granit/Tertiär korrekt.

Im Gebiet Unter-Obergaisberg treten Feinkorngranitgänge im Weinsberger Granit gehäuft auf (z.B. um P 409 oder im Graben NW vom Vollwankner). Auch im Bereich Mollnegg – Roisenberger finden sich Feinkorngranit-Vorkommen. BARTAK et al. haben diese als sehr kleine wohl begrenzte Körper dargestellt. Tatsächlich handelt es sich um zehnermetermächtige Durchschläge. Da sich aber in diesen häufig reliktische Partien von Weinsberger Granit fanden und die Umgebung von Gängen durchschwärmt ist, würde ich diese Vorkommen hier als lokale Konzentration von Gängen auffassen. Die von BARTAK et al. in der Karte angegebenen Vorkommen konnten durchwegs verifiziert werden.

Auf Blatt 34 hat THIELE einen großen NE–SW-streichenden Mauthausener Granitkörper im Gebiet von Münzbach festgestellt, der bis Perg reicht. Die SE-Grenze dieses Granits stimmt am Schnitt der Blätter 34 und 52 mit der Kartierung von BARTAK et al. nicht ganz überein, weshalb ich diesen kritischen Bereich besonders untersucht habe. Vorerst ist zu vermerken, dass eine scharfe Grenzziehung durch reliktische Schollen von Weinsberger Granit im Feinkorngranit sowie die häufigen Feinkorngranitgänge im Kontaktbereich nicht möglich ist. THIELE scheint die Grenze aber etwas zu weit nach E verlegt zu haben, während BARTAK et al. diese eindeutig zu weit westlich gezeichnet haben: In dem N–S-Graben NW vom Seisenhofer ist durchgehend Feinkorngranit aufgeschlossen. Auch SW des genannten Hofes wurde am gleichen Bach eine Kristallininsel im Tertiär entdeckt, die aus Feinkorngranit besteht. Weiter im S, im Ortsbereich von Arbing, steht Feinkorngranit an. In der Engstelle des Heuhauserbaches ist der Kontaktbereich Feinkorngranit/Weinsberger Granit an der Hummelbergstraße aufgeschlossen. Die SE-Grenze des Mauthausener Granits von Perg konnte somit durch meine Kartierung präzisiert werden.

Der Mauthausener Granitkörper von Münzbach (Blatt 34) ist auf Blatt 52 weitgehend unter sedimentärer Bedeckung. BARTAK et al. haben die inselartigen Grundgebirgaufragungen vorwiegend dem Altenberger Granit, seltener dem Mauthausener Typ, zugerechnet. Ich habe einige dieser Aufschlüsse besucht (z.B. W und N Groißing) und finde diese Unterscheidung problematisch: Die lithologischen Unterschiede zwischen diesen Granittypen, z.B. im Muskowitgehalt, sind geringfügig und bei den Aufschlussverhältnissen und der Verwitterung in diesem südlichen Randgebiet der Böhmischen Masse kaum festzustellen. Ich bevorzuge daher den Sammelbegriff Feinkorngranit. Die fein- bis mittelkörnigen Granite sind massig und recht homogen. Nur im Randbereich gegen das Nebengestein (Weinsberger Granit, Diatexit) kam es zu Kontaminierungen. In solchen Kontaktbereichen finden sich auch Schollen von Diorit (z.B. Dornach oder auf Blatt 34).

Zusammenfassend ist festzustellen, dass die Kartierung von BARTAK et al. (1987) sehr wohl als Grundlage für die Erstellung der Geologischen Karte 1:50.000 (Blatt 52) heranzuziehen ist. Kritische Bereiche habe ich überprüft und einige Korrekturen durchgeführt (siehe oben). Nach Berücksichtigung derselben erscheint die Grundlage für das Kristallin nördlich der Donau vorzuliegen. Bei der Bearbeitung der Sedimentbedeckung könnten noch geringfügige Änderungen in der Kristallinbegrenzung notwendig sein oder neu entdeckte Aufschlüsse einzustufen sein.

Blatt 55 Ober-Grafendorf

Siehe Bericht zu Blatt 21 Horn von PAVEL HAVLÍČEK, OLDŘICH HOLÁSEK & LIBUŠE SMOLIKOVÁ.

* * *

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

Blatt 101 Eisenerz

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Lassingbach-Tal auf den Blättern 101 Eisenerz und 102 Aflenz

GERHARD BRYDA

Im Berichtsjahr wurde mit ersten geologischen Aufnahmen im hinteren Lassingbach-Tal, südlich Dürrnstein und Hochkar begonnen.

Zu Beginn der Kartierung wurden im Blattanschlussbereich der Karten 71 Ybbsitz und 72 Mariazell Übersichtsbegehungen im Ausmaß mehrerer Tage durchgeführt.

Besonderes Augenmerk galt der auf diesen Kartenblättern unter der Bezeichnung „Bärwiesschichten" als Sonderausbildung des Dachsteinkalkes abgetrennten Serie.

Dieses Gestein baut große Teile der Südostflanke des Dürrensteins, vom nordöstlich gelegenen Großen Urwald (72 Mariazell) über die Kleine Bärwies und die Edelwies, den Rotwald (71 Ybbsitz) bis in den Bereich des Waldsteinsattels (101 Eisenerz) auf und reicht unmittelbar westlich der Taleralm bis in das Lassingbach-Tal hinab.

Im Gelände sind zwei Gesteinstypen unterscheidbar, die ineinander übergehen können.

Bei Typ 1 handelt es sich um variabel (wenige cm bis ca. 0,7 m) gebankte, überwiegend ebenflächige, dolomitische Kalke bis Dolomite. Diese zeigen im Anbruch dunkelgraubraune (kaffeebraune) Färbung, mächtigere Bänke können eine schlecht erkennbare, engständigere interne Schichtung aufweisen. Im Handstück sind abwechselnd laminierte (Algenlaminite) und feingeschichtete Bereiche erkennbar die im Dünnschliff als laminierte Mudstones mit Fenstergefügen (Automikrite in Blau-Grünalgenmatten wechseln mit Allomikriten–Algenpeloiden und eingestreutem Biodetritus) und Wackestones (eingestreute Kotpillen, Ostracodenschalen, Kleingastropoden, mikritisierte Foraminiferen) angesprochen werden können.

An den Bankfugen sind häufig dünne Häutchen aus rot oder grün gefärbten Tonschiefern zu beobachten die gelegentlich bis zu mehrere Dezimeter mächtigen Tonschieferzwischenlagen anschwellen können. Teilweise sind diese auch durch bunte Kalk- und Dolomitbrekzien-Lagen vertreten oder diese zusätzlich entwickelt.

Die Verkarstung folgt, abhängig vom Kalkgehalt, überwiegend den Schichtflächen und Trennflächen, ist jedoch insgesamt schlecht entwickelt.

Typ 2 der Bärwiesschichten ist im Gelände bereits morphologisch an den zahlreichen, kleine Wandstufen bildenden Schichtköpfen und verstürzten Blöcken zu erkennen. Die Verkarstung ist mit zahlreichen Oberflächenformen gut entwickelt. Im Vergleich mit Typ 1 zeichnet sich die Schichtfolge durch größere Bankmächtigkeiten bis in den Meterbereich und einen insgesamt geringeren Dolomitisierungsgrad der Kalke aus. Im Anbruch sind die Kalke bräunlichgrau bis grau gefärbt.

Die teilweise gut entwickelten Loferite zeigen selektive frühdiagenetische Dolomitisierung und heben sich von den mächtigeren Kalkbänken durch ihre auffällige weiße bis gelblichweiße Anwitterungsfarbe ab. Im Liegenden der Loferite treten im Idealprofil rote und grüne Tonschieferlagen über einem basalen Aufarbeitungshorizont mit Dolomitintraklasten auf. Diese Abfolge ist aber meist nicht vollständig entwickelt.

An gut angewitterten Handstücken aus den mächtigen Kalkbänken sind zahlreiche Schalenbruchstücke, Rindenkörner und selten Ooide zu beobachten. An Makrofossilien treten spitzkegelige Gastropoden häufiger, Megalodonten (Bärwiesboden) spärlich auf. im Bereich Rotwald konnte ein Handstück mit einem stark rekristallisierten Korallenstock aufgesammelt werden.

Im Dünnschliff sind folgende Faziestypen nachzuweisen:

1) Brekzien mit überwiegend Dolomitkomponenten/ Intraklasten – Intramikrudite.
2) Loferite: Typische LF-A Gefüge in feinstkörnigem Mikrit mit häufigen Algenpeloiden und Schlammpeloiden. Häufig noch dünne Röhrchen, die als Reste von Algenfilamenten gedeutet werden können. Häufig Geopetalstrukturen in Hohlräumen, die mit teilweise gradiertem Silt und Blockzement verfüllt sind
3) Bioklastische Wackestones bis Packstones/Floatstones mit zahlreichen, randlich stark mikritisierten und angebohrten Schalenresten, Kleingastropoden, Foraminiferen, Echinodermenbruchstücken und Ostracoden gemeinsam mit Kotpillen und Lumps in einer feinmikritischen, teilweise fleckig mikrosparitischen (Bioturbation?) Grundmasse.

DieKomponenten fungieren teilweise als Kerne von Rindenooiden.

Die beschriebene Abfolge von Aufarbeitungshorizont/ Dolomitintraklasten-Brekzie, bunten Tonsteinen, Dolomitloferiten und dickbankigen subtidalen Kalken besonders der Bärwiesschichten Typ 2 gleicht den Loferer Zyklothemen des lagunären Dachsteinkalkes. Zu diesem bestehen jedoch auch deutliche Unterschiede. An erster Stelle ist hier der insgesamt größere Dolomitisierungsgrad der Schichtfolge in Verbindung mit Einschaltungen vom Typ 1 und die teilweise (im Vergleich zum Dachsteinkalk) mächtigen, bunten, terrigen Einschaltungen zu nennen. Aber auch die im Anbruch überwiegend bräunliche Gesteinsfarbe und die entwickelten Mikrofaziestypen lassen den Ablagerungsraum der Bärwiesschichten eher mit dem des Plattenkalkes vergleichbar erscheinen.

Nach Abschluss der Übersichtsbegehungen im Rotwald und Großen Urwald wurde die Kartierung auf den südlich anschließenden Kartenblättern (ÖK 101, 102) fortgesetzt und das Gebiet nördlich und südlich des Lassingbach- und Zellerbrunnbach-Tales zwischen der Linie Gamskogel – Klaus – Schneckengraben im Westen und der Linie vom Kleinen Marcheck über den Salzaleitengraben zum Kaltenbacheck im Osten bis zu den südlich vorgelagerten Gipfeln und Sätteln (Fadenkamp, Gr. u. Kl. Kreuzberg, Froschbauersattel, Eselsattel, Hühnermauer) neu aufgenommen.

Lassingbach-Tal – Südflanke

Die südlich des Lassingbach-Tales angetroffenen Gesteine und Lagerungsverhältnisse entsprechen weitgehend den bereits auf der „Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1:75000, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz", E. SPENGLER & J. STINY (1926) dargestellten Verhältnissen. Die Resultate der Neuaufnahme lassen sich wie folgt zusammenfassen:

Der im Gebiet zwischen dem Schneckengraben und der Abbrennmauer im Westen und dem Salzaleitengraben im Osten auftretende Wettersteindolomit liegt ausschließlich in lagunärer Fazies vor. Meist kann er als undeutlich gebankter, feinlaminierter (Algenlaminite), heller und zuckerkörniger Dolomit angesprochen werden. Gute Aufschlüsse in dieser, überwiegend dem Supratidal zuzuordnenden Fazies sind entlang der Straße unterhalb der Hühnermauer anzutreffen.

Neben der monoton entwickelten Algenlaminit-Fazies tritt im Bereich des Schönbach-Tales jedoch auch ein zahl-

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

reiche Dasycladalen und Onkoide führender Wettersteindolomit auf.

Die Grünalgen-Thalli sind meist als Hohlformen (die aragonitischen Schalen und möglicherweise vorhandene kalzitischen Zementfüllungen wurden sekundär gelöst) erhalten und mit Dolomitkristallen teilweise ausgekleidet.

Im Hangenden wird der lagunäre Wettersteindolomit von den Gesteinen der „Nordalpinen Raibl-Gruppe“ überlagert.

Diese streicht auf Blatt Eisenerz, im Bereich zwischen Froschbauersattel und Brunnsattel, als schmales, maximal ca. 20–30 m mächtiges Band aus und zieht dann (Blatt Aflenz) in das Kaltenbachtal hinunter wo es den östlichen Zulauf des Kaltenbaches in einer Höhe von 980 m quert. Weitere Aufschlüsse befinden sich unmittelbar nördlich der Anhöhe 1081 m und an der östlichen Talflanke des Salzaleitengrabens unterhalb der Fadenmauer in einer Höhen von 1030 m.

Profile in der „Nordalpinen Raib-Gruppe“, die im Bereich der Gräben zwischen Froschbauersattel und Brunnsattel aufgeschlossen sind zeigen vom Liegenden ins Hangende folgende Entwicklung:

Die Schichtfolge setzt mit scharfer Grenze zum liegenden lagunären Wettersteindolomit mit maximal ca. fünf Meter mächtigen, schwarzen, ebenflächigen, variabel (dm bis 50 cm) gebankten, rostroten bis ocker anwitternden Kalken mit schwarzen Tonstein-Zwischenlagen ein.

Die Kalke zeigen vermutlich in Folge diffuser Verkieselung splittrigen Bruch und können bereits im Gelände als feinstkörniger Mikrit angesprochen werden. Die rostrotocker Anwitterungsfarbe ist auf die Zersetzung von im Sediment fein verteiltem Pyrit (der teilweise makroskopisch „Nester“ bildet) zu Limonit zurückzuführen. Bei grünlichen Schlieren im Sediment dürfte es sich um Glaukonit handeln. Im Aufschlussbereich war nur äußerst spärlicher, schlecht zuordenbarer Fossilschutt (Schwämme?) erkennbar. Im Dünnschliff haben sich die Kalke als sterile Mikrite erwiesen.

Im Hangenden der schwarzen Kalke folgen Reingrabener Schiefer, die als überwiegend schwarzes, aus feingeschichteten Ton-, Silt- und Sandsteinlagen/-linsen aufgebautes Gestein angesprochen werden können. Einzelne Sandsteinlagen können Mächtigeiten bis ca. zehn Zentimeter erreichen. Relativ häufig treten sehr dichte und splittrig brechende (kieselige), elliptisch-kugelige Konkretionen mit rostroten-ockergelben Anwitterungsfarben auf. Diese sind im Anbruch als schwarze, Pyrit führende Mikrite ähnlich den Kalken im Liegenden zu erkennen.

Innerhalb des Profils, das im Graben zwischen dem Schnabelbrandgraben und dem Schneeluckengraben im Bereich von 1060 m aufgeschlossen ist, werden die Reingrabener Schiefer von einer ca. 40 cm mächtigen Feinsandsteinbank überlagert.

Im Hangenden werden die Reingrabener Schiefer von Hauptdolomit abgelöst.

Dieser ist bereits ab dem Kontaktbereich als Algenlaminit mit Birdseyes und Tepees entwickelt und zeichnet sich durch kaffeebraune bis dunkelbraune Gesteinsfarbe aus.

Die Mächtigkeit des dunkel gefärbten Liegendabschnitt des Hauptdolomites kann mit ca. fünfzig Metern abgeschätzt werden. Darüber folgt normal entwickelter Hautdolomit.

Lassingbach-Tal – Nordflanke

Im Norden konnte mit der Kartierung problemlos an die Kartenblätter 71 Ybbsitz und 72 Mariazell angeschlossen werden.

Im Blattrandbereich konnten am linken (östlichen) Ufer des Zierbaches bituminöse, dünnschichtige Gutensteiner Kalke und Dolomite neben lagunärem Wettersteindolomit der Göller Decke angetroffen werden. Der am Nordwestufer des Baches anstehende Plattenkalk kann der „Zone von Rotwald – Gindelstein“ zugeordnet werden.

Die Deckengrenze zwischen der südlichen Göller-Decke und nördlichen Ötscher-Decke folgt daher in diesem Abschnitt dem Verlauf des Zierbach-Tales. Sie besitzt hier jedoch nicht den Charakter einer flachen Überschiebung sondern scheint einer im Talbereich SW–NE-streichenden Blattverschiebung zu folgen, an der auch die Gutensteiner Kalke und Dolomite innerhalb eines Blattverschiebungs-Duplexes gehoben wurden.

Gutenstein-Formation ist auch im Mündungsbereich des Tiefengrundbaches in den Lassingbach und noch ca. 500 m bachaufwärts im Liegenden des lagunären Wettersteindolomites der Göller-Decke gemeinsam mit rotem Gips und grauen Haselgebirgstonen aufgeschlossen. Aufgrund der im östlichen Teil des Wildgatters oberhalb des Tiefengrundbach-Tales auftretenden Erdfälle kann auch hier ein Gips/Haselgebirgsvorkommen unter der quartären Bedeckung vermutet werden.

Ein weiteres, bisher unbekanntes Vorkommen von Gutenstein-Formation im Liegenden des lagunären Wettersteindolomites befindet sich im Lassingbach-Tal unmittelbar südlich der Jagdhütte im Blattrandbereich von Blatt Eisenerz zu Blatt Aflenz.

Die Vorkommen im Tiefengrundbach und Lassingbach markieren die Basis der Göllerdecke.

Vom Liegendanteil des lagunären Wettersteindolomites ist mit hoher Wahrscheinlichkeit das das Steinalm-Niveau abzutrennen. Aufgrund der gleichartigen faziellen Entwicklung und der spärlichen Fossilführung konnte dieses bisher jedoch nicht nachgewiesen werden.

Der weitere Verlauf der Grenze zwischen Göller- und Ötscher-Decke ist noch nicht vollständig geklärt. Ab der Einmündung des Zierbaches folgt der Grenzverlauf einer im oberen Lassingbach- und Zellerbrunnbach-Tal W–E-streichenden, großen Störung, bei der es sich vermutlich auch um eine Blattverschiebung handelt. Diese verläuft bis zur Taleralm im Talgrund unter Quartär Bedeckung und folgt sodann der Grenze zwischen dem nördlich Drei Keuschen und Blechmauer aufgeschlossenen Hauptdolomit und den Bärwiesschichten zwischen Waldsteinsattel und Hochkirch – Rotwald.

Vermutlich entlang dieser Störung sind an der Forststraße oberhalb des Irxenaugrabens in einer Höhe von 860 m ockergelbe, grobzellige Rauhwacken und graue Tonsteine bisher nicht geklärter stratigraphischer Stellung aufgeschlossen. Westlich des Irxenaugrabens wird die W–E-streichende offenbar durch eine SW–NE-streichende Blattverschiebung abgelöst, die den lagunären Wettersteindolomit des Klauskogels vom Hauptdolomit im Bereich Tremel und Gamskogel abtrennt. Handelt es sich bei den Rauhwacken der Irxenau um Reichenhaller Rauhwacken ist das Gebiet südlich des beschriebenen Störungssystems Teil der Göller-Decke; falls die Rauhwacken jedoch aus dem Grenzbereich Wettersteindolomit/Hauptdolomit westlich des Irxenaugrabens eingeschlichtet wurden und karnisches Alter besitzen, ist der Verlauf der Deckengrenze in diesem Bereich weiter unklar.

Als weiteres Argument für einen Verlauf der Grenze zwischen Göller- und Ötscher-Decke entlang der beschriebenen W–E-Blattverschiebung kann ein neuer Aufschluss an der Asphaltstraße im Lassingbach-Tal zwischen der Mündung des Brunngrabens und Schindgrabens angesehen werden. An dieser Stelle ist in stark zerrüttetem Hauptdolomit ein wenige Meter mächtiger Zug aus grünlich-grauen Schiefern und grau-rot-braunen, intern fein- und schräggeschichteten Sandsteinen mit hohem Karbonatgehalt eingeschaltet. Die Schichtflächen sandigerer Typen sind mit Hellglimmer bestreut; karbonatreichere Lagen zeigen in gleicher Position und an internen Drucklösungsflächen Anreicherungen von Bitumen.

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

Die beschriebenen Eigenschaften sprechen für eine Zuordnung der Sandsteine zu den Werfener Kalken (karbonatgebundene Sandsteine) der Werfen-Formation in Folge des Bitumengehaltes möglicherweise bereits im Übergang zur Reichenhall-Gutenstein-Formation.

Als Erklärung für die Position der Werfen-Formation im Hauptdolomit bietet sich eine SW–NE-streichende Störung an die zuerst im Bereich der Irxenau im Talgrund des Lassingbaches verläuft, dann unmittelbar südlich der Blechmauer und des Brunngrabens in Form einer „Flower Structure" den Span Werfen-Formation enthält und dann in die große E–W-streichende Störung des Lassingbach-Tales einmündet.

Stammt die Werfen-Formation aus dem Liegenden des Hauptdolomites, verlagert sich die Grenze zwischen Göller- und Ötscher-Decke in den Bereich der W–E-streichenden Blattverschiebung; bezieht man die Werfen-Formation aus dem Hangenden des Hauptdolomites und betrachtet sie als isolierten Rest der Göller-Deckenbasis, muss man zur Grenzziehung die südlich der Drei Keuschen NE–SW in den Schneckengraben verlaufende Blattverschiebung heranziehen.

Quartär

Im Vergleich mit den bisher vorhandenen Darstellungen zeigen die Quartärsedimente größere Verbreitung und Differenzierung als bisher angenommen.

Im Bereich aller südlichen Zuflüsse des Lassingbach-Tales zwischen dem Schönbach im Westen und dem Salzaleitengraben im Osten sowie im Zellerbrunnbach sind in den Bachbetten hoch konsolidierte, beigeweiß bis gelblichbraun gefärbte Bänderschluffe anzutreffen. Diese enthalten selten geringmächtige Feinsand-Feinkies-Lagen die zum überwiegenden Teil aus angularen Wettersteindolomit-Bruchstücken (Lokalschutt) bestehen.

Neben verschiedenen Entwässerungsstrukturen sind in den Schluffen auch Deformationserscheinungen in Form von Staffelbrüchen zu beobachten.

Diese Strukturen wurden vermutlich gemeinsam mit der hohen Verfestigung der Schluffe durch Sedimentauflast und den überlagernden Gletscher hervorgerufen.

Im unteren Schönbachtal lässt sich die maximale Mächtigkeit der Bänderschluffe auf ca. 10 m abschätzen. An vielen Stellen werden die Schluffe jedoch vom Schutt der überlagernden Sedimente überrollt, sodass Mächtigkeitsangaben schwierig sind. Zusätzlich führt die Hang unterschneidende Erosion der Bäche in Kombination mit zutretendem Hangwasser in diesen Lockersedimenten zu instabilen Talflanken mit zahlreichen Sackungen.

Bisher wurden vier Proben aus den Bänderschluffen auf Pollen untersucht (Labor Dr. DRAXLER, Geol. B.-A.), die sich jedoch als praktisch frei von organischer Substanz und komplett steril erwiesen haben.

Im Hangenden werden die Schluffe durch verschiedenartige Sedimente überlagert, die entweder als Schluff reiche Grundmoräne mit zahlreichen gekritzten und facettierten Geröllen oder als schlecht sortierte, besser ausgewaschene glaziofluviatile Sedimente angesprochen werden können. Die Mächtigkeit dieses auflagernden Sedimentpaketes ist schwer abschätzbar, da es meist von jüngerem Hangschutt überrollt wird, der zusätzlich umgelagertes Moränenmaterial enthält. Im hinteren Schönbachtal werden jedoch Werte bis ca. 35–40 m erreicht.

Im Talschluss des Schönbaches, Schneßlgrabens und Kräuterbaches lagern mächtige Hangschuttmassen aus Wettersteindolomit, in die sich die Bäche bereits wieder tief eingeschnitten haben. Möglicherweise handelt es sich hier um Bildungen des letzten Interglazials wie auch Hangverkittungen im Sperrgraben (Seitengraben des Schönbachtales) vermuten lassen.

Vergleichbare glaziofluviatile Sedimente über Bänderschluffen wurden bereits von C. KOLMER (Die quartäre Landschaftsentwicklung der östlichen Hochschwab Nordabdachung, unveröff. Diplomarbeit, Univ. Wien) 1993 aus Aufschlüssen im Bereich des oberen Lassingbach-Tales (nahe dem Forsthaus Rotschild) beschrieben und als Sedimente eines Eisrandkörpers angesprochen und dem Rißglazial zugeordnet.

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Gebiet Lassing – Mendlingbach – Scheibenberg auf Blatt 101 Eisenerz

MICHAEL MOSER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Stratigraphie

Massenbewegungen

Kleine Rutsch- und Buckelhänge sind in erster Linie im Bereich von Wasser stauenden Gesteinsserien wie Werfener Schichten und steileren Moränenhängen zu beobachten. Die Wasser stauenden Tonschiefer vermischen sich mit Hangschutt und anstehendem Gesteinsmaterial und bilden kleinere Rutschkuchen und -körper. Im Bereich der Lunzer Sandsteine 350 m NE' Gft. Hartl wurde durch den Bau einer neuen Forststraße auch ein kleiner Murenabgang mitverursacht.

Jungmoräne (Würm)

Nach NAGL (1970, Karte II) war zur Würm-Eiszeit der vom Hochkar herabziehende Königsgraben (früher: „Königstal") von einem Teilgletscher der Göstlinger Alpen erfüllt. Der an der Gletscherstirn aufgestaute Endmoränenwall von Lassing ist deutlich ausgeprägt und etwa 70 m hoch. Entlang der Bundesstraße und der Forstwege ist das Moränenmaterial sehr gut aufgeschlossen. In der matrixreichen Moräne sind zahlreiche stark unterschiedlich gut zugerundete Kalk- und Dolomitgeschiebe, seltener auch mit Facettierung, zu erkennen. Die Dolomitgeschiebe erscheinen frisch und unverwittert. Die Geschiebegröße liegt meist im Bereich der Kiesfraktion, darin verstreut treten – lokal angehäuft – Steine und gelegentlich auch Blöcke auf. In der fast ausschließlichen Zusammensetzung der Geschiebe aus Dachsteinkalk und Hauptdolomit der Hochkar-Region spiegelt sich klar das Einzugsgebiet des „Königstalgletschers" (siehe auch NAGL, 1967, S.101) wieder. Die Matrix des Moränenmaterials ist in den verfestigten Partien noch gut erhalten geblieben und grobsandig-schluffig ausgebildet.

Für den zwischen den Moränenwällen liegenden flachen Jungwaldstreifen am Grabenausgang des Königsgrabens nehme ich an, daß es sich aufgrund der flachwellig-unruhigen Morphologie mit alten Fließgerinnen eventuell um fluviatil umgelagertes Material handelt.

?Altmoräne (Riss)

Im Bereich des Mendlingbachtales konnten sowohl oberhalb als auch unterhalb von Lassing an mehreren Stellen Moränenreste angetroffen werden, die weit außerhalb des würmeiszeitlichen Endmoränenstandes von Lassing gelegen sind. Nach NAGL (1970, Karte III) wären diese Moränenvorkommen einem spätrisseiszeitlichen Gletscherstand zuzuordnen.

Entlang eines Forstweges, der von der schmalen Landstraße Richtung Hollenstein zum Mendlingbach herabführt (südl. K. 740) sind die Moränensedimente gut aufgeschlossen. Auffällig ist das chaotische Gefüge des Sedimentes, in dem zahlreich facettierte Geschiebe zu beobachten sind. Die Komponenten sind stark unterschiedlich zugerun-

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

det (kantig – angerundet – gut gerundet), liegen meist im Bereich der Kiesfraktion und wechseln verstreut mit Steinen. In verfestigten Partien ist eine grobsandige Matrix erkennbar. Das Komponentenspektrum dieser Moränen ist bedeutend bunter als jenes der würmeiszeitlichen Moränen von Lassing. Neben Dachsteinkalk und hellem Hauptdolomit aus dem Hochkargebiet treten öfters dunkle Mitteltriaskalke, häufig auch Hornsteine aus dem Reiflinger Kalk, sowie Rauhwacken und, seltener, gut gerundete violette und grüne Werfener Tonschiefer wie auch braungraue Lunzer Sandsteine als Gerölle auf. Bemerkenswerterweise konnten auch Dasycladaceenkalke als Moränengerölle beobachtet werden.

Ein weiterer guter Aufschluss befindet sich am nördlichen Talrand des Mendlingbachtales etwa 250m NE' Gft. Hartl: hier lagert ein grobklastisches, schlecht sortiertes und gut verfestigtes Wildbachsediment an einer ebenen Basisfläche dem anstehenden Gutensteiner Kalk auf. Bei den größeren Komponenten (Blöcke, Steine, Grobkies) handelt es sich meist um Dachsteinkalk, daneben können dunkelgraue, angerundet-kantige Gutensteiner Kalke sowie teilweise stärker verwitterte Dolomitgerölle und kleinere, gut gerundete Lunzer Sandsteine, seltener Hornsteine als Komponenten beobachtet werden. Die Matrix ist grobsandig-feinkiesig, das Gefüge eher matrixgestützt.

Ob es sich bei den genannten Moränenvorkommen tatsächlich um Altmoränen handelt, oder ob es sich eventuell doch noch um jüngere, hochwürmeiszeitliche Ablagerungen handeln könnte (vgl. NAGL, 1967, S.111f), muss erst eingehend geprüft werden. Das Moränenmaterial war jedenfalls meist eher frisch und wenig verwittert an der Oberfläche anzutreffen. In den weniger gut aufgeschlossenen Gebieten fielen die Altmoränenareale durch intensiv rotbraune Bodenfärbung auf.

Fluvioglaziale Sedimente des ?Riss oder Würm

Im Bereich der kleinen Jagdhütte Brettseiten (670 m SH) und entlang der Ziehwege in der Umgebung dieser Hütte konnten gut gerundete, teilweise gut sortierte, undeutlich geschichtete und nur schlecht verfestigte Fein- bis Mittelkiese angetroffen werden. Die Komponentenzusammensetzung ist ähnlich jener der Moränensedimente, jedoch ist das Sediment besser sortiert, feinkiesiger, weniger gut verfestigt und die Matrix ausgewaschen. Die darin vorkommenden Lunzer Sandsteingerölle sind – im Gegensatz zu den festeren Hauptdolomitkomponenten – stark verwittert und zerfallen leicht beim Anschlagen. Talwärtig einfallende Schrägschichtung könnte ein Hinweis auf Deltaschüttung sein. Gegen die Moräne zu wird das Material rasch polymikt, schlechter sortiert und enthält zunehmend Grobkies und Steine. Nach morphologischen Überlegungen wäre die Ausbildung eines riss- oder würmeiszeitlichen Eisrandstaukörpers im Bereich Brettseiten anzunehmen (vgl. auch NAGL, 1967, S. 112; im Göstlingbachtal).

Gehängebrekzie

An mehreren Stellen konnten, vor allem am Hangfuß von Scheibenberg und Schwölleck, Erosionsrelikte dieser ursprünglich sehr mächtigen, gut verfestigten pleistozänen Schuttdecke angetroffen werden.

Oberalmer Kalk (Malm)

In einem schmalen Streifen östlich Gft. Mendlingbauer ist unmittelbar hinter der Deckenstirn der Ötscher-Decke ein hornsteinreicher, mikritischer Kalk in Dachsteinkalk eingeschuppt worden. Der Kalk ist sehr reich an Radiolarien und Kieselspiceln und dürfte in den Jura der Ötscher-Decke zu stellen sein (?Ober-Jura).

Dachsteinkalk (Nor–Rhät)

In einem schmalen Streifen südlich Lassing wurde gerade noch die Stirn des Ötscher-Deckensystems erfasst. Diese setzt sich hier aus dickbankigem lagunärem Dachsteinkalk, der oft reich an großen Megalodonten ist, zusammen (vgl. SPENGLER, 1926). Der Dachsteinkalk ist an der Deckenstirn in mehrere schmale Stirnschuppen zerlegt worden, wie es auf dem kleinen Hügel zwischen Gft. Schöfstein und der „Alten Salzmaut" durch eingeschuppte Werfener Schichten und Hornsteinkalke des ?Oberjura deutlich ersichtlich wird.

Hauptdolomit (Nor)

Der graue bis lichtgraue Dolomit ist stellenweise deutlich gebankt und führt dann auch Algenlaminite. Innerhalb der komplizierten Scherzone des Mendlinger Spornes ist der Dolomit oft mylonitisiert und tektonisch zerrieben.

Lunzer Schichten (Unteres Karn)

Ockerbraun verwitternde, weiche Sandsteine sowie dunkelgraue Siltsteine der Lunzer Schichten konnten im kartierten Gebiet an drei Stellen angetroffen werden:

1) An der neuen Forststraße 350 m NE' Gft. Hartl, wo sie tektonisch in Mitteltriaskalke eingeschuppt sind.
2) Im Liegenden von Hauptdolomit 150 m N' und NW' vom Alten Forsthaus in der Mendling. Ähnlich wie die Werfener Schichten sind die Lunzer Sand- und Siltsteine in Störungszonen eingepresst und offensichtlich hier auch mit grünen Werfener Tonschiefern vermengt worden.

Wettersteinkalk-Schollen in Riffazies

Entlang der Göstlinger–Mendlinger Störungszone sind eine ganze Reihe tektonisch eingeschliffener Späne von Wetterstein-Riffkalk anzutreffen. So konnte an der neuen Forststraße, die vom Gft. Mendlingbauer auf den Scheibenberg führt, in 690 m SH eine frisch angesprengte Kalkscholle aus fossilreichem Riffkalk angetroffen werden. Bei dem reichlich Hydrozoen, Solenoporaceen, große Crinoiden, kleine Korallen und seltener auch Sphinctozoen führenden Riffkalk könnte es sich um eine über einige Kilometer verschliffene Wettersteinkalkscholle aus dem westlichen Gamssteinzug handeln.

Wettersteinkalk – Gebankter Feinschuttkalk, Lagunärer Onkoidkalk (Unteres Karn)

Am Nordrand des Scheibenbergplateaus konnte an der Plateaukante ein Übergang des an großen Rifforganismen reichen Wetterstein-Riffkalkes in gut gebankte Kalke (Kalkarenite) beobachtet werden. Mit dem Auftreten von Onkoiden, Grünalgen, Echinodermen, Aggregatkörnern und Foraminiferen kündigt sich somit im Bereich der gut gebankten Kalke ein lagunärer Faziesraum im hangendsten, cordevolen Anteil der Wettersteinkalkplatte des Scheibenberges an. Das cordevole Alter kann durch die Grünalgen *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA, *Physoporella heraki* BYSTRICKY, *Poikiloporella duplicata* PIA und *Griphoporella* sp. (det. O. PIROS, Budapest) belegt werden.

Wettersteinkalk-Riffazies (Unteres Karn)

Die Hauptmasse der östlichen Plateauhälfte des Scheibenberges dürfte von Wettersteinkalk in Riffazies aufgebaut werden. Am häufigsten konnten riffbildende Organismen wie verschiedenste Kalkschwämme (darunter gelegentlich Sphinctozoen wie z.B. *Uvanella* sp., *Peronidella* sp., *Colospongia* sp.), diverse Korallen sowie Solenoporaceen, Echinodermen, *Microtubus communis* und selten auch Grünalgen beobachtet werden. Auffälligerweise waren auch im Riffkalk öfters Mollusken wie vor allem Bivalven, aber auch Brachiopoden und Gastropoden zu beobachten. Zwischen

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

den Rifforganismen war in etwa gleichen Anteilen eine feinkörnig-sandige Matrix sowie grobspätiger, bräunlich gefärbter Hohlraumzement zu beobachten. Eine Verkittung der Rifforganismen durch Algenkrusten sowie eine partielle Dolomitisierung der Komponenten konnte ebenso beobachtet werden. An der nördlichen Plateauhälfte war entlang der Forstwege eine grobe Bankung der Riffkalke im Meterbereich (flaches nördliches Einfallen) beobachtbar. Die im Profil eruierbare Gesamtmächtigkeit des Wettersteinkalkes am östlichen Scheibenberg dürfte um die 1000 m betragen (Oberkante Raminger Kalk/Unterkante Lunzer Schichten). Die 200 m südlich Ruhkogel aufgefundene Grünalge *Diplopora comelicana* FOIS 1979 (det. O. PIROS) ist eine Durchläufer-Form von Langobard bis Cordevol und belegt das relativ junge Alter des Wetterstein-Riffkalkes. Conodonten in der etwa gleich alten Riffschuttfazies des Raminger Kalkes erbrachten den gleichen stratigraphischen Umfang.

Wettersteinkalk-Riffschuttfazies („Vorriff", Unteres Karn)

Über dem noch deutlich gebankten, allodapischen Raminger Kalk an der Scheibenberg-Südseite folgt ein etwa 300 m mächtiger, meist massig bis kleinklüftig verwitternder, matrixreicher, hellgrauer Kalk mit noch relativ kleinen Rifforganismen. In einer schlamm- und feinsandreichen Matrix treten umgelagerte, gelegentlich auch zerbrochene Rifforganismen wie kleine Schwämme, darunter öfters Sphinctozoen, sowie kleine Korallen, Solenoporaceen (teilweise mit Algenkrusten), Crinoiden, und nicht selten auch *Microtubus communis* auf („floatstone"). Gelegentlich konnten auch teilweise mit grobspätigem Calcit zementierte Internbrekzien, die kantige Intraklasten und Riffschutt führen, beobachtet werden. Löchrig-rauhwackige Verwitterung ist typisch für den basalen Feinschuttkalk. Im allgemeinen dürfte der Anteil an Rifforganismen von Liegend gegen Hangend allmählich zunehmen, jedoch treten erst ab etwa 1300 m SH größere Schwamm- und Korallenstücke auf. Das Auftreten einer sandigen Matrix sowie kleinerer Hohlraumzemente und Brekzien ist für den gesamten Riffbereich charakteristisch. Ebenso konnte öfters das Auftreten von Bivalven und eine selektive Dolomitisierung der biogenen Komponenten beobachtet werden. Im hangenden Abschnitt konnte undeutliche Bankung beobachtet werden.

Raminger Kalk (Oberes Ladin – Unteres Karn)

Als Raminger Kalk wurde der unregelmäßig gebankte, welligschichtig-ebenflächige, plattig-kompakte, mittelgraue–hellgraue Feinschuttkalk im Hangenden des Reiflinger Kalkes am Scheibenberg (und Gamsstein) auskartiert. An der neuen, vom Mendlingbauer auf den Scheibenberg führenden Forststraße können gut sämtliche Sedimentstrukturen wie Feinschichtung, gradierte Schichtung (mit erosiver Basis), mehrfach gradierte Schichtung und reverse Gradierung beobachtet werden. Neben den Feinschuttkalken (grainstone, rudstone, wackestone) treten auch Debrite sowie mehrere dm-mächtige dunkelgrüne Partnachmergellagen auf. Im Schuttkalk können Intraklasten (z.B. Filamentkalke), Extraklasten (meist aus dem Riffbereich) und vereinzelt auch Onkoide unterschieden werden. Als biogene Komponenten können Echinodermen, Bivalven, Schwammnadeln und Foraminiferen angeführt werden. Hornsteinkonkretionen konnten eher nur in den basalen Partien beobachtet werden, die Hauptmasse des Raminger Kalkes hingegen dürfte häufig diffus verkieselt sein. Die Mächtigkeit des Raminger Kalkes beträgt etwa 150 m. Im Hangenden ist ein relativ rascher Übergang in die Riffschuttfazies des Wettersteinkalkes feststellbar. Morphologisch zeichnet sich der kompakte Raminger Kalk meist durch Ausbildung felsiger Steilstufen ab, während der darüberfolgende Wetterstein-Riffschuttkalk aufgrund seiner Kleinklüftigkeit und partiellen Dolomitisierung das flachere, stark hangschuttbedeckte Gelände bis zur Plateaukante des Scheibenberges einnimmt. Mit einer Conodontenprobe, die aus dem hangenden Raminger Kalk 500 m SE' Zinken (K. 1400) in etwa 1040 m SH entnommen wurde, kann belegt werden, dass der darüberfolgende Wetterstein-Riffkalk relativ junges, (unter)karnisches Alter haben muss. Die Probe enthielt *Budurovignathus* cf. *mostleri*, eine Leitform des Langobard 3–Jul 1.

Reiflinger Kalk (Oberes Anis – Oberes Ladin)

Als Reiflinger Kalk wurde der regelmäßig dm-gebankte, dunkel- bis mittelgraue, knollig-wellig-schichtige, reichlich Hornstein führende Kalkmikrit mit Filamenten und Radiolarien bezeichnet und kartiert. Als etwa 100 m mächtiges Band stellt der Reiflinger Kalk die tiefere Beckenentwicklung am Scheibenberg dar. Im oberen Abschnitt geht der Reiflinger Kalk des Ober-Ladins mit relativ scharfer Grenze in allodapischen Raminger Kalk über und führt am östlichen Scheibenbergzug überdies mehrfach Einschaltungen von dunkelgrünen Partnachmergellagen sowie Tuffitlagen. Durch den feinkörnig-dichten, schaligen Bruch können die Reiflinger Kalke im Gelände meistens von den eher spätig-splittrig brechenden Raminger Kalken unterschieden werden.

Typisch ausgebildete Reiflinger Kalke sind entlang der Göstlinger Störung zwischen Schwölleck und Scheibenberg eingeschuppt. Der stratigraphische Kontakt zum liegenden Steinalmkalk ist dabei tektonisch überprägt worden.

Typisch dunkelgrauer, knolliger, hornsteinreicher, tieferer Reiflinger Kalk tritt zusammen mit dünnbankigem Gutensteiner Kalk im „Mendlinger Sporn" als schmale, steil stehende, langgezogene Kalkschuppe am nordwestlichen Talrand des Mendlingtales zwischen dem Alten Forsthaus Mendling und Lassing auf. Auffallend ist in dieser Schuppe das Fehlen von Steinalmkalk (= Fortsetzung der durchgehenden Beckenfazies der Großreiflinger Scholle).

Steinalmkalk (Mittleres Anis)

Typisch gut dm- bis mehrere dm- gebankter, lichtgrauer, algen- und onkoidführender Steinalmkalk tritt zusammen mit dem dunkelgrauen Gutensteiner Kalk an der Basis des Gamsstein–Scheibenberg-Zuges auf. Die Mächtigkeit des Steinalmkalkes liegt hier stark unterschiedlich zwischen 80 m und 200 m. An der Basis ist der Steinalmkalk oft noch bituminös, dunkelgrau oder braungrau gefärbt, enthält aber – im Gegensatz zum Gutensteiner Kalk – bereits Onkoide, Rindenkörner und Algenlaminite. Feinschichtige Lagen sind reich an Crinoiden, Bivalven und Gastropoden, daneben treten im basalen Steinalmkalk auch noch Wühlgefüge, Intraklasten und Peloide auf. Gelegentlich auftretende Wurstelkalkbänke zeigen ein zeitweilig eingeschränktes, reduzierendes Mileu wie im Gutensteiner Kalk an. Im Hangenden nimmt der Steinalmkalk rasch eine helle Gesteinsfarbe an und ist stellenweise reich an kleinen Grünalgen, Crinoiden und Onkoiden. Gelegentlich sind cremegraue–weißliche Dolomitlagen im Kalk eingelagert.

Zusammen mit dem Gutensteiner Kalk bildet der Steinalmkalk gerne steileres, von kleinen Felsrippen und -stufen durchsetztes Gelände.

Das anisische Alter des Steinalmkalkes kann sowohl am Schwölleck (500 m NW'Lassing), als auch am Scheibenberg (Brettseiten – Mendling, 800–900 m SH) an insgesamt acht verschiedenen Fossilfundpunkten durch eine artenreiche Grünalgen-Flora belegt werden:

Physoporella pauciforata (Gümbel) *pauciforata* BYSTRICKY
Physoporella pauciforata undulata PIA
Physoporella pauciforata gemerica BYSTRICKY

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

Physoporella intusannulata HURKA
Physoporella dissita (Gümbel) PIA
Teutloporella peniculiformis OTT
Anisoporella anisica OTT
Diplopora hexaster PIA
Acicularia sp.

Die Bestimmung der Grünalgen verdanke ich Frau Dr. Olga PIROS (Budapest).

Im Bereich der Göstlinger Störungszone ist unmittelbar NW' K. 1030 (= östlicher Nebengipfel des Schwölleck) ein schmaler Span eines lagunär entwickelten Steinalmkalkes zwischen Werfener Schichten der Störungszone und Reiflinger Kalk tektonisch eingeschaltet. Der deutlich dickbankige, helle Kalk ist stellenweise reich an Dasycladaceen, Crinoiden, Bivalven, Gastropoden, Foraminiferen und Onkoiden. Das anisische Alter dieser Kalkschuppe konnte mit Hilfe von drei Proben aus Dasycladaceenkalken mit folgender Flora (det. O. PIROS, Budapest) belegt werden:

Physoporella pauciforata (Gümbel) *pauciforata* BYSTRICKY
Physoporella pauciforata gemerica BYSTRICKY
Physoporella dissita (Gümbel) PIA
Teutloporella peniculiformis OTT
Anisoporella anisica OTT
Diplopora hexaster PIA

Daneben konnte bei den meisten Steinalmkalk-Proben die leitende Foraminiferen-Gattung *Meandrospira* sp. beobachtet werden. Mikrofaziell sind die Steinalmkalke sowohl als feinkörnige Biomikrite (wackestones), als auch als Biosparite (grain-rudstones) ausgebildet.

Gutensteiner Kalk (Unteres Anis)

Mittel- bis dunkelgrauer, gut dünn- bis dm- gebankter, ebenflächiger Gutensteiner Kalk bildet das tiefste Schichtglied des Scheibenbergzuges. Als typische Biogene treten feine Crinoidenspreu und Bivalven auf. Daneben können im bituminösen Kalkschlamm sehr häufig Wühlgefüge („Wurstelkalk") und gelegentlich auch Peloide beobachtet werden. Der Übergang in den hangenden Steinalmkalk ist fließend und durch den Einsatz erster Onkoidkalke gekennzeichnet. Vereinzelt konnten in diesem Übergangsbereich auch sog. „Messerstichkalke" (?herausgewitterte Gipskristalle) beobachtet werden.

Die Mächtigkeit der Gutensteiner Kalke ist stark vom tektonischen Zuschnitt abhängig, erreicht jedoch am Scheibenberg mindestens 100 m.

Mittelgrauer, dünnbankiger Kalk

Im Bereich des Mendlinger Spornes befinden sich zwei schmale, langgezogene und von mehreren Querstörungen unterbrochene Kalkspäne, deren stratigraphische Zuordnung vorläufig noch offen geblieben ist. Es handelt sich dabei um gut gebankte, oft dünnbankige, mittelgraue, feinkörnig-feinspätige Kalke mit sehr geringer Fossilführung. Vor allem die dünnbankigen Kalke sind recht feinkörnig und etwas tonig ausgebildet. An Biogenen tritt lediglich in besser erhaltenen Partien spärlich etwas Crinoidenspreu auf. Im Dünnschliff sind auch kleine Ostracodenschälchen im Kalkmikrit erkennbar.

Rauhwacken des ?Anis

An der Blattgrenze zu Blatt 71 Ybbsitz, treten am Hangfuß des Schwölleck harte, meist hell gefärbte, kalkig-dolomitische Rauhwacken von großer Mächtigkeit auf. Partienweise gehen diese Rauhwacken unregelmäßig in mittel- bis dunkelgraue, stark tektonisch beanspruchte, kleinklüftige Kalke und Kalkbrekzien über. Hier scheint es mir noch unklar, ob die Rauhwacken in die Mittel- oder Obertrias zu stellen sind.

Ein weiterer, etwa 40 m mächtiger Zug von Rauhwacken tritt an der Basis des Gutensteiner Kalkes am südwestlichen Scheibenberghang auf. Es sind mittel- bis dunkelgraue, teils kalkige, teils dolomitische, zellig-löchrige Rauhwacken, die zusammen mit Werfener Schichten die Basis des Scheibenbergzuges markieren und mit großer Wahrscheinlichkeit in das Anis zu stellen sind („Reichenhaller Rauhwacke").

Werfener Schichten (Untere Trias)

Die grünen und rotvioletten Tonschiefer sowie Quarzsandsteine der Werfener Schichten kommen an zahlreichen Stellen – vorallem in Störungszonen eingepresst – zutage. Sie markieren den Verlauf der Göstlinger Störung und deren Einbindung in den Mendlinger Sporn, weiters die Deckenstirn der Unterberg-Decke südlich Lassing sowie die schräg zu den genannten Störungssystemen verlaufenden Querbrüche. Gelegentlich tritt auch blaugrünes, toniges Haselgebirge zusammen mit den Werfener Tonschiefern zutage. Rote Bodenfärbung, Vernässungen (Hirschsuhlen) und Quellaustritte sind typisch für Werfener Areale.

Tektonik

Die von Blatt 71 Ybbsitz heranziehende linkslaterale Blattverschiebung der Göstlinger Störung setzt sich im flachen Graben an der SW-Seite des Schwöllecks fort und quert etwa 1 km westlich Lassing den Mendlingbach. Westlich oberhalb Mendlingbauer bindet die Göstlinger Störung in etwa 800m SH in die Störungszone des Mendlinger Spornes ein, wird jedoch hier mehrfach durch kleine, syngenetische, linkslaterale Blattverschiebungen, die spitzwinkelig zur Hauptstörungszone verlaufen, gleichsinnig linkslateral versetzt („Riedel-shears"). Dadurch ergibt sich ein kompliziertes Störungsmuster am Hangfuß des Scheibenberges zwischen Mendlingbauer und Altem Forsthaus. Größere vertikale Bewegungsbeträge an der Blattverschiebung sind durch das Einschwenken der Störungszone von NE–SW- in die ENE–WSW-Richtung nicht auszuschließen. Im Raum N' Göstling ist an der Göstlinger Störung ein horizontaler Bewegungsbetrag von etwa 5 km feststellbar (RUTTNER & SCHNABEL, 1988). Dieser dürfte von Norden (Ybbsitz) nach Süden stets zunehmen und in der Mendling bereits mehr als 10 km betragen, wie es durch in die Störungszone eingeschleppte Wettersteinkalkschollen in Riffazies, die vermutlich aus dem westlichen Gamssteinstock stammen dürften, belegt werden kann. Generell wird der Störungsverlauf durch bunte Werfener Tonschiefer, Haselgebirge und Rauwacken markiert.

Bemerkenswert ist auch eine gut erkennbare, etwa in der Mitte des Scheibenberg-Südosthanges auftretende, W–E-streichende Rechtsseitenverschiebung, die den Reiflinger Kalk („Marker") um etwa 200 m horizontal nach Westen versetzt und im Osten in die Störungszone der Göstling–Mendling-Blattverschiebung einbindet. An der Forststraße (860 m SH) ist die Störung, an der auch ein flexurartiges Einbiegen der Reiflinger Kalke in die Bewegungsrichtung der Störung erkennbar ist, gut aufgeschlossen.

Südöstlich der Göstling–Mendling-Blattverschiebung treten mehrere Trias-Schuppen, denen Lunzer Sandstein und seltener Werfener Schiefer zwischengeschaltet sind, auf. Diese stellen das schmale tektonische Bindeglied zwischen der Großreiflinger Scholle im Westen und der Göstlinger Schuppenzone im Osten dar („Mendlinger Sporn"). Die Mitteltriasschuppen bestehen z.T. aus Steinalmkalk und Reiflinger Kalk, wie es am Schwölleck und Mendlingbach westlich Lassing belegt werden kann (? Fortsetzung der Brunneckmauer-Schuppe), z.T. aus einer geringer mächtigen Abfolge von dunkelgrauem Gutensteiner Kalk und Reiflinger Kalk, die sich von Lassing bis in die Palfau durchverfolgen lässt und die Beckenfazies der Großreiflinger Scholle zu vertreten scheint, und schließlich z.T. aus

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

fossilarmen, lichtgrauen, feinkörnigen, dünnbankigen Kalken fraglicher Stellung.

Südlich Lassing wurde gerade noch begonnen, die Deckenstirn der Ötscher-Decke, die hier selbst wiederum in mehrere Dachsteinkalk-Späne zerlegt worden ist, auszukartieren.

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 101 Eisenerz

WOLFGANG PAVLIK

Der Kartierungsschwerpunkt im laufenden Jahr lag auf der Nordseite der Kräuterin.

Den Hangfuß der Kräuterin bauen weißliche bis graue, im Zehnermeter-Bereich gebankte zuckerkörnige lagunäre Wettersteindolomite auf. Zumeist sind Algenlaminite, seltener Onkoide mit Dasycladaceen – *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA) – ausgebildet. Das Hangende bilden graue bis schwarze Tonsteine bis Tonmergel der Reingraben Formation. Die Mächtigkeit liegt zwischen wenigen Metern und 20 m. Hierüber liegen hellgraue bis dunkelgraue zuckerkörnige karnische Dolomite. Vereinzelt können Dasycladaceen, *Poikiloporella duplicata* PIA, aufgesammelt werden. Die Mächtigkeit erreicht 50–60 m. Der Hang zwischen 850 m und 1600 m wird von gut gebankten hellgrauen bis grauen Hauptdolomiten aufgebaut. Den Gipfelaufbau bilden lagunäre gut gebankte Dachsteinkalke. Im Liegenden des Dachsteinkalkes überwiegen Dolomitbänke mit Algenlaminiten, erst darüber folgt eine Wechsellagerung der B- und C-Horizonte des Lofer-Zyklothems. A-Horizonte sind sehr selten ausgebildet. Die Grenze zu den Hauptdolomiten wurde mit der ersten Kalkbank gewählt, die zumeist eine markante Geländekante bildet.

Im mittleren Schifterkogelgraben und im oberen Kaltengraben liegen bis zu 15m mächtige Schuttkörper. Im oberen Kaltengraben und im Schifterkogelgraben südlich Zisleralm sind tiefe Erosionsrinnen ausgebildet. Diese könnten in näherer Zukunft, insbesondere bei intensiverer Quellschüttung für eine intensivere Erosion und damit verbunden verstärkte Murentätigkeit ins Holzäpfeltal führen. Im Weißgraben liegen volumensmäßig kleinere Schuttkörper. Im Scharfen Graben liegen nur noch sehr kleine Schuttkörper, im Ochsenriedelgraben sind keine bedeutenden Lockergesteinsmassen mehr vorhanden. Im Hennluckengraben liegt nur noch im unteren Grabenbereich, am Talausgang zum Hochstadlgraben ein größerer Schuttkörper.

Besonders am Hangfuß zeigt sich die sehr intensive tektonische Zerlegung dieses Bergstockes. Entlang NNW–SSE-verlaufender Blattverschiebungen lassen sich dextrale Versätze auskartieren.

Nördlich Hochstadlgraben sind im Westen lagunäre Wettersteindolomite ausgebildet. Gegen Osten werden sie von Reingraben-Formation und karnischen Dolomiten überlagert. Im Sattel zum Ennsleitengraben wird diese karnische Schichtfolge von einer Blattverschiebung gekappt. Im Gebiet südlich der Reiteralm wird die oben angeführte oberladinische bis karnische Schichtfolge an NNW–SSO-Brüchen vertikal verstellt.

Ungefähr 600 m östlich Kote 804 liegt nördlich des Hochstadlgraben ein Bergsturzareal, bestehend aus karnischen Dolomitblöcken aus der Hohlkehle im Norden.

Westlich Kote 804 nördlich des Hochstadlgrabens liegt ein kleiner Moränenrest. Ansonsten sind keine großflächigen eiszeitlichen Sedimente erhalten, nur vereinzelt lässt sich Moränenstreu nachweisen.

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 101 Eisenerz

GODFRID WESSELY
(AUSWÄRTIGER MITARBEITER)

Die Fortsetzung der Kartierung erstreckte sich auf das Gebiet zwischen Mendlingtal im Westen, der Linie Blachl – Sandmäuer – Schwarzalm – Kesselhöhe im Norden, dem Gebirgskamm von der Kesselhöhe bis zur Schmalzmauer (= Landesgrenze Niederösterreich/Steiermark) im Südosten und der Linie Schmalzmauer – Unterer Dürrgraben im Süden.

Bei der Ergänzung und Fortführung der Beschreibung der Schichtfolge und ihrer Verbreitung im Kartierungsgebiet 2002 ist generell anzumerken, dass von Süden gegen Norden, also den Nordabschnitt der Ötscherdecke zu, sowohl die Obertrias als auch der Jura eine Änderung in der Ausbildung erfahren, bevor sie die Überschiebungsstirne an der Grenze zum Hochbajuvarikum in Form der Göstlinger Schuppenzone bilden. Der Hauptdolomitsockel reicht vom Gebiet des Dürrengrabens über Nigelboden und Scheinecksattel bis in den Hochkarboden hinein. Er bildet die Süd- und Südosthänge des Hochkarkammes. Westlich des Ringkogels erscheint er reliefbedingt auch westlich des Hauptkammes.

Die darüber liegende Dachsteinkalkplatte enthält im Wesentlichen alle Grundelemente des lagunären Dachsteinkalkes, bestehend aus den tonigen, oft stark unterdrückten Basislagen, den dolomitischen Laminitstrecken und den Kalkbänken mit häufigen Megalodonten, doch lassen sich deutlich zwei Varianten erkennen.

Die erste Variante (Dachsteinkalk I) entspricht dem genannten Normaltyp. Er zeichnet sich durch ausgeprägte Bankung, die im Gelände deutlich ist, einheitllicherer Zyklizität und Mächtigkeit der Einzelglieder sowie konsistenter Lagerung aus. Er ist verbreitet im Ostabschnitt vom Lahnerkogel und zieht über den Riegelauschlag bis zur Hochkaralpenstasse und zum Platschboden einerseits und zum Hochkargipfel andererseits. Im Hangbereich zwischen Schöfstein und Schöfsteinkogel tritt er nochmals typisch auf.

Die zweite Variante (Dachsteinkalk II) ist ein sehr helles Gestein, wobei stellenweise weißer Kalk, in anderen Fällen heller Dolomit überwiegt. Häufig ist das Gestein strukturlos, doch zeigen Megalodonten (Subtidalglied C) sowie lagenweise auftretende Laminationen (Intertidalglied B) die Zugehörigkeit zum Dachsteinkalk auf.

Charakteristisch sind violettrote oder grünliche Verfärbungen in Tonen und Kalken, die von den supratidalen Einflüssen herrühren. Ein roter oder brauner geringmächtiger Sandsteinhorizont im Verein mit den Tonen könnte Markerfunktion besitzen, ebenso eine oder mehrere benachbarten Brekzienlagen mit tonig-kalkiger, roter Matrix und auffallend dunklen bis schwarzen Komponenten aus Kalk und lokal Hornstein. Letzterer wurde in einem Fall als sedimentäre Linse im Supratifalglied A angetroffen. Dem Dachsteinkalk II mangelt es oft an gut erkennbarer Bankung. Die Schichtung ist dann nur an Laminationen oder Tonlagen ablesbar, stellenweise wechseln stark Ausmaß und Richtung des Einfallens. Dieser Gesteinstyp ist gegen den Stirnbereich der Ötscherdecke vertreten. Er zieht vom Nordosten kommend über einen Abschnitt der Sandmäuer, ist gut an der Hochkar-Hochalpenstraße aufgeschlossen, bildet den Sockel des Blachlkogels, setzt über den Königsgraben und erreicht über dem Bereich Platschboden und Schöfsteinkogel den unteren Abschnitt des Dürrengrabens. Hier scheint eine sedimentärer Zusammenhang mit dem dort die Flanken des ansteigenden Dürrengrabens bil-

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

Blatt 102 Aflenz

Siehe Bericht zu Blatt 101 Eisenerz von GERHARD BRYDA.

Blatt 103 Kindberg

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg

AXEL NOWOTNY

Im Berichtsjahr wurde der NW-Bereich von Veitsch zwischen Pretalgraben im S und Schwarzkogel im N beziehungsweise Großveitsch im E und Hinterhofgraben im W. Weiters wurden Übersichtbegehungen im Raum E von Veitsch, W Feistritzberg und W Kindberg im Gebiet Lammerbach durchgeführt.

N des Pretalgrabens tritt ein schmaler Streifen von Metasedimenten der Veitscher Decke auf. Es sind durchwegs dunkle, meist ebenflächige selten gewellte Schiefer und Sandsteine. Konglomerate und Karbonateinschaltungen konnten nicht angetroffen werden. Hangend folgt die Silbersberg- Decke. Im Wesentlichen handelt es sich um silbrige Phyllite und Quarzite mit Einschaltungen von Chloritschiefer und Grünschiefer. Die hangend folgende Kaintaleck-Decke tritt nur W des Pretalsattel auf. Gegen E finden sich keine Anzeichen von höher metamorphen Gesteinen. Die starke tektonische Beeinflussung vor allem im Bereich des Pretalgrabens spiegelt sich in der intensiven Verschuppung von Silbersberg-Decke und Veitscher Decke aber auch Silbersberg-Decke und Norischer Decke wider.

Einen breiten Raum nimmt der Blasseneck-Porphyroid der Norischen Decke ein, welcher hangend der Silbersberg-Decke folgt. Einschaltungen von Schiefern der Rad-Formation finden sich häufig. Zu den Schiefern gehören sicherlich auch die von A. MATURA (1995) beschriebenen schwarzen Schiefer als Einlagerungen im Blasseneck-Porphyroid im Bereich Hinterhofgraben. N des Eisnerkogels treten Schiefer der Rad-Formation mit Einschaltungen von Quarzit im Gebiet W Großveitsch und Erz führendem Kalk auf.

E der Ortschaft Veitsch beschränkte sich die Aufnahmen auf das Gebiet „Auf der Schmölz". Es lagern, von N–S- und NW–SE-Störungen begrenzt, Serizit-Quarzit, Schiefer und helle Porphyroide über dem Troiseck-Kristallin. Makroskopisch sind diese Metasedimente ident mit den Vorkommen von Verrucano entlang des Pretalgrabens und Stübminggrabens im Hangenden des Troiseck-Kristallins.

Das Gebiet zwischen Massingbach und Feistritzbach nördlich von Feistritz wird im S von Grobgneis aufgebaut. Die Abhänge gegen N zur Mürz werden durchwegs von neogenem Grobgneisgrus überlagert. Randlich zum Quarzphyllit im N treten Quarzite des Typus Rittis auf. Das dem Quarzphyllit auflagernde zentralalpine Permomesozoikum besteht im kartierten Gebiet aus Quarzit an der Basis, weiters aus untergeordnet gebänderten, meist aber weißen Kalkmarmoren. Der Grenzbereich zwischen Quarzphyllit mit permomesozoischer Hülle und Troiseck-Kristallin zeigt steile Störungen in SW–NE-Richtung.

Aufnahmen im Gebiet W Kindberg im Lammertal dienten zur Probenahme verschiedener Grobgneistypen. Die an der Oberfläche stark zerlegten teils grusig verwitterten Grobgneise sind in einem Steinbruch N von Althadersdorf prächtig aufgeschlossen. Zwischen Grobgneis teilweise Granat führend mit großen Feldspäten finden sich Lagen von feinkörnigem Habitus. Flächenmäßig lassen sich die verschiedenartigen Orthogneise im Feld jedoch nicht trennen.

Blatt 120 Wörgl

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone und im angrenzenden Permoskyth auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger

HELMUT HEINISCH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Wegen der Umstellung auf UTM-Blattschnitte wurden die Geländeaufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone an den Nordwestrand des Blattes Neukirchen verlegt und auf das Nachbarblatt Wörgl ausgedehnt. Thematisch sollte die Aufnahme des Ultrabasit-Komplexes vom Markbachjoch im Vordergrund stehen. Als Reinzeichnung im Maßstab 1 : 10.000 liegt ein Geländestreifen von 5 x 4,5 km vor, also rund 22 km^2, der im Berichtsjahr neu aufgenommen wurde.

Den Nordrand bildet der Talboden der Wildschönau mit den Orten Wildenbach, Marchbach und Grafenweg. Der Ostrand ist durch die weitflächigen Terrassen von Penning und die Talfurche Kelchsau gegeben. Im Süden ist das Gebiet durch die Linie Turmkogel – Kühbrandalm – Katzenberg begrenzt, im Westen etwa durch die Linie Horlerstiegl – Rosskopf – Wildenbach. Damit liegen der Höhenrücken des Marchbachjoches und die Talfurche des Brummergraben im Arbeitsgebiet.

Trotz zahlreicher Arbeiten zum Ultrabasitkomplex des Marchbachjochs war nie eine zusammenhängende Dar-

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

stellung der geologischenVerhältnisse gelungen. Versuche verschiedener Institute, das Gebiet im Rahmen von Diplomarbeiten und Dissertationen zu kartieren, waren fehlgeschlagen. Dies ist einerseits im kleinräumigen Wechsel der Lithologie, andererseits auch in spezifischen Geländeeigenschaften begründet. Man hat die Wahl zwischen sehr schlechten Aufschlüssen wegen Moränenbedeckung, dichter Bewaldung ohne Aufschlüsse, starker anthropogener Überprägung oder extrem steilen, teils unbegehbaren Bachanrissen, letztere vor allem in der Nordflanke des Marchbachjochs. Eine gewünscht detaillierte Neuaufnahme erforderte einen hohen Zeitaufwand. Das Kartiergebiet wurde so gewählt, dass der gesamte Ultrabasitkomplex mit Rahmen erfasst wurde.

Lithologie und Verbreitung der Gesteine

Besondere Aufmerksamkeit galt dem Marchbachjoch seit jeher durch die hier vorkommenden Ultrabasite und Metabasite. Zwischen Halsgatterl, Marchbachjoch und Kropfrad erstreckt sich in mehreren Einzelvorkommen der größte Serpentinit-Pyroxenitkörper der westlichen Grauwackenzone. Er steckt in basaltischen Pyroklastika, die mit siziliklastischen Sedimenten verzahnen. Der Ultrabasitkomplex um Anton-Graf-Hütte und Gesenkalm ist vom Hauptkomplex des Marchbachjochs durch Pyroklastikalagen getrennt.

Die üblichen Siliziklastika der Nördlichen Grauwackenzone, vor allem vom Typ Löhnersbach-Formation, umrahmen den Ultrabasitkomplex im Westen und Süden. Im Norden verschwinden die Einheiten unter dem Quartär, während im Osten an einer Sprödstörung Gröden-Formation direkt angrenzt.

Der sedimentäre Rahmen wird von Löhnersbach-Formation dominiert. Im Westen, z.B. am Roßkopf, sind Wechsellagerungen mit gröberer Schattberg-Formation zu beobachten. Eine Dominanz von Phylliten ergibt sich lediglich im Süden, im Umfeld des Brummergrabens.

Die Pyroklastika verzahnen auffällig oft mit karbonatischen Vulkanitschiefern, aus denen sich gelegentlich auch reine Marmore entwickeln (im Verband mit den Pyroklastika, z.B. im Steilhang zwischen Marchbach und Anton-Graf-Hütte). Untergordnet enthalten die Pyroklastika auch Basaltlaven, Es handelt sich also unzweifelhaft um eine vulkanosedimentäre Wechselfolge, wie sie für den basaltischen Vulkanismus der Grauwackenzone typisch ist.

Der Intrusivkomplex, der eine Aufschlussfläche von max. zwei km² einnimmt, besteht aus Pyroxeniten, Serpentiniten, anorthositischen Gabbros, Gabbros und Dioriten. Der enge räumliche Wechsel zwischen Pyroxeniten und Serpentiniten sowie interne kontinuierliche Übergänge machen wahrscheinlich, dass die Serpentinite retrograd aus den Pyroxeniten hervorgegangen sind. Auffällig sind cm große bastitisierte Pyroxene. Die Intrusivkontakte zwischen Gabbros, Dioriten und den Ultrabasiten sind unregelmäßig geformt und nicht lagig. Das Modell einer einphasig gefüllten in situ differenzierten Magmenkammer kann im Gelände nicht bestätigt werden. Petrologisch mag die Vorstellung eines sich differenzierenden Ausgangsmagmas trotzdem prinzipiell richtig sein. Die Ultrabasite befinden sich tendenziell mehr im Südosten, während im Nordwesten eher die Gabbros dominieren. Geometrisch läge also eine verkippte bis invers lagernde Magmenkammer vor. Durch die komplizierte tektonische Überprägung lässt sich die Ausgangsgeometrie nicht mehr sinnvoll rekonstruieren. Wegen der überregionalen Bedeutung der Frage und divergierender Literaturmeinungen wird im Folgenden auf die Art der Kontakte näher eingegangen: Im Westen umrahmt ein größerer Komplex basaltischer Pyroklastika die Ultrabasite und Gabbros, der südlich des Roßkopfs bis zum Horler Stiegl reicht. Häufig schneiden Sprödstörungen die vulkanischen Gesteine abrupt ab. Im Süden stecken die Ultrabasite intrusiv in basaltischen Pyroklastika, welche wiederum mit Löhnersbach-Formation verzahnen. Bei Kropfrad spielen ebenfalls Sprödstörungen eine Rolle, längs derer die Serpentinite weit nach Süden geschleppt wurden. Im Osten grenzt eine junge Sprödstörung den Ultrabasitkomplex gegen Gröden-Formation ab. Im Norden lassen sich eindeutig Intrusionsverbände zwischen Ultrabasiten, Gabbros und Dioriten kartieren, die in die vulkanosedimentäre Wechselfolge eingedrungen sind. Der Vulkanitkomplex verschwindet insgesamt im Talgrund der Wildschönau.

Aufgrund der diskordanten Kontakte sowohl wischen den einzelnen Intrusionen als auch zu den Nebengesteinen ist plausibel, dass es sich um eine in mehreren Schüben erfolgte Intrusion handelt, die aus einer tieferen gemeinsamen Quelle gespeist wurde. Damit bestätigt der Geländebefund jene geochemischen Modelle, nach denen es sich um eine kleinere Magmenkammer in einer alkalibasaltischen Ozeninsel handelt dürfte, wie aus Rezentbeispielen gut bekannt (z.B. La Palma, basaler Komplex). Das geringe Gesamtvolumen macht es plausibel, die Ultrabasite als ultrabasisches, teils pikritisches Saigerungsprodukt einer derartigen mafischen Magmenkammer zu sehen. Die These eines Ophiolithkomplexes als Rest eines ozeanischen Rückens ist nicht zu bestätigen. Neben unpassender Intrusionsgeometrie fehlen die sheeted dikes und die Pillowlaven.

Großregional hat der Beweis des Intrusivverbandes zwischen Markbachjoch-Komplex und herkömmlicher Grauwackenzone fatale Folgen: Damit existieren nachweislich zwei basische Magmenprovinzen verschiedenen Alters, die sich nur durch aufwendige geochronologische Verfahren unterscheiden lassen. Denn die durch Conodontenstratigraphie als devonisch datierten Metabasalte und Pyroklastika des Glemmtals sind im Gelände vollkommen identisch mit den Pyroklastika des Marchbachjochs, die durch die Datierung der Gabbro-Intrusion geochronologisch als ordovizisch oder älter angesehen werden müssen.

Südlich der Brummergräben ändert sich die Lithologie der Gesteine drastisch; es dominieren monotone Sedimentfolgen, in die eine Lage von Porphyroiden eingefaltet ist. Die im Osten angrenzende Gröden-Formation enthält reichlich Quarzkonglomeratlagen.

Überlegungen zum tektonischen Bau und zur Gesamtsituation

Die Serien sind in sich mehrfach gefaltet; messbar sind vor allem etwa Nord–Süd-gerichtete W-vergente Kleinfaltenstrukturen. Diese Deformationen sind duktil erfolgt. Um die Gesamtgeometrie des Marchbachjochgebietes vereinfacht zu beschreiben, mag man sich eine ältere Großfaltenstruktur um eine steile Achse vorstellen, die eine nach Süden offene U-Form des Ultrabasitkomplexes verursacht. Die spätere mehrfache wellblechartige Querfaltung lässt auch Anklänge an eine Schüsselstruktur entstehen. Dadurch wird verständlich, daß bei diesen Bedingungen chaotische geologische Grenzverläufe vorherrschen, die nicht mehr konstruktiv fassbar sind und kleinräumig abgegangen werden mußten.

Die jungen Sprödstörungen verkomplizieren das Faltenbild weiter. Wo Permoskyth in die Tektonik einbezogen ist, kann das Ausmaß der jungalpidisch-spröden Deformation abgeschätzt werden. So ist am Tennladen Permoskyth halbgrabenartig längs einer vertikalen Störung in Größenordnungen von 500 m Sprunghöhe eingesenkt. Das Permoskyth ist in sich schüsselartig verfaltet, ein merklicher Teil der Deformation ist als Schleppfaltung längs der halbgrabenartigen Abschiebung zu verstehen. Ähnliche

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

Schleppfalten treten längs der dominant Nord–Süd-verlaufenden Internstörungen auf, die auch den Intrusivkomplex zerschneiden. Serpentinite werden aufgrund ihrer hohen Mobilität gerne entlang der Störungen mitgeschleppt, sie sind häufig störungsbegrenzt und intern stark zerschert.

Ost–West-Strukturen verursachen das markante Tallineament des Brummergrabens. Die Störungen verlaufen jedoch nicht im Taltiefsten; sie müssen am Talausgang unter mächtigem Quartär verborgen sein. Der Südteil des kartierten Gebietes fällt durch seine straffe Regelung (Steilstellung, Nord–Süd-Streichen) auf. Ein Teil einer größeren Faltenstruktur wird durch den Verlauf der Porphyroidzüge südlich des Turmkogels abgebildet.

Das Verbreitungsgebiet von Innsbrucker Quarzphyllit wird, entgegen der Darstellung in alten Karten, nicht erreicht. Hingegen zeigen Teile der Grauwackenzone, etwa am Horlerstiegl, eine stärkere duktile Deformation, die zur Ausbildung welliger Scherflächen führt und Verwechslungen mit Quarzphyllit verursachen kann.

Quartär, Massenbewegungen

Das Gebiet enthält viel Grundmoränenbedeckung. Erratika in hoher Zahl ermöglichen den Schluss, dass neben lokalen Eismassen aus der Kelchsau auch Eis aus dem Inngletscher bis in die Furche des Brummergrabens geraten sein muß. Die Petrographie der Erratika wurde getrennt vermerkt. Spätglaziale Eisstau-Situationen haben mächtige Terrassensedimente mit reichlich Schlufflagen hinterlassen. Relikte dieser Terrassenkörper reichen bis in den Talschluß des Brummergrabens. Hier könnten auch vorhochwürmglaziale Sedimente erhalten sein. Es bestehen Auffassungsunterschiede hinsichtlich der Abgrenzung Grundmoräne/Eisstauterrasse bei Penningberg. Offensichtlich liegen mehrere Terrassenniveaus übereinander vor, dazwischen kann wieder Grundmoräne auftreten. Da die Situation noch nicht im Detail geklärt ist, wurden quartärinterne Signaturen zunächst nur in Bleistift abgegrenzt. Eine endgültige Bearbeitung durch den Quartärgeologen ist notwendig.

Die gesamte Südflanke von der Linie Roßkopf – Marchbachjoch – Tennladen ist durch Hangbewegungen gekennzeichnet. Die fossilen Rutschungen enden im Brummergraben, ein weiterer Grund für die Probleme bei der Festlegung geologischer Grenzen. So ist die Unterkante der Pyroklastika oberhalb der Münchner Hütte nicht fassbar, zumal hier auch kleinst parzellierte Wochenendhausbebauung den gesamten Untergrund anthropogen verändert hat. Der Brummergraben schneidet neben Rutschmassen zusätzlich Lockersedimente inkl. Bänderschluffe an. Er wird daher zum Geschiebelieferanten. Akut im Gleiten ist das Umfeld von Pkt. 924, Asten, wie sich deformierende Güterwege eindrucksvoll vor Augen führen. Auch hier liegen Bänderschluffe im Untergrund. In der Nordflanke des Gebietes ist der aufwendige Verbau des Wildenbachs zu erwähnen, der vor seinem Abschluss steht.

Die massive Nutzung des Gebietes für touristische Zwecke führte zu reichlich Schwarzbauten, Massenumlagerungen in Größenordnungen zur Entschärfung von Skipisten (z.B. Tennladenabfahrt), Beschneiungsanlagen und künstlichen Wasserbecken.

Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone und im angrenzenden Permoskyth auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

Daniel Krause
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen einer Diplomkartierung wurde eine Fläche von 10 km^2 im Maßstab 1:10.000 am Westrand des Blattes neu kartiert. Das bearbeitete Gebiet erstreckt sich von Auffach bis zum Schatzberg und umfasst den Weißenbach, den Aschbach sowie den Hohlriederkogl.

Neben den Metasedimenten der Nördlichen Grauwackenzone wurde in diesem Gebiet auch die Basis der Nördlichen Kalkalpen kartiert. Die dominierenden Gesteine im Kartiergebiet sind neben den klastischen Sedimenten des Permoskyth die Metasedimente der Glemmtal-Einheit. Das Permoskyth wird in Basisbreccie und Gröden-Formation unterteilt und die Glemmtal-Einheit in die Löhnersbach- und die Schattberg-Formation. In diese Metasedimente der Glemmtal-Einheit sind linsenartig Metatuffite eingeschaltet. Von dieser Einheit abgeschert findet sich noch der Spielberg-Dolomit, dieser steht im transgressiven Verband mit der Basisbreccie. Die Porphyroidgneise, Augengneise und die anisische Rauhwacke sind ausschließlich an tektonische Störungszonen gebunden. Einen großen Teil des Gebietes nehmen auch die Bildungen des Quartärs ein. In den Hangbereichen erstreckt sich das Moränenmaterial teilweise bis in Höhen von 1500 m, die darüber folgenden Eisstausedimente bis über 1200 m.

Die tektonischen Daten belegen eine Faltung mit überwiegend NW–SE-gerichteten Achsen. Spätere sprödtektonische Ereignisse zeigen sinistrale Blattverschiebungen, die SW–NE verlaufen. Die strukturgeologischen Untersuchungen belegen eine gemeinsame Überprägung der Nördlichen Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen während der spätalpidischen Deformationsphase.

Lithologie

Löhnersbach-Formation

Die Löhnersbach-Formation ist vorwiegend im nördlichen Bereich des Kartiergebietes zu finden. Die Grenzziehung zur Schattberg-Formation gestaltet sich schwierig, da der Anteil und die Bankmächtigkeit der Metasandsteinlagen im Übergang zur Schattberg-Formation zunimmt und keine im Gelände eindeutige lithologische Grenze bildet.

Großräumig aufgeschlossen ist diese Formation im Tal des Weißenbachs, wobei durch die geringe Entfernung zur Überschiebungsbahn der Nördlichen Kalkalpen hier eine hohe tektonische Beanspruchung stattfand, die viele kleinräumige Störungen zur Folge hat. Am Nordosthang des Hohlriederkogls ist ebenfalls großflächig Phyllit und Metasiltstein anzutreffen. Zwei weitere große Bereiche bilden das Gebiet südlich der Schatzbergalm und das Gebiet südlich des Aschbaches. In diesen beiden Bereichen zeichnet sich aber bereits der Wechsel zur beginnenden Schattberg-Formation ab. Das gipfelbildende Gestein des Schatzberges ist ein Mikrokonglomerat, welches als Rin-

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

nensediment interpretiert werden kann. Zwischen den Salcher Höfen und der Salcher Alm ist ebenfalls eine Tendenz der Zunahme des Metasandsteinanteils erkennbar. Im Gelände ist eine genaue Abgrenzung der beiden Formationen aber aufgrund der Aufschlussverhältnisse nicht eindeutig möglich.

Neben dem reliktischen sedimentären Lagenbau lassen sich gelegentlich auch noch reliktisch erhaltene Sedimentstrukturen nachweisen, die eine Interpretation der Löhnersbach-Formation als Bildung distaler Turbidite erlauben. Meist jedoch fielen diese der mehrphasigen Überprägung zum Opfer.

Schattberg-Formation

Nach Süden hin schließt sich an die Löhnersbach-Formation die stratigraphisch höher gelegene Schattberg-Formation an. Der Übergang zwischen den beiden Einheiten befindet sich sehr wahrscheinlich am Hang südlich des Aschbachtales. Eine genaue Grenzziehung ist hier aber an Hand der bereits erwähnten Probleme nicht möglich. Demnach beschränkt sich auch das vermutliche Vorkommen der Schattberg-Formation im kartierten Gebiet auf den Hang zwischen Salcher Höfe und Salcher Alm.

Metatuffite

Bei den Gesteinen im Kartiergebiet handelt es sich meist um ein Gemisch aus mafischen Pyroklastika und klastischem Sediment innerhalb der Metasedimente der Glemmtal-Einheit.

Eine Metatuffitlinse befindet sich am Ende des Forstweges südlich des Gasthauses „Koglmoos“, ein tektonischer Kontakt zum umliegenden Gestein kann hier nicht ausgeschlossen werden. Eine weitere liegt am Südhang des Hohlriederkogls an der Abzweigung zu den Steiner Höfen, wobei es sich bei dem Aufschluss weiter unten im Bachbett um einen von dort herunter geglittenen, sehr großen Metatuffitblock handelt. Das größte Vorkommen liegt am Südrand des Kartiergebietes bei der Salcheralm. Der primäre Zusammenhang mit den umliegenden Metasedimenten ist hier an Hand der Aufschlussverhältnisse entlang des Weges gut zu verfolgen. Bei den anderen beiden Vorkommen ist eine Einscherung oder olistolithische Rutschung als Erklärung der Lagerungsverhältnisse wahrscheinlicher. Im Gegensatz zu den Metasedimenten zeigen diese Gesteine ein relativ starres oder steifes Verhalten. So kann es auch innerhalb der duktileren Phyllite zur Rotation oder zum Zerbrechen gekommen sein.

Porphyroid (Blasseneck-Porphyroid)

Der Porphyroid ist im Kartiergebiet auf ein kleines Vorkommen im Bach nördlich der Steineralm begrenzt und steht dort als schmales, nach NE einfallendes Band an. Das Gestein zeigt einen deutlichen Lagenbau, bricht sehr dünnplattig und weist ein ausgeprägtes Krenulationsgefüge auf. Die Quarz- und Feldspataugen sind nicht immer deutlich erkennbar. Das Gestein hat eine starke Überprägung erfahren, bei der es zu einer Mylonitisierung kam. Vom angrenzenden Augengneis unterscheidet der Porphyroid sich durch seine hellere Farbe.

Spielberg-Dolomit

Der Spielberg-Dolomit bildet hauptsächlich den Höhenrücken des Latschenkogls und setzt sich dann in einem System kleinräumiger Störungen in Richtung Schatzbergalm fort. Im gesamten Gebiet ist er aber in Form von Geschieben unterschiedlicher Größenordnung zu finden, zum Beispiel im Bach südlich des Hohlriederkogls, auf einer Fläche südwestlich des Rauen Kogls und am Hang westlich der Innerkothkaseralm. Im Bereich des Latschenkogls sind die Schichten des Spielberg-Dolomites steil gestellt und fallen nach Südwesten ein. Es liegt hier eine Aufschiebung in Richtung Nordosten vor. In nordöstlicher Richtung ist der Kontakt zur Permotrias tektonischer Natur, auf der Südwestseite des Latschenkogls ist der transgressive Kontakt mit der Basisbreccie erhalten geblieben.

Augengneis

Es kommen drei verschiedene Augengneise unterschiedlichen Ursprungs im Kartiergebiet vor. Das erste Vorkommen befindet sich im Bach nördlich der Steineralm und steht in direktem Kontakt zum Porphyroid. Er unterscheidet sich äußerlich von ihm durch sein dunkleres Erscheinungsbild. Für die porphyrischen Orthogneise sind mehrere Millimeter große graublaue Quarzporphyroblasten charakteristisch. Die Gesteine sind meist massig bis gut geschiefert.

Die zwei anderen Vorkommen erstrecken sich beide südlich des Latschenkogls in einem Bogen zur Außerkothkaseralm hin. Für einen der beiden Augengneise lässt sich ein Porphyroid als Ausgangsgestein annehmen, er enthält Mehrkornaggregate aus Quarz und Feldspat und ist demnach ebenfalls ein porphyrischer Orthogneis. Der dritte Augengneis weist eine grüne Färbung auf, welche sich auf chloritisierten Hämatit zurückführen lässt. Das primäre, vermutlich sedimentäre Gefüge des Gesteins wurde vollständig zerstört. Eine intensive Deformation führte zum Zerbrechen der primären Quarzkristalle. Diese Fakten lassen den Schluss zu, das es sich bei diesem Gestein um mylonitisierte Basisbreccie handelt und wäre demnach als Paragneis einzustufen.

Basisbreccie und Gröden-Formation

Die permische Transgression auf den Spielberg-Dolomit beginnt mit einer Quarzitbrecccie (Basisbreccie), die dann im Verlauf der Sedimentation in ein Quarzitkonglomerat übergeht.

Pauschal kann gesagt werden, dass sich die Vorkommen der Gröden-Formation an den südwestlichen Rändern der skythischen Sandsteinvorkommen erstrecken. Diese Bereiche liegen beiderseits des Latschenkogls und ziehen sich von dort aus über die Außerkothkaseralm bis zur Innerkothkaseralm und dann noch südwestlich des Hohlriederkogls.

In weiten Bereichen, besonders in Nähe der Überschiebung, sind die Breccie und das Konglomerat mylonitisch ausgebildet. An Hand dieses Gesteins lässt sich erkennen, dass das Permo-Skyth plastisch mit deformiert wurde.

Alpiner Buntsandstein

Große Bereiche des Alpinen Buntsandsteins erstrecken sich zwischen Rauen Kogl und Latschenkogl und weiter zwischen Außerkothkaser-, Innerkothkaser- und Steineralm. Ein kleiner Bereich befindet sich südwestlich des Hohlriederkogls und stellt einen gesonderten Block dar, der vermutlich in die Metasedimente der Löhnersbach-Formation hinein rotierte.

Wie schon im Fall der Basisbreccie, treten auch hier durch die tektonische Beanspruchung verschiedene Gesteinsausbildungen, vor allem Metasandsteine auf. Eine reliktische Schichtung ist in den Metasandsteinen noch zu erkennen.

Reichenhaller Schichten

Die Reichenhaller Rauhwacke ist im Kartiergebiet eher selten vertreten und ihre Vorkommen ausschließlich an Störungen gebunden. So ist davon auszugehen, das es sich um eingeschleppte Späne handelt. Ein Aufschluss befindet sich entlang des Wanderweges von der Hohlriederalm zur Schatzbergalm, dieser steht vermutlich in direktem Zusammenhang mit dem Vorkommen, welches sich

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

vom Forstweg südlich des Gasthauses „Koglmoos“ bis in den Bach erstreckt. Auch das dritte kleinere Vorkommen ist nur unweit davon entfernt, eine eventuelle Verbindung ist aber auszuschließen. Bei diesem kleinen Aufschluss ist allerdings am Kontakt zum kataklastischen Phyllit noch ein Rest permoskytischen Quarzites zu finden, was bedeutet, das dazwischen eine Mächtigkeit von etwa 500 m fehlt.

Metamorphose und Tektonik

Unter anderem in Zusammenhang mit der Altersfrage des Metamorphosegeschehens kommt dem klastischen Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen eine Schlüsselrolle zu. Die Gesteine dieses stratigraphischen Niveaus wurden ebenfalls von einer schwachen Metamorphose erfasst. Im Kartiergebiet zeigt sich eine intensive Verschuppung des Permoskyth mit den Gesteinen der Glemmtal-Einheit. Neben den Bereichen einer klaren Abschiebung ist sowohl eine Mylonitisierung der Basisbreccie, die bis zu dessen Unkenntlichkeit reicht, als auch eine Ausbildung von Quarziten (Metasandsteinen) der skythischen Sedimente zu beobachten.

Alle Gesteine im Kartiergebiet, aber besonders die Metasedimente der Glemmtal-Einheit sind überwiegend von der letzten alpidischen Überprägung beeinflusst. Hinweise auf eine ehemals höhere Beanspruchung sind in den rekristallisierten Quarzen und in der starken Zersetzung der Feldspäte in den Augengneisen gegeben.

Für die Nördliche Grauwackenzone kann sowohl eine variszische als auch eine alpidische Metamorphose angenommen werden, wobei grünschieferfazielle Bedingungen nicht überschritten wurden.

Insbesondere die Metasedimente der Glemmtal-Einheit zeigen eine Schieferung, parallel zum metamorphen Lagenbau. Diese Foliation weist noch eine zweite Verfaltung auf. In der alpidischen Phase erfolgte eine gemeinsame Überprägung, die sich in der Hauptschieferung widerspiegelt. Im Phyllit kann man zwei reguläre Verfaltungen erkennen. Die Deckenüberschiebung hat die N–S-Falte verbogen und auf die E–W-Falte aufgrund der N–S-Richtung der Überschiebung keinen nennenswerten Einfluss.

In den spröden prävariszischen Gesteinen (Metapyroklastika, Augengneis) verhält sich die variszische Faltung analog zum Phyllit. Die alpidische Deckenüberschiebung äußert sich nur in spröden Verformungen. Das Fehlen der zweiten, regulären Verfaltung in den spröden Gesteinen ist Hinweis auf besondere Vorgänge im duktilen Phyllit während der alpiden Deckenüberschiebung. Eine Besonderheit stellt die entgegengesetzte Vergenz zu der im Phyllit dar, sie wurden in diesem vermutlich durch Deckenüberschiebung gedreht. An die duktile Überprägung schließt sich zum späteren Zeitpunkt eine Bruchtektonik an, welche in NE–SW-verlaufenden Störungen zum Ausdruck kommt. Die Sprödstörungen werden im Gelände morphologisch vor allem durch die Gräben und Bäche markiert und können als transversale Abschiebungen gedeutet werden. Eine exakte Altersabgrenzung dieser Deformationen kann aber nicht gegeben werden. Die Spröddeformationen lassen sich anhand von Kataklasiten und Harnischen erkennen.

Die Konglomerate und Sandsteine des Permoskyth erhalten durch die alpidische Deckenüberschiebung eine flachwellige Pseudofaltung. Die B-Achse hat ihr Äquivalent im Phyllit (SSW–NNE). Die Wechselwirkungen zwischen Liegend- und Hangendblock werden hier deutlich.

Quartär

Aufgrund der verstärkten Erosion der Lockersedimente in den Warmzeiten ist auch im Bereich der Wildschönau, wie überall in den Alpen das Quartär überwiegend aus Ablagerungen des letzten Glazials bzw. des Spätglazials aufgebaut. Während des letzten Hochglazials (Würmglazial) lag die Eisoberfläche bei etwa 2100 m. Durch den Inntalgletscher erfolgt eine Blockierung der kleineren Lokalgletscher und es bildet sich eine einheitliche Eisfläche aus. Im darauf folgenden Spätglazial kommt es zu einem allmählichen Zerfall des Eisstromnetzes. Dabei muss auch im Bereich des Tales der Wildschönau wie in den anderen benachbarten Tälern ein stagnierender Eiskörper zurückgeblieben sein, an dessen Rändern sich durch Schmelzwässer Eisstausedimente bildeten. Durch das periodische Abschmelzen wurden Terrassen unterschiedlichen Höhenniveaus gebildet, wobei die am höchsten gelegene Terrasse die Älteste ist.

Prä-Würmhochglaziale Bildungen

Am Hang zwischen Steiner- und Innerkothkaseralm, sowie an den Hängen nordöstlich der Außerkothkaseralm, sind mächtige Lagen von Hangschutt und Felsblöcken, vor allem aus den Sandsteinen des Skyth, angehäuft. Der Schutt entstammt aus den unmittelbar darüber anstehenden Gesteinen und wird von Moränenmaterial des letzten Hochglazials überlagert. Deshalb sind diese Ablagerungen vermutlich dem Riß-Würm-Interglazial (Eem-Interglazial) zuzuordnen.

Moräne

Grund- beziehungsweise Seitenmoränen erstrecken sich in zwei großen Bereichen im Kartiergebiet. Einer davon liegt entlang des Hanges vom Hohlriederkogl bis zur Außerkothkaseralm. Der zweite Bereich liegt am Hang zwischen den Steiner Höfen und der Steineralm, verläuft dann aber weiter unter dem Eisstausediment im Hohlriederwinkel.

Das Komponentenspektrum spiegelt mit den Metasedimenten der Grauwackenzone (Spielberg-Dolomit, Permoskyth) die lokale Geologie wieder. Gelegentliche Zentralgneisblöcke sind die einzigen erratischen Geschiebe, die über sehr weite Strecken transportiert wurden.

Während des Würmglazials muss auch hier wie in der Kelchsauer Ache ein Gletschervorstoß von Süden stattgefunden haben, was durch die Zentralgneisgeschiebe aus dem Tauern Fenster belegt wird. Wiederum befinden sich im Bach südlich des Hohlriederkogls große Geschiebe von Spielberg-Dolomit, dessen nächste Vorkommen westlich davon gelegen sind. Diese Ablagerungen können entweder einem Lokalgletscher zugeordnet werden, deuten aber wahrscheinlicher auf einen Vorstoß des Inntalgletschers von Westen her.

Eisstausedimente

Hochgelegene Staukörper am Eisrand belegen das phasenhafte Abschmelzen des Eisstromnetzes im frühen Spätglazial, schon vor dem Bühl. Die Terrassenbildungen spiegeln dabei die Rückzugsphasen der Gletscher wieder. Dies geschah demnach zu einem Zeitpunkt, als sich im Tal der Wildschönau noch ein Gletscher oder Toteiskörper befand.

Morphologisch eindeutig zu erkennen sind die Eisstausedimente vor allem im Hohlriederwinkel ab den Steiner Höfen (über 1100 m) in einem konstanten Gefälle bis in den Ortsteil Bernau, wo sich eine Verflachung einstellt. Auch die Salcher Höfe sind auf der Terrasse des gleichen Niveaus erbaut, welche sich bildete, nachdem der Eiskörper im Tal der Wildschönau größtenteils abgeschmolzen, aber im Inntal noch immer ein stagnierender Eiskörper vorhanden war. Gute Aufschlüsse zeigen sich in einem Bachanschnitt im Bereich des Hohlriederwinkels. Kleinere Terrassen, die bis in Höhen über 1200 m reichen, finden sich am Südhang des Hohlriederkogls. Ihre Entstehung muss zu einem Zeitpunkt gewesen sein, als auch in der Wildschönau noch ein stagnierender Eiskörper lag.

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

Im mittleren Bereich des Hohlriederwinkels, direkt im Bachtal, ist eine blaugraue Ton-Silt-Wechselfolge aufgeschlossen, in der Dropstones enthalten sind. An Hand der Aufschlussverhältnisse lässt sich aber keine genaue Eingliederung vornehmen, die Wechselfolge kann innerhalb der gröberklastischen Eisstausedimente liegen, wahrscheinlicher aber jedoch am Top der Grundmoräne. In allen Bereichen wird stratigraphisch die Grundmoräne von den Eisstausedimenten überlagert, was bedeutet, das diese nach dem letzten Hochglazial, also im Bühlstadium, entstanden sind.

Erratische Blöcke

Eine deutliche Häufung von erratischen Blöcke zeigt sich auf einer Verebnungsfläche südwestlich des Rauen Kogls, wobei es sich hier ausschließlich um Spielberg-Dolomit handelt und im Bachtal des Hohlriederwinkels. Durch die Lage der Grundmoräne bedingt, vermischen sich hier Lokalgeschiebe mit Geschieben aus dem Tauernfenster. Zentralgneisgeschiebe unterschiedlicher Größe sind vor Allem im Bachlauf südlich der Staumauer der Wildbachverbauung zu finden. Ein weiteres Vorkommen von Zentralgneisen liegt außerhalb des Kartiergebietes am Nordhang des Hohlriederkogls, zwischen dem Weißenbach und Bernau.

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

VOLKMAR STINGL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Bereich Möslalm – Riederberg

Die Schichtfolge beginnt im kartierten Bereich mit rotvioletten Tonschiefern und unreifen Sandsteinen der Gröden Formation. Diese nur in den tief eingeschnittenen Gräben und am nördlichen Hangfuß gegen Wörgl aufgeschlossenen oberpermischen Klastika werden von roten Quarzsandsteinen der Formation des Alpinen Buntsandsteins (Unterer Alpiner Buntsandstein) abgelöst, die sich durch die petrografische Zusammensetzung und die deutlichen Schichtungsstrukturen unterscheiden. Graue und weiße feinkörnige Quarzsandsteine des Oberen Alpinen Buntsandsteins sind nur im N und E des Möslalmkogels in geringer Mächtigkeit entwickelt. Sie bilden auch nahe der Möslalm einen deutliche Quellhorizont. Der Übergang in die mitteltriassischen Karbonate ist durch die ausgedehnte Quartärbedeckung nirgends eindeutig zu sehen, vielfach dürfte dieser von tektonischer Natur sein. Die Reichenhall-Formation Ist nur in einem einzigen Aufschluß westlich der Möslalm, am Weg nach Niederau, zu sehen. Hier stehen geringmächtige, dünnbankige graue Dolomite mit stark tektonisierten Rauhwackenlagen an. Sie werden von massigen bis dickbankigen dunklen Kalken und Dolomiten überlagert, die zur Gruppe des Alpinen Muschelkalks (?Virgloriakalk) zu stellen sind. Sie bauen den Gipfelbereich des Möslalmkogels auf bzw. bilden Wandstufen in den Hängen gegen Wörgl und Bruckhäusl. Eine eindeutige Zuordnung ist auf Grund der starken tektonischen Überarbeitung nicht möglich. Nur geringmächtig und in wenigen Aufschlüssen sind darüber dünnplattige graue Knollenkalke entwickelt, die trotz Fehlens einer Verkieselung oder von Pietra verde-Lagen zur Reifling-Formation zu stellen sind. Sie werden westlich des Möslalmkogels von hellen, stark tektonisierten Dolomiten der Wetterstein-Formation abgelöst. Westlich des Möslalmkogels, auf 980 m Seehöhe an der neuen Forststraße zum Möslalmkreuz, liegen auf dem Wettersteindolomit monomikte Breccien und Sandsteine, die ausschließlich aus Wettersteindolomitkomponenten zusammengesetzt sind. Dieses kleine Vorkommen von mäßig bis schlecht sortierten Klastika mit nur undeutlicher Schichtung kann als Relikt einer Tertiärüberdeckung (Häring-Formation, Lengerergraben-Subformation) gedeutet werden. Die Quartärsedimente bestehen an den tieferen Hangabschnitten vorwiegend aus Eisrandkiesen und Schwemmkegeln, im höheren Teil größtenteils aus Grundmoräne (Komponenten aus Grauwackenzone, Zentralalpin, Permoskyth) mit erratischen Blöcken aus Zentralgneis. Unmittelbar unter dem Möslalmkogel befiindet sich ein kleines Hochmoor.

Die Tektonik in diesem inntalnahen Bereich ist deutlich durch zwei Elemente geprägt. Eine NE-gerichtete Überschiebung trennt zwei Stockwerke, deren tieferes eine Schichtfolge von Gröden-Formation bis zum Wettersteindolomit aufbaut. Die schon von AMPFERER kartierten Karbonatgesteinsschollen am Westabhang des Möslalmkogels gehören zur Muschelkalkabfolge der Liegendscholle. Das Hangendstockwerk reicht vom Unteren Alpinen Buntsandstein bis zum Wettersteindolomit. Die durch jüngere Bruchtektonik (i.w. steile Abschiebungen bzw. Lateralverschiebungen mit N-Streichen) zerstückelte Überschiebungsbahn fällt gegen W hin ein.

Bereich Aukogel – Saukogel

Der gesamte Bereich nördlich der Linie Nieding – Saukogel – Stöcklalm mit dem Salvenmoser Kogel und dem Aukogel wird bis zum Talboden von unterpermischer Basisbreccie mit großer Mächtigkeit eingenommen. Sie besteht aus einem Wechsel von Schüttungskörpern mit vorwiegend dolomitischen Klasten aus dem Paläozoikum der Grauwackenzone in roter toniger Grundmasse und solchen mit überwiegend Klasten aus den Wildschönauer Schiefern. Eine Schichtung oder Bankung ist nicht entwickelt bzw. durch eine durchgreifende Schieferung verwischt. Die Schieferungsflächen fallen alle mittelsteil gegen S ein. Die scheinbar große Mächtigkeit ist wahrscheinlich durch eine vermutete Abschiebung des nördlichen Teils (Linie Saukogelalm – Foisching) bedingt. Dafür sprechen trotz der relativ monotonen Ausbildung der Breccie einerseits morphologische Aspekte, andererseits sind immer wieder steil N-fallende Brüche zu beobachten, die öfters entlang der vermuteten Abschiebung zu starker tektonischer Auflösung führen. Die Grenze zur Nördlichen Grauwackenzone stellt eine tektonische Linie von Nieding über die Stöcklalm dar, die am E-Hang des Salvenmoser Kogels gegen N umbiegt.

Das Quartär am Fuß des N-Hanges (Ausgang Steinerbach – Dengg) wird durch Moränen gebildet, die gekritzte Geschiebe aus den Tauern, der Grauwackenzone und wenig Permoskyth führen. Die Verflachungen Hölzlalm – Saukogel – Stöcklalm bzw. jene bei Foisching werden durch Moränenstreu bedeckt. Neben Geschieben und größeren Erratika aus Zentralgneis findet man vereinzelt Geschiebe aus Hornblendegarbenschiefern (Zillertal).

Im Steinergraben auf ca. 910 m Seehöhe stehen periglaziale Bändertone mit 2 bis 3 m Mächtigkeit an (tonig-schluffige Eisrandsedimente). Sie werden von Moränenresten überlagert. Im oberen Teil des Steinergrabens (ca. 1060 bis 1080 m, unmittelbar nördlich der Stöcklalm) wurden ebenfalls Eisrandsedimente aufgeschlossen. Diese kiesigsandigen Sedimente sind relativ gut zementiert. Ihr Geröllbestand umfasst v.a. Kristallin (aus umgelagerter Moräne?) und Grauwackenzonengesteine. Die undeutlich entwickelte Schichtung zeigt leichtes NW-Fallen. Die Mächtigkeit dieses konglomerierten Schotterkörpers kann mit 20 bis 30 m geschätzt werden.

Siehe auch Bericht zu Blatt 120 Wörgl von H. Heinisch.

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

Blatt 128 Gröbming

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen in der Ennstaler Phyllitzone, dem Wölzer und dem Schladminger Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming

EWALD HEJL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Aufnahmsgebiet ist im N durch das Ennstal zwischen Assach und Pruggern, im E und S durch die Linie Prugger – Sattental – Kalteck – Pleschnitzzinken – Scheibleck – Gamskarspitz und im W durch den Blattschnitt zum benachbarten Kartenbereich 127 Schladming begrenzt. Das Gebiet erstreckt sich über Fläche von ungefähr 23 km^2 und eine Höhendifferenz von 1810 m. Der tiefste Punkt liegt an der Ennsbrücke bei Pruggern (681 m); der höchste Punkt ist der Gipfel des Gamskarspitzes (= Schober, 2491 m).

Im präquartären Grundgebirge des Aufnahmsgebietes können drei Haupteinheiten unterschieden werden: die Ennstaler Phyllitzone im N, daran südlich anschließend der Wölzer Glimmerschieferkomplex und im südlichsten Teil (Scheibleck – Gamskarspitz) der Schladminger Kristallinkomplex.

Die Ennstaler Phyllitzone reicht im N bis an den Talboden bzw. die Auenablagerungen der Enns. Wie auf dem westlich anschließenden Gebiet von Blatt 127 Schladming besteht diese Zone auch hier aus relativ eintönigen Phylliten und untergeordneten Chloritschiefern. Die Phyllite sind meistens dünnblättrig, hell- bis dunkelgrau und führen normalerweise weder Granat noch Biotit. An wenigen Stellen, insbesondere im S entlang der Grenze zum Wölzer Glimmerschieferkomplex, treten aber lokal Granat und wohl auch ein wenig Biotit auf. Wegen der Feinkörnigkeit der Gesteine und der sekundären Chloritisierung ist vor allem der Biotit makroskopisch nicht immer eindeutig zu diagnostizieren. Eine genauere Aussage über die regionale Verteilung von Granat und Biotit könnte nur durch eine petrographische Detailuntersuchung mit vielen Dünnschliffen getroffen werden. Als feldgeologisches Kriterium für die flächenhafte Kartierung gilt noch immer die Aussage von MATURA (1987, Tagungsband der Arbeitstagung der Geol.-B.-A., p. 39): „Die Gesteine der Ennstaler Phyllitzone unterscheiden sich von jenen der Wölzer Glimmerschieferzone durch das feinkörnigere, eher homogenere und ebenflächiger geschieferte Gefüge; die Schiefer der Wölzer Glimmerschieferzone lassen dagegen eher inhomogene Mineralverteilung, lebhafte Fältelung und damit unebene, gerunzelte Schieferungsflächen erkennen“. In Anbetracht dieser etwas unscharfen Abgrenzung bleibt vorerst auch die Frage offen, ob es sich dabei um eine alpidische Deckengrenze erster Ordnung handelt, oder ob diese Grenze doch nur der Ausdruck eines nach S bzw. gegen Liegend zunehmenden alpidischen Metamorphosegrades ist. Inwiefern diese Frage durch gefügekundliche Detailuntersuchungen und/oder geochronologische Befunde beantwortet werden kann, bleibt abzuwarten.

Die Chloritschiefer der Ennstaler Phyllitzone sind blassgrün und ebenso feinkörnig wie die Phyllite. Sie sind jedoch härter als diese, d.h. dass normalerweise kein dünnblättriger Kohäsionsverlust auftritt. Infolgedessen sind die Chloritschiefer oft besser aufgeschlossen als die Phyllite, die in Hanglage eher zum Zergleiten und zu kleinstückiger bis spittriger Endfestigung neigen. Stellenweise sind die Chloritschiefer sogar wandbildend, so z.B. an der Straße ins Sattental, ca. 500 bis 700 m südlich vom Kraftwerk Pruggern. Die Chloritführung schwankt stark. Zwischen etwas Chlorit führenden Phyllit und Grünschiefern gibt es anscheinend viele Übergänge. Das Ausgangsmaterial der meisten Chloritschiefer dürften Tuffite oder distale basische Tuffe gewesen sein (Aschenfernflug). Biotit ist in den Chloritschiefern etwas häufiger als in den Phylliten. Auffallend ist auch das Fehlen jener sehr mürben, olivgrünen Chloritschiefer, die im Gebiet von Blatt Schladming relativ häufig sind. Ansonsten entspricht die lithologische Zusammensetzung der Ennstaler Phyllite des diesjährigen Aufnahmsgebietes ziemlich genau den Verhältnissen im unmittelbar angrenzenden Gebiet von Blatt Schladming. Die meisten und mächtigsten Chloritschiefer treten am Pruggerberg entland der asphaltierten Straße zwischen Koten 902 und 1143 m auf.

Die Grenze der Ennstaler Phyllitzone zum Wölzer Glimmerschieferkomplex verläuft von W nach E über die kleinen Sättel südlich der Koten 1355 m und 1257 m, und von dort ins Sattental zum Lechner. Die Lagerungsverhältnisse sind annähernd konkordant. Es überwiegt mittelsteiles bis steilel Nordfallen.

Der Wölzer Glimmerschieferkomplex besteht hier vorwiegend aus phyllitischen Glimmerschiefern und Quarzglimmerschiefern, seltener aus Granatglimmerschiefern. Der Hellglimmer überwiegt deutlich gegenüber Chlorit. Biotit ist zwar oft vorhanden, aber stets nur in kleinen Mengen. Das Erscheinungsbild der phyllitischen Glimmerschiefer entspricht ziemlich genau jenem der Kaiblingschiefer des Hauser Kaiblings und der Planai bei Schladming (siehe Aufnahmsbericht HEJL, 1983). Es besteht kein Zweifel, dass sich dieser Gesteinstyp nach E in das Gebiet des Auberger Waldes und des Pleschnitzzinkens (Blatt Gröbming) fortsetzt. Metabasite sind innerhalb der Kaiblingschiefer sehr selten. Ein ungefähr 400 m langes und 50 m breites Amphibolitvorkommen liegt auf dem Höhenrücken 500 m südöstlich vom Spindlegger. Dieser Amphibolit ist auf der geologischen Karte der Steiermark (1 : 200 000) irrtümlich als Marmor ausgewiesen. Auf dem Höhenrücken zwischen dem Hühnerkogel (1602 m) und der Pleschnitzzinkenhütte (1944 m) treten zwei relativ helle, plattig brechende Quarzithorizonte in den phyllitischen Glimmerschiefern auf. Die Aufschlüsse liegen in 1760 bis 1780 m Höhe bzw 700 und 550 m nordnordöstlich der Pleschnitzzinkenhütte.

Ein lithologisch auffälliges Schichtglied innerhalb des Wölzer Glimmerschieferkomplexes sind die Marmore vom Typus Sölk-Gumpeneck (im folgenden Sölker Marmor genannt). Es handelt sich um graue bis gelbliche, relativ feinkörnige, gebänderte Kalkmarmore, die topographisch auffällige Härtlingsrücken im Gelände bilden. Der Sölker Marmor bildet mehrere linsig zerscherte Lagen innerhalb der Glimmerschiefer. Eine davon zieht sich vom Gipfel des Hühnerkogels (1602 m) bis in den Graben des Grießbaches südlich vom Druckfeichter. Die Mächtigkeit des Marmors beträgt ca. 50 bis 80 m. Ein zweites Marmorband liegt ungefähr 150 m weiter nördlich, ebenfalls konkordant im Glimmerschiefer. Beide Lagen von Sölker Marmor scheinen sich auch östlich des Sattentales fortzusetzen. Eine weitere, aber dünnere Marmorlage liegt 450 m südlich des Hühnerkogels und erstreckt sich in EW-Richtung über eine Länge von 1300 m. Ihre Mächtigkeit beträgt ca. 20 bis höchstens 30 m. Sie wird von kleineren Marmorlinsen begleitet. Der relativ mächtige Sölker Marmor am Gipfel des Hühnerkogels scheint nach W hin, im Bereich des

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

Auberger Waldes auszukeilen. Auf dem Höhenrücken zwischen dem Spindlegger und der Pleschnitzzinkenhütte konnte ich den Marmor trotz intensiver Suche und nicht allzu schlechten Aufschlussverhältnissen nicht mehr finden. Er scheint hier tatsächlich auszukeilen.

Die lithologisch markante Grenze zwischen dem Wölzer Glimmerschieferkomplex und dem Schladminger Kristallinkomples verläuft über das Kar der Pleschnitzalm auf den Grat zwischen dem Scheibleck (2117 m) und der Ochsenkarhöhe (1957 m). Auf diesem Grat lässt sich die Grenze bis auf wenige Meter genau bestimmen. Durch Entfernung der Grasnarbe auf dem Sattel ließe sich wohl eine noch größere Genauigkeit erzielen. Im Hinblick auf die Erfordernisse einer geologische Karte 1:50.000 hielte ich das aber für eine unnötige Fleißaufgabe. Die Grenze liegt auf dem Sattel in 1990 m Höhe, ziemlich genau 30 m nordöstlich vom Gipfel des Scheiblecks.

Das Schladminger Kristallin im Bereich Scheibleck – Fockenkar besteht vorwiegend aus keinkörnigen, plattig brechenden Paragneisen und leicht migmatischen Paragneisen. Verhältnismäßig häufig sind Biotit-Plagiogneise, Glimmerquarzite und Arkosegneise. Metabasite sind hier anscheinend nicht vorhanden.

Von den quartären Sedimenten des Aufnahmsgebietes halte ich vor allem die großen Schwemmfächer unmittelbar nördlich der Enns zwischen Assach und Pruggern für bemerkenswert. Der große Schwemmfächer bei Kunagrün bedeckt eine Fläche von fast 1 km^2. Sein gegenwärtiges fluviales Einzugsgebiet ist jedoch nicht einmal halb so groß. Es ist kaum anzunehmen, dass das kleine Rinnsal oberhalb von Kunagrün diesen riesigen Schwemmfächer gebildet hat. Selbst wenn man die Wirkung von Jahrhundertgewittern und Jahrhundertmuren in Betracht zieht, bleibt das Missverhältnis zwischen der riesigen Kubatur des Schwemmfächers und dem winzigen Einzugsgebiet bestehen. Ich vermute daher, dass es sich um einen spätglazialen, heute inaktiven Schwemmfächer handelt. Es wäre vorstellbar, dass das Haupttal der Mur etwas früher eisfrei wurde als das Tal zwischen Kammspitz und dem vorgelagerten Höhenrücken Sticklereck – Freienstein – Kulm. Schmelzwässer in Eisrandlage könnten über die Sättel am Freienstein in Richtung Kunagrün abgeflossen sein und dabei den Schwemmfächer gebildet haben. Nach dem Abschmelzen dieses nördlichen Eisfeldes hatte der Schwemmfächer einen Großteil seinen Einzugsgebietes verloren, da das Wasser aus dem Kemetgebirge nun über das Tal des Gröbmingbaches abfloß. Eine ähnliche Entstehung halt ich auch für den Schwemmfächer westlich von Assach für wahrscheinlich.

Blatt 148 Brenner

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Quartär der Nördlichen Tuxer Alpen auf Blatt 148 Brenner

ALFRED GRUBER

Im Herbst 2004 wurden in den nördlichen Tuxer Alpen, speziell im Arztal, Viggartal, Voldertal und auf den Nordhängen des Glungezers quartärgeologische Aufnahmen im Maßstab 1:10.000 durchgeführt. Der Schwerpunkt der Arbeiten lag auf der Erfassung der aktiven und relikten Permafrosterscheinungen, v.a. der Blockgletscher und ihrer Ablagerungen. Weiters wurden glaziale Sedimente (Grund-, End- und Seitenmoränen) aus dem Hoch- und Spätglazial, verschiedene Typen von Massenbewegungen (en-bloc-Sackungen, tiefgründige Hangbewegungen, grobblockige Rutschmassen etc.), fluviale (Wildbach- und Schwemmfächerablagerungen), gelifluidale (Solifluktionsschuttkörper) und gravitative Sedimente (Hangschutt-, Fels- und Bergsturzablagerungen) auskartiert. Zusätzlich wurden auch lineare und punktuelle geomorphologische und hydrologische Elemente wie Wälle und Böschungen von Moränen und Blockgletschern, Gletscherschliffe, Abrisskanten, Nackentälchen und Rutschbuckel von Massenbewegungen eingezeichnet.

Das Festgestein wurde als Einheit behandelt und lithologisch nicht weiter unterteilt, da diesbezüglich schon eine genaue Kartierung von M. ROCKENSCHAUB vorliegt.

Kriterien zur Unterscheidung der aktiven Blockgletscher von den relikten Blockgletschern sind frische, unbewachsene und steile Böschungen, sowie die Verbreitung in einer Höhe, wo in diesem Gebiet noch aktiver Permafrost auftritt (2500–2600 m, je nach Exposition).

Für die relikten Blockgletscher ist die Bezeichnung „Blockgletscherablagerungen“ angebracht, da das „bewegende“ Medium, das gefrorene Wasser in den Zwickeln und Poren, bereits vollständig geschmolzen ist und damit der transportierte Grobblockschutt an Ort und Stelle liegen blieb (siehe auch „Zusammenfassung“ hinten).

Einzugsgebiet Voldertal

Das Voldertal ist ein rechtsseitiges Nebental des Inntales, das über 15 km in N–S-Richtung verläuft und von bis 2800 m hohen Bergen umrahmt wird. Das Tal ist durch eine ausgeprägte, strukturell bedingte (Schieferung) Talasymmetrie gekennzeichnet: steile, durch Kare untergliederte Westhänge, flache, kaum akzentuierte Osthänge, die mehr oder weniger parallel zur Schieferung angelegt wurden. Der Talverlauf ist stufenförmig angelegt, mit meist kurzen Steilstufen und Flachstrecken. Die Stufen werden von Felsriegeln, von Bergstürzen, Moränen, Massenbewegungen und Murkegeln gebildet.

Naturfreundehaus – Klausboden

Die westliche (orographisch linke) Talflanke des Voldertales wird von der Stiftsalm taleinwärts von steilen Sturz- und Lawinenschuttkegeln eingenommen, aus denen sich im unteren Teil Murkegel entwickelt haben.

Die orographisch rechte Talseite ist von ausgedehnten Moränenablagerungen bedeckt. Diese sind entlang der Talstraße immer wieder angeschnitten und auch morphologisch durch sanfte Hänge, auf denen Almen gerodet wurden (Vorbergalmen, Nösslachalm), erkennbar. Ein Großteil dieser Moränendecken ist nach ihrer Ablagerung in Rutschprozesse involviert worden. Sackungen, Treppen, Buckel, Vernässungen, etc. bezeugen dies.

Eine größere Verlandungsebene befindet sich W’ unterhalb der Vorbergalm. Hier stauten die Fels- und Bergsturzmassen von der Westseite des Tales, lokal „Vorbergreisen“ genannt, den Bach auf. Zwei Sturzereignisse sind jüngeren

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

Datums, die Abbruchkanten sind noch frisch. Die aktive Bergzerreißung kündet noch weitere Stürze an.

Die nächste Verebnung, die bis zu den Schwarzbrunnquellen zurückreicht, entstand durch Aufsedimentation hinter einer sich schwach abhebenden Endmoräne eines spätglazialen Gletschers (?) teilweise auch infolge westseitig herandrängender Hangschutt- und Murschuttkegel, S' an die Bergsturzmassen anschließend.

Die genannten Quellen entspringen als Schuttquellen aus den stark aufgelockerten und rutschenden grobblockigen Hängen der Ostseite des Tales.

Das Haupttal beschreibt von den Schwarzbrunnquellen bis zum Klausboden eine ausgeprägte Steilstufe von mehr als 200 Höhenmetern, die im anstehenden Fels und in Moränen angelegt ist. Die schmale Schwemmebene des Klausbodens zieht sich mehrere 100 m taleinwärts, links und rechts von grobblockigen Rutschmassen und Murkegeln eingeengt. Die nächste Geländestufe wird durch Grobblockschutt und Rutschungen von zwei Seiten gebildet. Auf ihr steht die Steinkasernalm.

Gamskar

Der Weg vom Klausboden zur Gwannschafalm (1966 m) verläuft anfangs durch eine stark reliefierte grobblockige Rutschzone. Kurz vor Erreichen des Gamskarbaches öffnet sich der Weidegrund der Alm, der aus sanfteren Geländeformen besteht. Kleine Anrisse zeigen ein diamiktisches, ungeschichtetes Lockergestein mit gerundeten Geröllen in kiesig-sandiger Matrix. Diese Sedimente sind als Lokalmoränen anzusprechen. Die Seitenhänge entlang des Höhenweges zum Mitterkar lösen sich in grobblockige Rutschkörper und Schutthalden auf, an deren Hangfuß kleine Blockgletscher ihren Ansatz haben.

Die Hänge unterhalb der Gwannschafalm gliedern sich in grobblockige Rutschkörper und in Moränenreste, durch kleine Wandstufen getrennt. Moränenreste „kleben" am N-Ende des Klausbodens links am Hang und dämmen diesen selbst auch ab.

Das Gamskar im engeren Sinn weist eine auffallende Gliederung in Steilstufen und Verflachungen auf. Die erste Flachzone über der Gwannschafalm setzt sich vorwiegend aus Lokalmoränen zusammen. Auf der zweiten Ebene (ca. 2200 m hoch) nimmt ein Grobblockfeld die Hälfte des Talbodens ein. Es endet talwärts mit einer steilen, wulstartigen Böschung. Auch beim Blick von oben erkennt man Querwülste. Es liegen hier offensichtlich relikte Blockgletscherablagerungen vor, die vermutlich aus grobblockigen Moränen (Obermoräne) hervorgegangen sind. Aus mehreren Teilkörpern zusammengesetzt, ziehen sich diese Ablagerungen gegen das Rosenjoch (2798 m) hoch.

Auf der nächst höheren Verflachung (ca. 2400 m) breiten sich Grund- und Seitenmoränen aus, deren Feinanteil lokal ausgewaschen wurde, wodurch blockreiche Zonen verblieben. Nur an der Bearbeitung des Materials erkennt man noch dessen glaziale Herkunft. Es fällt auf, dass das Moränenmaterial später unter Bedingungen des Permafrostes oberflächlich in Solifluktionsschuttzungen weitertransportiert wurde, in denen der Grob- und Feinanteil sortiert und entsprechend eingeregelt wurden. Die genannte Verflachung geht rückwärts in eine trogförmige, hangparallele Talung über, die modellhaft die glaziale Tiefenerosion in Form steiler, ansteigender Gletscherschrammen in Fließrichtung des Lokalgletschers nachzeichnet.

Die höchstgelegenen Bereiche des Gamskares sind von aktiven und relikten Blockgletschern bedeckt, wobei der aktive Blockgletscher N' unterhalb des Rosenjochs der Moräne eines historischen Gletscherstandes (1850er-Stand?) entstammt. Der Gletscher ist bis auf einen kleinen Firnrest verschwunden. In der alten Schraffenkarte 1:75.000 (Blatt Matrei, 2. Ausgabe 1930) ist in diesem Bereich noch ein ansehnliches, vergletschertes Areal eingezeichnet, das bis 2.400 m hinabreichte.

Flachgründige Fließschuttdecken kennzeichnen den Gipfelhang des Rosenjoches.

Rosenjoch – NE-Grat

Die Hangschultern westlich über der Steinkasernalm weisen markante Moränenwälle von ehemaligen Kar- und Wandfußgletschern auf. Die Moränenwälle, die sie gegen die steilen Talflanken zur Steinkasernalm hin akkumulierten, ziehen, mäßig absteigend, nach N hinaus und zeigen talseitig hohe Böschungen aus grobblockigem Schutt, der sich mit großen Sturzblöcken bis zum Talbach erstreckt. Die Größe der Blöcke erreicht Ausmaße von nahezu 1000 m^3. Möglicherweise sind diese schon während der Vergletscherung über die Hanggletscher gestürzt bzw. und somit als Obermoräne zu deuten.

Auf Höhe 2350–2450 m erstreckt sich hinter dem Moränenwall ein mächtiger reliktischer Blockgletscherkörper, der sich aus mehrere Kubikmeter großen Blöcken zusammensetzt. Ein Merkmal dieses Blockgletschers sind Senken, deren Entstehung möglicherweise mit dem Abschmelzen des Poreneises oder von verschütteten Toteisresten in Zusammenhang zu bringen ist.

Etwas höher liegt ein weiterer Schuttkörper, dessen äußere Form und Strukturen (Wülste, Scherflächen an den Seiten, konvexe Oberfläche) auf eine Permafrostbildung hindeuten („embryonaler Blockgletscher"?).

NE' unterhalb von Punkt 2496 m breitet sich ein großer Bergsturzkegel mit markanter Ausbruchsnische aus. Die entsprechenden grobblockigen Ablagerungen weisen eine auffallend talseitige Wölbung auf wie sie allgemein für einen Rutschkörper kennzeichnend sind.

Die nach N geneigten Hänge fallen durch Sackungstreppen und Rutschwülste auf. In der Tat ist die gesamte Nordflanke des Gipfels (Pkt. 2496 m) bis zur Gwannschafalm aufgelockert und in mehrere große Rutschkörper, wechselnd tiefgründig und oberflächlich, aufgelöst.

Teilbereiche, die flacher sind, ähneln eher Blockgletschern. Daher ist eine zeitweilige Permafrosttätigkeit anzunehmen, womit diese Blockmassen und damit auch die Rutschungen altersmäßig vermutlich ins Spätglazial gestellt werden können.

Steinkasernalm, Melkböden

Die Steinkasernalm (2019 m) liegt inmitten von Felssturztrümmern, die von den Hängen W' darüber stammen. Weiters greift eine tiefgründige Massenbewegung von SE bis zur Alm vor und bewirkt dort das Einschneiden des Voldertalbaches. Diese tiefreichende Rutschmasse zeigt zahlreiche Zugrisse, offene Spalten, Nackentälchen, etc. Sie ist in Phylliten der Innsbrucker Quarzphyllitzone entwickelt und lässt sich deutlich abgrenzen. Der durch anhaltende Bergzerreißung von oben auf die Massenbewegung stürzende Grobblockschutt wird auf dieser weiter talwärts transportiert.

Die Hänge SW' und SSW' der Steinkasernalm, orographisch links vom Bach, bestehen aus Blockschutthalden, die in den unteren Hangbereichen in mehrere Murkegel übergehen, denen noch die am weitesten gerollten Felssturzblöcke entragen.

Die Schwelle zum höher gelegenen Melkboden (ca. 2200–2300 m) ist eine klassische glaziale Geländestufe, die im oberen Bereich mit Grundmoräne überkleidet ist. Anschnitte entlang des Weges zu den Melkböden gewähren Einblicke in diese Ablagerungen: man erblickt gut gerundete bis angerundete, polymikte Komponenten in einer kiesig-sandig-lehmigen Matrix.

Am Melkboden finden Moränen weite Verbreitung. Große verstreute Blöcke im Westteil des Bodens sind als

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

Obermoränenreste – linienförmig aufgereiht – zu betrachten.

Ein Seitenmoränenrest ist NE' der Hütten ausgebildet.

In der kleinen Verflachung N' unterhalb des Naviser Jöchls liegt ein letztes größeres Grundmoränenareal. Flachgründige Solifluktionsloben und -girlanden sind auf den etwas stärker geneigten Moränen- und Schutthängen häufig ausgebildet. An der Oberfläche ist die Einregelung der plattigen Gerölle mit talwärtiger Neigung in typischer Weise sichtbar.

Naviser Jöchl, Grafmartspitze

Im Talschluss des Voldertales ist der Verbindungsgrat zwischen Sonnenspitze (2619 m) und Grafmartspitze (2720 m) durch Massenbewegungen verschiedenster Ausformung sehr stark geprägt: sie umfassen Sackungen, Blockgleitungen, Talzuschübe, etc. Große Bergflanken sackten und sacken an NW–SE- und E–W- bis WSW–ENE-streichenden Störungen, Klüften, Spalten und offenen Gräben v. a. in das hinterste Navistal ab. Weiter talwärts lösten sich die Sackungsmassen in ein wirres unzusammenhängendes Blockwerk auf.

Nach Norden sind die Massenbewegungen kleinräumiger entwickelt: offene Spalten und kleine Blockfelder geben Zeugnis davon. In den Karen und Karschultern E' der Grafmartspitze haben sich aus dem Blockschutt schmale, längliche Blockgletscher entwickelt. Aus dem feineren Schutt auf den steileren Hängen entstanden hingegen schöne Solifluktionsschutt-Loben.

Eine deutliche morphologische Depression findet sich 500 m westlich des Naviser Jöchls; sie könnte teilweise auch auf Verkarstung der dort durchziehenden, bräunlichen Glimmermarmore zurückzuführen sein.

ENE' unterhalb der Grünbergspitze (2790 m) liegt auf ca. 2400 m Höhe ein wulstartiger Grobblockkörper, der teilweise auf Moränen und schönen glazialen Rundhöcker aufliegt. Dieser Körper ist genetisch schwer zuordenbar, da sein rückwärtiger Bereich durch einen großen Hangkegel verschüttet ist. Es handelt sich entweder um eine große Sackung oder um einen reliktischen Blockgletscher mit halbbogenförmiger Struktur und hoher, steiler Böschung.

Etwas höher am Hang, zwischen 2400 m und 2600 m dominiert eine größere Sackungsmasse, bestehend aus großen, teils noch zusammenhängenden, teils schon losen Felsteilen, welche von höher gelegenen Wänden abgesackt sind. Man beobachtet solche sich ab- und auflösende und talwärts wandernde Felsareale auch weiter NW' und besonders eindrücklich NE' unterhalb des Rosenjochs (2798 m).

Im Kar zwischen Grünbergspitze und Rosenjoch, E' unterhalb der beiden Gipfel, kommen mehrere, teilweise aktive Blockgletscher übereinander vor. Der am nördlichsten gelegene hat sich aus der genannten großen Flankenabsackung vom Rosenjoch herausgeformt; er weist hohe frontale Böschungen auf. Unterhalb dieses Blockgletschers schließt in einem engen Durchlass in kanalisierter Form ein zweiter, sehr schmaler Blockgletscher mit klassischen Bewegungswülsten an, der bis zu einem Felsabbruch auf 2400 m Höhe vorgestoßen ist und dort Lokalmoränen verschüttet hat.

Ein steiler, leicht gewölbter Hang zwischen 2150 m und 2350 m Höhe SW' der Steinkasernalm am NE-Ausgang des Kares zwischen Grünbergspitze und Rosenjoch ist als stark verschüttete Moräne zu interpretieren.

Einzugsgebiet Silltal – Arztal

Rechte Talseite

Der rechtsseitige Eingang des Tales ist im Bereich der Wiesen des Hinterlarcherhofes von Lokalmoränen eines Lokalgletschers aus dem Arztal bedeckt. Der Forstweg ins Arztal schneidet diese Moränen, die als Erosionsrücken stehen geblieben sind, mehrmals an.

Etwa ab der ersten Kehre (Kapelle) ostwärts folgt die Talstraße einem großen, einigermaßen klar abgrenzbarem Rutschkörper, der sich im N vom Grat zwischen Morgenköpfl (2216 m) und Überfallgründl (2302 m) abgelöst hat und in einer Breite von fast 1 km bis zum Falggasanerbach hinabreicht. Die Rutschmasse wird kontinuierlich mit nachstürzendem Grobblockschutt von den Gratflanken verschüttet. Rutschtreppen und Wülste mit offenen Spalten belegen anhaltende Aktivität. In einem Erosionsanbruch entlang des Talbaches sind diamiktische Sedimente mit gekritzten Geschieben (Moränen), aber auch Murablagerungen am Top des Anrisses entblößt. Hier finden sich also auch überschüttete Moränenreste, die in die große Ruschmasse integriert bzw. von dieser umringt sind.

Die Südhänge vom Überfallgründl (2302 m) bis zum SE-Grat des Morgenkogels sind durch intensive Bergzerreißung, Doppelgratbildung, antithetische Sackungstreppen und Nackentälchen charakterisiert. Diese streichen E–W bzw. WNW–ESE und sind strukturell durch ein Kluft- bzw. Störungssystem vorgegeben. Größere Felsareale wechseln rasch mit Blockarealen ab. Die Bergzerreißung greift weit über den Westgrat des Morgenkogels hinaus, wie man an offenen Spalten und am aufgelockerten Gesteinsverband, sehen kann.

Der südliche Gipfelhang des Morgenkogels ist als zusammenhängende Sackung anzusprechen, auf deren Sackungstreppe in 2400 m Höhe blockgletscherartige Wälle zu erkennen sind. Der Gipfel selbst ist durch die Frostaktivität völlig in scharfes Grobblockwerk zerlegt.

Die genannte große Rutschung ist an ihrem Fuß auch noch von Moränen (Seitenmoränen) bedeckt, die der Talgletscher im Spätglazial hier abgesetzt hat. Diese Moränen zeigen keine klaren Anzeichen für Rutschaktivität, d.h. die Rutschung war schon vorher aktiv!

Auf der anderen Talseite, gegenüber den „Hohen Mähdern", wölbt sich zwischen 1550 m und 1750 m von S eine mächtige Lockergesteinsmasse ins Tal vor. Es könnte sich hierbei um grobblockige Lokalmoränen (linke Seitenmoräne?) handeln. Weiter W' kommt eine morphologisch ähnliche, viel größere, echte Rutschmasse vor.Die dazugehörige, große konkave Ausbruchsnische ist hoch oben in den Westabhängen des Speikbodens ersichtlich. Frische Muranbrüche entlang des Talbaches geben Einblicke in den Sedimentaufbau dieses Körpers (kantiger Quarzphyllitschutt verschiedener Korngrößen), der einen großen Geschiebeherd darstellt.

Unterhalb des Grates Morgenkogl – Kreuzspitze lassen sich ausgedehnte Moränenareale von einstigen (hochglazialen?) Hanggletschern auskartieren. Die Fließrichtung der Gletscher (nach SW) ist an den zahlreichen geschliffenen Rundbuckeln deutlich rekonstruierbar. Innerhalb der Moränen schließen Blockgletscher an, die teils aus Schutthalden, teils aus Moränen hervorgegangen sind. Sie sind aufgrund der südexponierten Lage alle reliktisch.

Eine Stufe tiefer sind die Hänge W' und E' des Arztaler Hochlegers von Grobblockhalden überzogen, die großteils durch größere Felssturzereignisse abgelagert worden sind. Murschuttkegel charakterisieren die unteren, flacheren Hangareale bis zum Bach.

In den hohen Karen W' und S' des Rosenjochs lassen sich neben grobblockigen Schuttfeldern auch kleine, deutlich akzentuierte Blockgletscher auskartieren. Teile davon sind noch aktiv, wie an den frischen Böschungen in dieser für den Permafrost relevanten Höhe (2600 m) ersichtlich ist.

Die Ursachen für den enormen Schuttanfall liegen in den WNW–ESE- und N–S-streichenden, strukturell vorgeprägten Bergzerreißungen des Rosenjoches, der Kreuz- und Grünbergspitze.

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

Linke Talseite

Auch auf der S-Seite des hinteren Talabschnittes sind spätglaziale Grund- und Seitenmoränen weit verbreitet, v.a. auf den „Seeblesböden". Der Felsuntergrund, der hie und da entblößt ist, ist zu Rundhöckern mit Gletscherschliffen verformt.

S' des Arztaler Hochlegers umschließt ein Endmoränenbogen auf 2180 m Höhe einen stark verlandeten See. Dieser Wall besteht aus auffallend großen und eckigen Felsblöcken, die vermutlich durch Felsstürze auf den Gletscher gelangt und als Obermoräne an dessen Front ausgeschmolzen sind.

Höher oben kommen in den Karnischen zwischen Pkt. 2606 m und der Seeblesspitze (2628 m) infolge starken Schuttanfalls mehrere Blockgletscher vor. Der Blockgletscher NW' unterhalb der Seeblesspitze teilt sich durch einen Rücken in zwei Lappen.

Ein markanter Seitenmoränenwall setzt SE' des Arztaler Hochlegers auf 2100 m Höhe am Nordgrat von Pkt. 2606 m an und zieht über 500 m, leicht fallend, nach W, wo er sich verliert.

Im Kessel W' dieses Gratrückens, auf den Nordhängen der Speikböden, sind wechselnd ausgedehnte Moränenflächen und glazial geschliffene Rundhöcker aufgeschlossen. Zwei schöne Seitenmoränen vereinigen sich auf Höhe 2180 m zur Endmoräne. Die Schutthalden des Gratrückens wurden an ihrem Fuß zu Blockgletschern umgestaltet, die sich morphologisch nur schwach abheben.

Die Hänge gegen den Speikboden weisen eine sehr wellige Morphologie mit Buckeln, Tälchen und Treppen auf. Es handelt sich offensichtlich um Rutschhänge. Am Fuße der Rutschungen treten vermehrt Quellen aus dem aufgelockerten Gesteinsverband aus.

Einzugsgebiet Viggartal

Das Viggartal zieht sich als letztes rechtsseitiges Nebental des Wipptales sinusförmig von West nach Ost. Es zeigt im unteren und mittleren Talabschnitt strukturell bedingt eine ausgeprägte Talasymmetrie von steilen Südhängen (Patscherkofel) und flachen Nordhängen (Morgenkogl). Die Schattenseite hat sich mehr oder weniger parallel zur Schieferung herausgebildet, die Sonnenseite ist quer zur Schieferung, entlang von Klüften und Störungen herausmodelliert worden, die parallel zum Inntal-Störungssystem laufen. Im hinteren Talabschnitt ist diese Asymmetrie nicht mehr so akzentuiert. Hier verläuft das Tal in ESE–WNW-Die steilen Südhänge im äußeren und mittleren Teil des Tales sind durch Sturzschutthalden und -kegel sowie Felssturzareale, die Schattenseite eher durch Moränenablagerungen und Rutschhänge charakterisiert.

Viggartal – Oberleger

Östlich des Meißner Hauses ist im Jahr 2002 ein großer Felssturz von den Südflanken der Viggarspitze abgegangen.

Die Sturzmasse hat das Bachbett verschüttet und ist am Gegenhang etwas aufgeglitten. Mitten durch das Abrissgebiet verläuft die strukturelle Grenze zwischen dem Ötztal-Stubai-Kristallin (Hangendscholle, rostfarben) und dem Innsbrucker Quarzphyllit (Liegendscholle, grau-grün), die überdies zur Auflockerung des Gesteinsverbandes beigetragen hat. Diese strukturelle Besonderheit und die intensive subvertikale, E–W-streichende Klüftung der Gesteine bildeten die Voraussetzungen für den Abgang des Felssturzes.

Entlang des Weges zum Viggar-Hochleger steht Moräne (gerundete Blöcke) an, die nach oben zusehends in einen Rutschhang mit Blockschutt übergeht. Die große Verflachung SE' des Hochlegers besteht ebenfalls aus Moränenmaterial. Auch die Hänge darüber weisen Rutschstrukturen (Buckel) auf, die sowohl im Hangschutt als auch in den Moränen zu finden sind.

Der Weg zur Seegrube quert SW' des Glungezer ein Kar, das mit Moränen erfüllt ist, welche von einem Seitengletscher stammen. Die talwärtigen Fleißstrukturen des einstigen Gletschers sind in den Moränen noch in Form von stromlinienförmigen Striemen („fluted moraines") nachgezeichnet.

Die schattseitigen Hänge gegenüber dem Hochleger bestehen aus grobblockigem Hangschutt, der durch Bergzerreißung auf einer Höhe von 2000–2050 m gebildet wurde, und aus dem Schutt von Felsstürzen bzw. -gleitungen.

Die abgesackten und verrutschten Blockmassen engen das Viggartal in diesem Abschnitt stark ein.

Hinteres Tal – Kreuzspitze

Am Wanderweg vom Viggar-Oberleger zur Seegrube trifft man auf 2180 m Höhe auf dem „unteren Moränenboden" auf ausgedehnte Moränen- und Permafrostablagerungen. Die Westhänge der Gamslahnerspitze (2681m) sind völlig abgesackt und lösen sich in grobes Blockwerk auf. Die gesamte Bergflanke ist eine einzige große tiefgreifende Massenbewegung. Am Hangfuß gehen daraus relikte Blockgletscher hervor, die trotz ihrer Grobblockigkeit deutliche Wülste und frontale Böschungen aufweisen. Teile davon könnten auch als Seitenmoränen von spätglazialen Gletscherständen interpretiert werden. Schwach ausgebildete Endmoränenwälle sitzen dem abgeschürften Felsuntergrund der Karschwelle auf. Die Schwelle selbst ist am Rand ihres Abbruches (etwa bei 2160 m) durch NNE–SSW-streichende offene Spalten quer zum Tal zerschnitten.

An der nächsthöheren Steilstufe, die zur Seegrube führt, kann modellhaft das frostbedingte Herausreißen von großen Felspartien im steilen Lee dieses Rundhöckers nachvollzogen werden.

Eine Besonderheit stellt der „Geschriebene Stein" am distalen Ende des genannten Blockgletschers dar. Dieser meterhohe Block wurde durch die Materialsortierung infolge des Frostwechsels senkrecht aufgerichtet. Im näheren Umfeld finden sich weitere Frostmusterphänomene wie Solifluktionsloben und Strukturböden.

N' um den Blauen See (ca. 2250 m) sind mehrere End- und Seitenmoränen gestaffelt angeordnet, wobei der Punkt 2235 m ein steil aufragender Moränenkopf ist, der vermutlich zwei Gletscherzungen trennte. Dies ist auch an den tief ausgeschürften Wannen links und rechts davon erahnbar. Der Blaue See gilt daher als Beispiel für einen Zungenbeckensee.

Ein Gletscherast dürfte auch aus dem Kar zwischen dem Rauhen Kamm und dem Morgenkogel in nordnordöstliche Richtung abgeflossen sein. Dies kann aus dem Umbiegen obiger Moränenwälle nach NW geschlossen werden.

Eine mächtige Grund- und Seitenmoränenstaffel zieht vom genannten Kar von Höhe 2250 m nach N bis zum Viggarbach hinab. Hierbei werden mehrere Steilstufen überwunden, die stark abgeschliffen sind. Die äußerste (östlichste) und mächtigste Seitenmoräne reicht fast bis zum Bach hinab. Sie schließt sich etwa auf 2000 m Höhe zur Endmoräne.

Da sich während und nach dem Abschmelzen der Gletscher die zurückbleibenden Moränen- und Hangschuttmassen unter Permafrostbedingungen zu Blockgletschern weiterformten, wurden die Moränenwälle teilweise überformt, lokal überschüttet und zerstört, vor allem im Stirnbereich. Sie sind daher nicht mehr einwandfrei erkennbar, da die Blockgletscherränder und die Außenseiten der Moränenwälle miteinander korrespondieren. Wie schon erwähnt, ist die Endmoräne mit ihrer hohen Böschung in eine

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

Blockgletscherstirn umgewandelt worden. Teilbereiche dieser Stirnböschung sind nachträglich abgerutscht oder als kleinere Teilblockgletscher weitergewandert.

Die genannte Seitenmoräne könnte prinzipiell auch die linke Seitenmoräne eines spätglazialen Standes des Talgletschers darstellen. Die dazugehörige rechtsseitige Seitenmoräne steigt auf der rechten Seite des Viggarbaches von 2180 m an klar ausgebildet ins Tal ab und verliert sich dort bald.

Über einer Felsstufe zwischen 2250 und 2350 m folgt die Seegrube, eine Art „Oberer Moränenboden" mit sehr schönen Grund-, Mittelmoränen- und lokalen Eiszerfallsablagerungen (Toteislöcher), in denen mehrere Karseen liegen.

Die Moränenablagerungen lassen sich noch bis 2500 m die gleichmäßig steilen Hänge hoch verfolgen.

In den höchstgelegenen Karen und stark beschatteten Flanken N' unterhalb der Kreuzspitze (2746 m), N' unterhalb von Pkt. 2651 m, S' des Blauen Sees, N' und NE' des Morgenkogels und S' des Kreuzjöchls liegen mehrere relikte und noch aktive Blockgletscher. Die Gletscherschliffe und Moränen verschwinden deutlich unter deren Grobblockschutt.

Auf der Gipfelflanke der Kreuzspitze trifft man auf schöne, aktive Solifluktionsloben. Am Gipfel der Kreuzspitze (2746 m) selbst beeindruckt die ausgeprägte Bergzerreißung, wodurch die Ostflanke des Berges bereits um mehrere Meter abgesackt ist.

Viggarspitze – Glungezer

Die unruhige Morphologie N' und NE' des Viggar-Hochlegers mit Geländetreppen, steilen Böschungen und Wülsten lässt auf eine große Rutschzone schließen, die aus der Bergzerreißung und Ablösung von Felsteilen vom Grat Viggarspitze – Glungezer hervorgegangen ist.

Zwischen 2150 m und 2300 m ist die Rutschung von fossilen Blockgletschern überprägt.

Der Bereich um die Viggarspitze (2306 m) sowie der gesamte Grat Patscherkofel – Glungezer sind durch starke Bergzerreißung, Doppelgratbildung und ausgedehnte Sackungen en bloc, die vor allem nach Norden erfolgen, gekennzeichnet.Die Ursachen für den hohen Zerlegungsgrad und die intensive Bergzerreißung der hier vorkommenden Paragneise und Mylonitgneise des Ötztal-Stubai-Kristallins sind die N-fallende Schieferung und ein dichtes Netz an Sprödstrukturen (Klüfte, Abschiebungen mit N–S- und WNW–ESE-Richtungen). Offene Spalten kennzeichnen v.a. die Südhänge der Viggarspitze entlang des Weges zum Glungezer. Die Absackungen erfolgen vorzugsweise parallel zu den inntalparallelen Sprödstrukturen synthetisch nach Norden, auch wenn die hohe Reliefenergie der Südhänge Massenbewegungen ins Viggartal implizieren würde.

Die Neunerspitze und die Mohrenköpfe haben sich als Ganzes an einer glatten, steilen Abschiebungsfläche, die morphologisch die Nordflanke der Viggarspitze (2306 m) bildet, von dieser losgelöst. Der in den zwischenliegenden Talfurchen anfallende Blockschutt zeigt eine Überarbeitung unter Bedingungen des Permafrostes. Auch hier spricht dies für eine alte, spätglaziale Anlage der Massenbewegungen.

Der kleine Sattel im Südostgrat der Neunerspitze ist von einer Seitenmoräne belegt, die demnach auch jünger als die Abspaltung von der Viggarspitze sein dürfte.

Entlang des Weges von der Viggarspitze zum Glungezer (2677 m) läuft man stets in einem Nackental, wobei der Nordteil abgesackt ist. Die markante Hangschulter S' der Sonnenspitze (2639 m) und S' von Pkt. 2500 m besteht aus Moränen und glazial abgeschliffenen Rücken. Interessanterweise verlaufen die Gletscherschliffe hier in W–E- bzw. WSW–ENE-Richtung. Sie dürften aufgrund des talparallelen Richtungstrends Relikte aus dem Hochglazial sein. Schmale Blockgletschersäume bedecken am Auslauf der Schutthalden und innen an die Moränen anschließend den Hangfuß der genannten zwei Gipfel.

Auch die Südhänge des Glungezers sind großflächig abgesackt und gerutscht. Eine große Ausbruchsnische läuft wenige Höhenmeter unter dem Grat quer über den Hang. An den Rändern geht diese Massenbewegung – wie schon öfters beobachtet – kontinuierlich in kleine Blockgletscher über; es liegt nahe, dass die Massenbewegung als Schuttlieferant für den Blockgletscher fungierte und zur Zeit der Aktivität des Blockgletschers im ausgehenden Spätglazial bzw. im frühen Postglazial weitgehend ruhte, ansonsten hätte sie diesen möglicherweise verschüttet. Langsame Bewegungsraten der Sackung sind jedoch bis in die heutige Zeit anzunehmen. Weitere relikte Blockgletschervorkommen gibt es im Kessel zwischen dem Glungezer (2677 m) und der Gamslahnerspitze (2681 m). Moränen und glaziale Rundhöcker, abwechselnd mit Rutschmassen, bedecken das Vorfeld.

Einzugsgebiet Inntal
Nordhänge des Glungezers und der Viggarspitze

Kalte Kuchl – Tulfeinalm – Tulfeinjöchl

Am Weg vom Kraftwerk Rinn den Lavierenbach hoch steht immer wieder Quarzphyllit an. Er ist meistens stark zerklüftet und vermutlich en bloc abgesackt. Auf den Flanken des tief eingeschnittenen Gerinnes sind an Forststraßen (z.B. auf 1380–1450 m) mehrmals Lokalmoränen angeschnitten, vereinzelt auch Muren- und Wildbachsedimente. Oberhalb von 1500 m wird das Gelände flacher. Das sich öffnende Tal („Kalte Kuchl") wird nun weitgehend von Moränen eingenommen. Zwischen 1550 m und 1600 m (orographisch links) und 1550 m und 1700 m (orographisch rechts) heben sich an den Flanken Seitenmoränen spätglazialer Gletschern ab.

Auf der Ostseite des Tales kommt das Festgestein immer wieder zum Vorschein. Allerdings ist dieses selbst wieder verrutscht und versackt, wie man an den vielen Treppen und Buckeln erkennen kann. Die Hänge über dem Hauptlift (von der Halsmarter Hütte kommend) sind mit Grobblockwerk übersät, das aus großflächigen Rutschvorgängen resultiert. Auf der Straße zur Tulfeinalm, kurz unterhalb dieser (Höhe 2020 m ca.), sind auch erdstromartige Rutschungen entwickelt. Sie zeigen muschelförmige Ausbrüche und rotationelle Rutschbewegungen. Da die Piste nach Halsmarter planiert wurde und an dieser keine Anzeichen von Sackungen oder Zugrissen ersichtlich sind, ist anzunehmen, dass die meisten Rutschungen alt, relikt oder inaktiv sind. Darauf weisen auch die alten Zirbenbestände hin, die – obwohl mehr-100-jährig – keinen Säbelwuchs zeigen.

Das Tal von der Tulfeinalm zum Tulfeinjöchl ist fast durchgehend moränenbedeckt. Moränen finden sich auch noch im NE-exponierten Kessel E' des Tulfeinjöchls. Es handelt sich zumeist um Lokalmoränen, aber auch um hochreichende Fernmoränen, die von einem aus dem Voldertal „überfließenden" Gletscher hier abgesetzt wurden. Dies belegen NE–SW-orientierte Gletscherschliffe N' der Talstation der Glungezer-Materialseilbahn. Der Lokalgletscher des oben erwähnten Kessels dürfte sich am Jöchl in einen NE- und einen N-Lappen aufgespalten haben. Von den Seiten werden diese Moränen durchwegs von Blockgletschern und grobblockigen Rutschmassen bedrängt.

Wie schon früher und anderswo erwähnt, sind die Blockgletscher das distale Produkt der ausgedehnten Sackungs- und Hangbewegungen der Glungezer-Nordflanke. Am Fuß dieser Massenbewegungen und Blockgletscher treten ergiebige Quellen aus, die auch mehrfach gefasst wurden.

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

Der Rücken W' der Tulfeinalm, auf dem eine Kapelle steht, ist ein Musterbeispiel für einen glazialen moränenüberkleideten Rundhöcker.

Über diesem Rücken und W' davon, mehr oder weniger entlang des Zirbenweges, kommen loben- und zungenartige Blockgletscherformen vor. Sie sind aus dem starken Blockschuttanfall an den Nordhängen des Glungezers hervorgegangen. Diese Hänge sind durch Massenbewegungen großteils tiefgründig aufgelockert und verrutscht.

Ein großer Blockgletscherkörper findet sich in der Senke NE' unterhalb des Bärenbader Jochs.

Die westseitige Umrahmung der „Kalten Kuchl" besteht unterhalb des Zirbenweges aus scharfen, stark zerrissenen, durch Doppelgrate und Sackungserscheinungen gekennzeichneten Felsrücken. Die Bergzerreißung und ihre Nackentälchen verlaufen meist N–S.

Rinn – Rinner Alm – Bärenbader Jöchl – Zirbenweg

Die Gegend um die Rinner Alm besteht aus dem felsigen Steilabbruch N' unterhalb der Alm und der moränenbedeckten Verflachung bei der Alm selbst, die sich weiter nach Westen bis über die Aldranser Alm hinaus erstreckt. In den Felswänden über der Rinner Alm, auf denen die Kriegerkapelle steht, machen sich schon beginnende Sackungen bemerkbar.

Im Kar E'der Kriegerkapelle liegen mächtige Grobblockmassen, die eine steile Stirnböschung nach N und eine kleine rückwertige Depression („Bärenbader Loch/Lacke") aufweisen, deren Entstehung unklar ist. Die darüberliegenden Hänge sind teils als Blockgletscher, teils als Böschungen von Massenbewegungen zu deuten, die auch über dem Zirbenweg noch das Landschaftsbild dominieren.

Die scharf zerrissenen Felskämme im Halbrund des Schuttkessels zeichnen sich durch intensive Bergzerreißung aus. Große Felspartien sacken zur Seite hin in die Kare ab und nähren damit die Blockgletscher.

Zwischen dem Bärenbader Jöchl und der Neunerspitze ist ein auffallend trogförmiges Tal mit einer Karschwelle am Talausgang und einer dahinterliegenden Depression eingetieft. Am Grund dieses Troges kommen bis zu einer Höhe von 2350 m Lokalmoränen mit End- und Seitenmoränen vor. Diese Moränen zeigen Spuren von Überformung durch Permafrosttätigkeit.

Die Anlage der Wanne und die Depression vor der Karschwelle deuten auf eine Entstehung durch Bergzerreißung hin. Die glazialen Zeugnisse in diesem Tal sind die besten Beweise für ein zumindest spätglaziales Alter der Massenbewegungen an den Nordhängen des Glungezerkammes. Diese setzten unmittelbar nach dem Eisfreiwerden bzw. noch vor neuerlichen, lokalen Eisvorstößen ein.

Entlang des Zirbenweges W' der Roten Wand (2073 m) beobachtet man wieder die bekannten Phänomene: Schutthalden, Felssturzablagerungen, Massenbewegungen und Blockgletscher. Der Abschnitt zwischen der Isshütte, Boscheben und Patscherkofel ist durch riesige tiefreichende Bergzerreißungen und durch das Absacken großer Hangteile der ehemaligen Gratverbindung Glungezer – Patscherkofel charakterisiert. Das große Nackental, das von der Isshütte fast 2 km nach WSW zieht und hinter dem Grünbichl in die Luft ausstreicht, beeindruckt in besonderer Weise. Diese Kuppe ist nichts anderes als ein Stück abgesackter Patscherkofel, was auch von weitem bei optimaler Sonneneinstrahlung sehr gut ersichtlich ist. Hier liegt auch das Westende des großen Massenbewegungskomplexes der Glungezer-Nordflanke vor, markiert durch den tiefen Perchegggraben. Der große Murkegel am Ausgang dieses Grabens gibt Zeugnis von der Instabilität der Hänge darüber.

Zusammenfassende Betrachtungen

Das kartierte Gebiet in den nordwestlichen Tuxer Alpen weist eine große Vielfalt an jüngeren quartären Lockersedimenten auf , die sich infolge der hochalpinen Lage auch morphologisch deutlich abzeichnen.

- Dazu zählen **glaziale und glazifluviale Ablagerungen** des Hochstandes und der spätglazialen Gletscherschwankungen der Würmvereisung, die sich vorzugsweise an Talflanken, in Talschlüssen und höheren Karen durch Grundmoränenareale, Moränenwälle, und erratische Geschiebe mit entsprechenden glazialen Erosionsformen wie Rundhöckern und Gletscherschrammen belegen lassen. Eine Zuordnung der lokalen End- und Seitenmoränenwälle, die großteils oberhalb von 1800 m entwickelt sind, zu den verschiedenen spätglazialen Gletscherständen (Steinach, Gschnitz, Daun, Egesen, etc.) wurde aufgrund der laufenden Diskussion hierüber nicht für sinnvoll erachtet. Ein besonders reichhaltiges glaziales Inventar findet sich im hinteren Arz- und Viggartal.
- **Gravitative Massenbewegungen** verschiedener Ausformung und Größe: ein Großteil der Talflanken ist von relikten und aktiven Massenbewegungen geprägt, die sich v.a. in tiefreichenden Sackungen zusammenhängender Felsareale, grobblockigen Rutschmassen und oberflächlichem Hangkriechen äußern. Begleitende Erscheinungen der Massenbewegungen sind Doppelgrate, Nackentälchen, Sackungstreppen, offene Spalten, Rutschbuckel- und Wülste. Die meisten Massenbewegungen entstanden und entstehen hauptsächlich in Folge groß angelegter, gerichteter Bergzerreißung auf den Graten und Kämmen. Die Ursachen der Bergzerreißung sind im strukturellen Bau des Gebirges bedingt: die im untersuchten Bereich vorkommenden Festgesteine, der Innsbrucker Quarzphyllit und die Glimmerschiefer und Paragneise der Ötztal-Stubai-Masse, weisen eine zumeist mittelsteil NW- bis N-fallende Hauptschieferung und ein dichtes Muster von Klüften und spröden Störungen im meso- bis makroskalinen Bereich auf, die spitzwinklige Verschnitte mit der Schieferung bilden. Bei den Störungen handelt es sich v.a. um inntalparallele Abschiebungen mit Top nach N bzw. NW (siehe Viggarspitze). Daneben kommen auch N–S- bis NW–SE-Richtungen vor, die u.a. von Kataklase- und Fault-gouge-Bändern begleitet sind. Beispiele für große Sackungen sind die Nord- und Südhänge des Glungezers, der Südhang des Morgenkogels („Hohe Mähder"), der Nordwesthang der Speikböden und die Südseite des Naviser Jöchls.
  Grobblockige Rutschmassen sind weit verbreitet. Sie zeigen fließende Übergänge zu den Sackungen.
  Im Voldertal und im Viggartal finden sich auch größere Felssturzareale. Stellvertretend seien der Felssturz von der Viggarspitze (2002 abgegangen) und die Sturzmassen W' gegenüber der Vorbergalm („Vorbergreißen") genannt.
- **Blockgletscher und Blockgletscherablagerungen** sind als typische Zeugen von Permafrostaktivität wegen ihrer klimarelevanten Aussagekraft und ihrer morphologischen Charakteristik ein besonders erwähnenswertes quartärgeologisches Phänomen des Arbeitsgebietes. Die (aktiven) Blockgletscher stellen im Idealfall ein gletscherzungenähnliches, oft lobenartiges Gemisch aus Blockschutt und gefrorenem Porenwasser dar, das sich sehr langsam durch Kriechen und Rutschen fortbewegt und dadurch charakteristische Bewegungswülste und -girlanden sowie frische, steile frontale und laterale Böschungen erzeugt. Mit Gletschern hat der Blockgletscher nur die äußere Form gemein. Von relikten Blockgletschern spricht man, wenn das Eis in den

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

Zwickeln vollständig ausgeschmolzen ist und dadurch der Schutt in situ liegen bleibt und folglich ein Sediment darstellt. Die exakte Bezeichnung für „relikte Blockgletscher" ist demnach „Blockgletscherablagerungen" Die relikten Blockgletscher unterscheiden sich in ihrer äußeren Form kaum von den aktiven, mit dem Unterschied, dass sie schon bewachsen sind und die Böschungen erosionsbedingt abflachen.
Die Bildung von Blockgletschern setzt die Existenz von Permafrost und – besonders wichtig – einen entsprechend hohen Anfall von Blockschutt, der den Blockgletscher nährt, voraus. Diese Bedingungen sind in den schattigen Karen und Nischen der Tuxer Alpen bestens erfüllt: die intensive Bergzerreißung und die daraus resultierenden Massenbewegungen und die in diesen Höhen wirksame Frostverwitterung liefern reichlich Schutt. Nicht selten gehen Blockgletscher auch direkt aus Massenbewegungen (siehe unten) und aus grobblockigen Moränenablagerungen hervor, beispielsweise im Gamskar.
Die Verteilung von aktiven und relikten Blockgletschern spiegelt in etwa die Lage bzw. Schwankung der Permafrostgrenze im Hochgebirge wieder. Die wenigen aktiven Blockgletscher treten im obersten Gamskar und Viggartal erst oberhalb von 2450 bis 2500 m auf. Demgegenüber reichen die tiefstgelegenen Blockgletscherablagerungen im Viggartal bis 1850 m hinab, im Kar N' des Bärenbader Jöchls möglicherweise bis 1700 m. Auf der Schattenseite ist die Untergrenze der Blockgletscherablagerungen wesentlich tiefer als auf der Sonnenseite (hier erst oberhalb von 220 m).
Während die Entwicklung von Blockgletschern an Grobblockschutt gebunden ist, formen sich aus dem feinkörnigen Hang- und Moränenschutt die charakteristischen flachgründigen Solifluktionsschuttzungen heraus. Im Untersuchungsgebiet wurden entsprechend der Höhenlage aktive und relikte Formen vorgefunden, beispielsweise N' des Rosenjochs und der Grafmartspitze.

❍ **Altersbeziehungen zwischen glazialen Ablagerungen, den Massenbewegungen und Blockgletschern**
Im Laufe der Kartierung wurde an mehreren Stellen (v.a. im Arz- und Viggartal, an der Nordflanke des Glungezers) beobachtet, dass Sackungen und stark abfallende grobblockige Rutschkörper mit Erreichen des Talbodens oder beim Übergang in ein flacheres Gelände frontal und lateral unscheinbar in Blockgletscher übergehen. Welche Schlüsse sind daraus zu ziehen? Die Massenbewegungen dienten den Blockgletschern unmittelbar als Schuttlieferant und müssen demnach zumindest vor oder gleichzeitig mit den Blockgletschern aktiv gewesen sein. Seit dem „Reliktwerden" der Blockgletscher (im Spätglazial oder frühen Postglazial?) waren vermutlich auch die mit den Blockgletschern zusammenhängenden Massenbewegungen bis heute nur mehr geringfügig aktiv (dies gilt nicht für alle Massenbewegungen!). Ansonsten wären die Blockgletscherablagerungen verschüttet oder weiter verfrachtet worden.
Nachweise für das Einsetzen der Bergzerreißung und der Massenbewegungen im Spätglazial finden sich in den Nackentälern am Nordabhang des Glungezers: in diesen mehrere 100 Meter breiten, hangparallelen Tälern liegen spätglaziale Moränenwälle und kleine Blockgletscherablagerungen, deren Bildung klarerweise eine Bergzerreißung vorausgegangen sein muss. Vermutlich wurden die Massenbewegungsprozesse noch im frühen Spätglazial, unmittelbar nach dem Ende der Eisbedeckung aktiv.

❍ Das Höchstalter der relikten Blockgletscher lässt sich anhand der spätglazialen Moränenwälle eingrenzen. Auf der Schattenseite des Viggartales haben sich die am tiefsten herabreichenden Blockgletscher aus Seiten- und Endmoränenwällen herausgeformt, die etwa auf 1900 m Höhe endeten. Sie entsprechen vermutlich einem Gletscherstand jünger als Gschnitz (Daun?).

❍ **Spät- bis postglaziale Sedimente:** Mit dem Eisfreiwerden großer Talflächen im späten Spätglazial bzw. dem Zurückweichen der Vergletscherung in die hinteren Talbereiche und Kare setzte die fluviale Dynamik durch Erosion und talwärtige Umlagerung und Wiederablagerung bereits bestehender Lockergesteine neue Akzente in der Landschaftsformung. Diese Prozesse sind auch heute noch aktiv, wegen des Pflanzenbewuchses jedoch nur in eingeschränktem Maße. Die resultierenden fluvialen Sedimente sind die Wildbach-, Mur- und Schwemmfächerablagerungen, die mit ihren Kegelformen ein charakteristisches morphologisches Element der Täler darstellen.

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen in den Tarntaler Bergen auf Blatt 148 Brenner

REINHARD KLIER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartiert wurde das Gebiet zwischen Lizumerbach im Osten, Pluderling und Griffjoch im Süden, Obere und Unter Knappenkuchl, Klammer Schober, Roßboden und Mölsalm im Westen und Mölser Berg im Norden.

Innerhalb des Tarntaler Mesozoikums (TM) gibt es zwei deutlich unterschiedliche Bereiche:

- Die Einheiten des zentralen Tarntales, die sich zwar stark und mehrphasig verfaltet präsentieren, aber den stratigraphischen Verband bewahrt haben.
- Die Einheiten des Nordrandes des TM, die im Mölstal ihre größte Verbreitung aufweisen. Diese sind tektonisch völlig aus dem stratigraphischen Kontext gerissen und liegen als isolierte Scherlinge oder Schollen vor.

Lithologie

Glockner-Decke

Die Glockner-Decke befinden sich im Liegenden des TM. Nur ganz im Süden an den Südabhängen des Geier gibt es einen direkten Kontakt zwischen der Glockner-Decke und den Einheiten des TM, ansonsten liegt dazwischen Innsbrucker Quarzphyllit (IQP), dessen Mächtigkeit nach Süden abnimmt. Die Bündnerschiefer der Glockner-Decke unterscheiden sich vom IQP durch rostig anwitterndes Karbonat, das nicht in Linsen oder Lagen auftritt, sondern diffus im Gestein verteilt ist.

Innsbrucker Quarzphyllit (IQP)

Angrenzend an die Einheiten des TM finden sich vor allem die stratigraphisch höheren Bereiche des IQP mit Schwarzschiefern und Eisendolomiten. Im Liegenden des TM keilt der IQP in Richtung Süden aus. Auch die Einheiten des TM sind in Richtung Süden stark ausgedünnt. Im Mölstal wird das TM auch von IQP überlagert, dieser fehlt im zentralen Bereich. Weiters tritt der IQP in Form von Komponenten in der weiter unten beschriebenen tektonisierten Rauhwacke auf, allerdings nur dort wo ein Kontakt zwischen den beiden Einheiten besteht. Sowohl diese Beobachtung als auch der Habitus der Komponenten legen nahe, dass es sich um tektonisch und nicht sedimentär entstande-

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

ne Komponenten handelt. Damit fällt ein wichtiges Argument für die autochthone Auflage des TM auf dem IQP weg.

Lantschfeldquarzit

Viele Vorkommen die von früheren Autoren als metamorphes Äquivalent des Alpinen Buntsandsteines (Lantschfeldquarzit) gedeutet wurden, stellen tatsächlich Schollen von metamorphem Alpinem Buntsandstein dar, die in einer Matrix aus metamorpher Allgäu-Formation schwimmen. Besonders schön ist dies am Hippold-Gipfel zu sehen.

Es gibt allerdings auch Quarzitvorkommen, die eng mit dem IQP verfaltet sind, ohne das Auftreten von metamorpher Allgäu-Formation. Diese Vorkommen können nicht ohne weiteres als Scholle interpretiert werden, sondern könnten tatsächlich Untere Trias repräsentieren. Jedenfalls wurden keine Basiskonglomerate gefunden, die eine sedimentäre Auflage auf dem IQP anzeigen müssten und auch in der Untertrias beginnende aufrechte Schichtfolgen auf dem IQP treten nicht auf.

Dolomitschollen

In der Nachbarschaft des Lantschfeldquarzites finden sich häufig Dolomite, die von ENZENBERG (1967) als Anis gedeutet wurden. Diese Dolomite bilden Schollen, die in metamorpher Allgäu-Formation schwimmen. Eine Zuordnung dieser Dolomitschollen zu Virgloria-, Reifling- bzw. Reichenhaller Formation erscheint stellenweise möglich, ist jedoch meist unsicher und für eine tektonische Interpretation ohnehin nicht zielführend. In diesen Schollen auftretende Zebradolomite können eindeutig der Virgloria-Formation zugeordnet werden.

Tektonisierte Rauwacke

Bei der von ENZENBERG (1967) als anisisches Gestein gedeuteten Rauwacke, handelt es sich um ein tektonisch entstandenes Gestein, das jeweils das Nebengestein in Form von Komponenten aufarbeitet. Es können also Komponenten von IQP, Lantschfeldquarzit und Dolomit auftreten. Häufig treten auch gerundete quarzitische Feinkieskomponenten auf, die entweder sedimentär gerundet oder während der Tektonisierung gerundet wurden.

Meist tritt die Rauwacke an der ehemaligen Basis des TM auf, also an der Hauptüberschiebungsbahn des TM über den IQP. Vermutlich wurde sie im Tertiär nochmals lokal mobilisiert und umgelagert und als Hangbreccie am Paläorelief resedimentiert (siehe Gehängebreccie). Als Ausgangsgestein kommen Reichenhaller, Arlberger oder Raibl-Rauwacken oder Gipshorizonte in Frage.

Arlberg-Formation (metamorph)

Metamorpher Dolomit aus der Arlberg-Formation tritt in Form von Schollen in der Allgäu-Formation auf und auch am Nordabhang der Klammspitze im stratigraphischen Verband mit Raibl-Formation und Hauptdolomit. Ob es sich hierbei um eine Riesenscholle oder ein Boudin handelt kann nicht sicher geklärt werden. Charakterisiert wird der Dolomit der Arlberg-Formation durch dunklen Habitus und Fossilreichtum (Crinoiden, Gastropoden, Diploporen, Großonkoide) und stromatolitische Gefüge.

Raibl-Formation (metamorph)

Die Raibl-Formation tritt nur am Nordabhang der Klammspitze im stratigraphischen Verband mit Arlberg- und Hauptdolomit auf. Sie wird hier durch schwarze Arenite und Tonschiefer repräsentiert. Raibler Rauwacken und Dolomite sind nirgends im stratigraphischen Verband, könnten aber in Form der tektonisierten Rauwacken aufgearbeitet sein.

Hauptdolomit-Formation (metamorph)

Metamorpher Hauptdolomit tritt vor allem an den Westabhängen des Tarntales mit Mächtigkeiten bis zu 200m auf. Er stellt hier die liegendste Einheit des aufrechten, zusammenhängenden Sedimentstapels dar. Weiters gibt es Hauptdolomit-Boudins in höheren Niveaus, die von Kössener Schichten umflossen werden und vermutlich den Kern einer Isoklinalfalte repräsentieren. Häufig treten laminare Fenstergefüge auf, die teilweise als Oben-Unten-Kriterium herangezogen werden können.

Kössen-Formation (metamorph)

Die metamorphe Kössen-Formation bildet häufig eine bunte Abfolge. Charakteristisch sind schwarze Tonhäute und mittelgelb, rostig anwitternde Dolomite. Häufig treten auch innerhalb der Kössen-Formation chaotische Karbonatbreccien und vereinzelt auch Muschelschilllagen auf. Andernorts treten dunkle Kalkmarmore wechsellagernd mit geringermächtigen Metamergeln auf. Diese weisen sowohl im Liegenden zur Hauptdolomit-Formation als auch im Hangenden zur Allgäu-Formation einen kontinuierlichen Übergang auf.

Oberräth-Kalk und -Dolomit (metamorph)

Oberräth-Dolomit schwimmt in Form kaum deformierter Inseln in der Kössen-Formation und zeigt häufig Fossilien (*Thecosmilia*). Aufgrund von Dolomitisierung und fehlender Bankung blieben diese Einheiten undeformiert und wurden, da die umgebende Kössen-Formation stark duktil deformiert wurde, boudiniert.

Allgäu-Formation (metamorph)

Die Allgäu-Formation weist eine gewisse Heterogenität auf. Es handelt sich dabei um dunkelgraue bis hellgraue Bänderkalke bis Kalkschiefer. Häufig weisen sie eine Wechsellagerung aus Kalkareniten und massigen Kalkmarmoren auf. Häufig kommen aber auch breccienreiche Partien vor. Vermutlich verzahnen innerhalb dieser Formation mehr und weniger klastisch betonte Bereiche.

Jura-Breccien (metamorph)

Die Sedimentation der Jurabreccien beginnt während der Sedimentation der oberen Allgäu-Formation und setzt sich jedenfalls während der Sedimentation der Ruhpolding-Formation fort. Die Gliederung in Reckner- und Hippold-Decke baut hauptsächlich auf den deutlich unterschiedlichen Breccienmächtigkeiten auf. Die Ablagerungsräume der beiden Decken dürften aber nicht weit voneinander getrennt gewesen sein. Die Breccien entstanden durch tektonische Aktivität verbunden mit Extension und dem Zerbrechen des nördlichen Kontinentalrandes der Apulischen Platte.

Ruhpolding-Formation (metamorph)

Die Ruhpolding-Formation tritt als rot-grün-weiß gebändertes Gestein auf. Teilweise treten Faltenachsen mit ungewöhnlichen Richtungen auf, die wahrscheinlich als Rutschfalten gedeutet werden müssen. Es lassen sich schon mit der Lupe Radiolarien erkennen.

Ammergau-Formation (metamorph)

Die metamorphe Ammergau-Formation weist zur Ruhpolding-Formation einen sedimentären Übergang mit einer Wechsellagerung auf. Basal kommt es in der Ammergau-Formation immer wieder zur Einschaltung von grünen Kieselschieferlagen. Häufig treten deutlich ausgeprägte, sich kreuzende Schieferungen auf, da s_2 hier als Drucklösungsschieferung ausgebildet ist. Ins Hangende wird die Sedimentation wieder bituminöser und die Ammergau-Formation ähnelt der Allgäu-Formation.

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

Graue-Wand-Formation (metamorph)

Bei der metamorphen Graue-Wand-Formation handelt es sich um kalkige bis kalkfreie dunkle Tonschiefer und auch mergelige Phyllite, die der Palombini-Formation am Südrand der Apulischen Platte entsprechen und in die Kreide zu stellen sind.

Quarzitschollenbreccie (metamorph)

Die Quarzitschollenbreccie stellt eine Spezialität der Tarntaler Berge dar. Sie bildete sich wahrscheinlich zeitgleich mit den Kreideschichten, da sie stellenweise von schwarzen Tonschiefern umflossen wird. Ob es sich hierbei um Breccienlagen handelt, die während der Deformation boudiniert wurden, oder ob die Quarzitschollenbreccie selbst in Form von Schollen in die Kreideschichten eingeglitten ist, kann nicht eindeutig bestimmt werden.

Serpentinit und Ophicalcit

Der Serpentinit wird zusammen mit dem Ophicalcit und einer geringen Radiolaritbedeckung zum Reckner-Komplex zusammengefasst. Er tritt am ehemaligen stratigraphischen Top der Reckner-Decke, also im Hangenden der Ammergau-Formation auf und wurde in die Isoklinalfaltung mit einbezogen. Dadurch lässt sich sein Auftreten im Hangenden und Liegenden der Reckner-Decke erklären.

Bei den Ophicalciten sind zwei Typen zu unterscheiden:

1) Ein sedimentär entstandener Typus, der entweder aus komponentengestützter Serpentinitbreccie mit sedimentären Zwickelfüllungen oder bunten Karbonaten in denen zahlreiche kleine Serpentinitkörner schwimmen, besteht.
2) Ein tektonisch entstandener Typus der aus stark zerlegtem Serpentinit mit Klüften aus Fasercalcit besteht.

Gehängebreccie

Lithologisch gleicht die Gehängebreccie der tektonisierten Rauhwacke, sie weist aber im Gegensatz zu dieser, sedimentäre Strukturen wie Schichtung, Schrägschichtung und Gradierung auf, die nicht durch tektonische Prozesse erklärt werden können.

Interessant sind auch Abschiebungen, die stellenweise in diesem Gestein auftreten und ein tertiäres Alter der Umlagerung wahrscheinlich machen.

Strukturelle Bearbeitung

Dominant ist im Allgemeinen rotationale Deformation mit großen Scherbeträgen bei niedrigen Temperaturen. Bulging-Rekristallisation an Quarzen im Dünnschliff weist auf eine Temperatur bei der Deformation im Bereich 300–350°C hin.

In einem D_1-Ereignis wurde der große Isoklinalfaltenbau gebildet. Es sind zwar keine Scheitel der Isoklinalfalten aufgeschlossen, die Lagerungsverhältnisse und die Messung der Schieferungsflächen lassen aber ein Bild der Deformation entstehen. Häufig sind ist s_1 parallel den Schichtflächen, bzw. s_0 und s_1 durch dieselben Flächen repräsentiert. Die blauschieferfazielle Metamorphose (Riebeckitwachstum) fand während dieser Deformation statt. Geht man also von einem Metamorphosealter von 80 Ma aus, handelt es sich hierbei um das Eoalpine Ereignis, also die W-gerichtete Deckenstapelung. Die Streich- und Fallwerte von s_1 variieren stark, liegen aber gehäuft auf einem N–S-Gürtel. Häufig sind Streckungslineare zu finden die monoton W–E streichen. Entscheidend für D_1 ist, dass gerade bei diesen niedrigen Temperaturen (300–350°C), die einzelnen Lithologien sehr unterschiedlich auf die Deformation reagieren. Während jene Formationen mit deutlicher Schichtung und geringem Dolomitanteil eine deutliche Foliation ausbildeten, also stark gestreckt wurden, wurden die kompetenteren Formationen (wie Hauptdolomit, Räthdolomit und Jurabreccien) zerrissen und boudiniert.

Ein D_2-Ereignis führte je nach Lithologie zur Ausbildung einer penetrativen Drucklösungsschieferung in den kalkigen Lithologien bzw. zu einer Achsenebenenschieferung in den kieseligen Lithologien. Stellenweise findet sich Chlorit, der in s_2 gewachsen ist. Bei der Drucklösungschieferung handelt es sich um eine stilolithische Bildung, bei der es nicht zu Mineralneubildung, sondern lediglich zur Einregelung der weniger gut löslichen Minerale (Quarz und Glimmer) kommt. Die Schieferungsflächen bzw. Achsenebenen fallen häufig flach Richtung NW. Dies deckt sich gut mit den gemessenen und konstruierten Faltenachsen f_2, die WSW–ESE streichen und flach einfallen.

Als Belege semiduktiler Deformation finden sich sehr verbreitet steile, N–S-streichende Scherbänder die teilweise von Störungen begrenzt sind. Diese liegen in regelmäßigem dm bis m Abstand und die östliche Scholle ist meist um geringe Beträge (cm) abgeschoben.

Störungen mit Kakirit im dm-Bereich treten vor allem im nördlichen Bereich, also in der Nähe des IQP auf und verlaufen meist WSW–ENE.

Interpretation

Es ist notwendig, dass der Serpentinit vor der Isoklinalfaltung an seine jetzige stratigraphisch gebundene Position überschoben wurde, da er die Isoklinalfaltung mitmachte und zweitens, überall, wo er auftritt, von Blauschiefern begleitet wird, also während der Metamorphose schon für die Stoffzufuhr zu den Blauschiefern zur Verfügung stand.

Auffällig ist, dass das D_2-Ereignis auch in dem an das TM angrenzenden IQP eine ganz ähnliche Ausprägung aufweist wie im TM selbst. Also zumindest bei dieser späteren Deformation waren beide Einheiten in Kontakt. Natürlich weist der IQP auch eine ausgeprägte frühere Isoklinalfaltung auf, diese ist aber nicht zwingend mit der Isoklinalfaltung des TM zu korrelieren.

Conclusio

Die in den vorigen Kapiteln beschriebenen Beobachtungen bzw. Ereignisse in chronologische Reihenfolge gebracht ergeben folgendes Bild:

1) Die im stratigraphischen Verband vorliegenden Metasedimente beginnen im Ladin. Früher sedimentierte Einheiten bzw. Basement liegt nicht mehr oder zumindest nicht mehr im stratigraphischen Verband vor.
2) In der Trias und im Unteren Jura kam es zu relativ ungestörter Sedimentation.
3) Im Oberen Jura kam es im Zuge von Rifting-Prozessen zur Eingleitung riesiger Schollen und bis in die Kreide zur Sedimentation mächtiger Breccienkörper. Die Sedimentation endet vor ca. 100 Ma mit der Sedimentation der Kreide Schiefer und der Quarzitschollenbreccie.
4) In dem darauf folgenden Fenster von 20 Ma muss es dann zur Überschiebung des Serpentinitkomplexes gekommen sein, da dieser bei der blauschieferfaziellen Metamorphose vor 80 Ma schon in seiner heutigen stratigraphisch gebundenen Position gewesen sein muss.
5) Weiters kam es in diesem Zeitfenster zu einer schnellen Versenkung des Sedimentstapels in eine Tiefe von ca. 24 km. Im Zuge dieses Vorganges vollzog sich die Isoklinalfaltung. Nach kurzem Verweilen in der Tiefe und schnellem Aufstieg – ohne thermische Equilibrierung – kam es dann zur Einschuppung in den IQP.
6) Bei einem späteren Ereignis, möglicherweise bei der Überschiebung der Austroalpinen Decken über das Mittelpenninikum kam es zu einer offenen bis fast geschlossenen Faltung mit WSW–ENE-Faltenachsen und geringeren Scherbeträgen.

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

7) Die N–S-streichenden semiduktilen Scherbänder dürften mit der Brennerabschiebung im Zusammenhang stehen.

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 148 Brenner

MECHTHILD SUTTERLÜTTI
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Rahmen der diesjährigen Kartierung wurden die quartären Ablagerungen und Phänomene in dem vom Stubaital nach Süden ziehenden Pinnistal und an der Südseite des Gschnitztales bearbeitet. Als Unterlage wurde die Manuskriptkarte Brenner (GBA 2003) verwendet.

Pinnistal

Dieses Seitental des Stubaitales zieht sich von Neder im Stubaital nach Süden, Richtung Habicht. Bearbeitet wurde der Bereich zwischen 1200 Hm und ca. 1600 Hm.

Die permomesozoischen Metasedimente des Stubaikristallins (Wettersteindolomit, Hauptdolomit) treten wandbildend auf und werden im nördlichen Talbereich von Hellglimmerschiefer des Ötztal-Stubaikristallins unterlagert.

Glaziale Sedimente

Grundmoräne

Nur anhand von Erratikastreu und Vernässungen wurde an der orogr. linken Talflanke Grundmoränenmaterial ausgeschieden. Bei den Erratika sind es überwiegend Gneise, die aus dem Zentralalpin herantransportiert wurden. Diese finden sich auch im Bachbett selbst und in den anderen eisnahen Sedimenten (vgl. fluviatile Terrassenschotter).

End- bzw. Seitenmoränen

Nördlich der Issenalm findet sich ein Wall, der mit Bergsturzmaterial überlagert ist. Auch an der linken Talflanke gibt es Verebnungen, die auf höher liegende Gletscherstände hinweisen. Allerdings sind die übersteilten Flanken in Bewegung und von Hangschutt und Bergsturzblockwerk überdeckt.

Eisrandterrasse

Der nördlich der Herzbergalm liegende Rücken wird in den liegenden Bereichen aus fluviatilen Schottern aufgebaut und im Hangenden von schlechter sortierten Wildbachschottern mit m^3-großen Karbonatblöcken überlagert. Der Rücken kann also nur morphologisch als Wall (vgl. GBA-Manuskriptkarte Brenner) interpretiert werden und wurde daher einer Eisrandterrasse zugeordnet.

Auch die an der rechten Bachseite liegenden Aufschlüsse wurden dieser Terrasse zugeordnet, die nach dem Rückzug des Gletschers im Pinnistal geschüttet wurden.

Postglaziale Sedimente

Es handelt sich um ein Hängetal, dessen gletscherbedingte U-Form gut zu erkennen ist. Nach dem Rückzug des Gletschers kam es jedoch beidseitig zur Talverfüllung durch Bergstürze, mächtige Schuttfächer, sowie Wildbachablagerungen.

Schuttfächer

Die von den wandbildenden Karbonaten des Wettersteindolomits und des darüber liegenden Hauptdolomits angelieferten Schuttmassen bilden mächtige Schuttfächer, die das Tal stark einengen.

Schwemmfächer

Kleinere Schwemmfächer unterhalb der Schuttfächer wurden morphologisch abgegrenzt.

Massenbewegungen

Instabile Hangbereiche, bzw. großräumige Rutschungsbereich sind in den erosiv übersteilten Seitentälern grossflächig anzutreffen. Es kommt zu Anrissen und Rutschungen. Über weite Bereiche lassen sich daher nur mehr umgelagerte Sedimente aufnehmen. In den steileren Geländeabschnitten kommt es zu Bodenkriechen und Sackungen.

Bergstürze (vgl. Gebiet Herzebenalm) sowie Bergsturzblockwerk überdecken weite Bereiche des Tales und entstehen auch immer wieder neu.

Gschnitztal

Es wurde die Südflanke des Gschnitztales vom Grazanawald (südöstlich der Galtschein-Siedlung) und Steinacherberg (Herrenwasserl) zwischen ca. 1140 Hm und ca. 1500 Hm quartärgeologisch bearbeitet.

Als Festgesteine finden sich Phyllite, Quarzphyllite, aber auch Kalkmarmor, Kalkphyllite und Glimmerkalkmarmor, die den permomesozoischen Metasedimenten des Stubaikristallins zugeordnet werden.

Glaziale Sedimente

Grundmoräne

Aufgeschlossen ist eine Grundmoräne nur bei 1230 Hm an der linken Seite des Glafernaunbaches. Sie ist gut verfestigt, hat gut bearbeitete Gerölle, die oft gekritzt und bis zu 20 cm groß sind.

Überlagert wird sie von blockigem Hangschutt, was auch der Hauptgrund für keine weiteren Hinweise, außer vereinzelter Erratika, im gesamten Gebiet sein dürfte.

Endmoräne

Der Endmoränenwall des Gschnitzstandes bei der Annakapelle am Südwestende von Trins wurde aufgenommen. Es sind sehr schlecht sortierte, stark schluffige Sande, Kiese und bis zu m^3- große Blöcke. Kalke waren kaum zu finden, in den kleineren Fraktionen sind die Gerölle meist gut gerundet.

Eisrandterrasse

Oberhalb der Gschnitzendmoräne finden sich höher gelegene Terrassenniveaus, die verschiedenen Abschmelzphasen zuzuordnen sind. Die Eisrandterrassenablagerungen werden von jüngeren Sedimenten, wie Schwemmfächern und umgelagerten Hangschutt überlagert.

Unterhalb der Endmoräne zieht sich die Sanderfläche beidseitig des Gschnitzbaches und besteht aus fluviatilen, sehr schlecht sortierten Sanden und Kiesen, die gut- bis sehr gut gerundet sind.

Beim Blamoos dürften die nördlich des Gschnitzbaches kartierten Tone (vgl. Manuskriptkarte Brenner, GBA 2003) eingelagert sein und zu Vernässungen, Sackungen und verstärkten Bodenkriechen führen.

Postglaziale Sedimente

Auch hier befindet sich die übersteilte Talflanke in Bewegung und führt zu großräumigen Instabilitäten.

Schuttfächer

Unterhalb der Festgesteinsaufschlüsse und auch im Bereich der eingetieften Gräben sind Schuttfächer zu finden. Allerdings sind sie meist bewaldet und daher von Hangschutt schlecht zu unterscheiden.

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

Schwemmfächer

Kleinere Schwemmfächer sind in den tieferen Lagen auf die Eisrandterrassen geschüttet und auch von den aktiven Bächen gebildet worden.

Massenbewegungen

Aufgrund der übersteilten Flanke sind Rutschungen, kleinräumige Bergstürze, Bodenkriechen, Sackungen, Anrisse usw. zu beobachten. Vor allem oberhalb des Blamoos sind große Rutschmassen in Bewegung. Aber auch wegen des teilweise tief verwitternden Festgesteins (z.B. Phyllite) sind immer wieder größere Hangbereiche besonders instabil (vgl.: Einzugsgebiet altes Grenzbachl).

Blatt 149 Lanersbach

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Tarntal-Mesozoikum auf Blatt 149 Lanersbach

HERFRIED MADRITSCH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die gegenständlichen Kartierungsarbeiten erfolgten im Zuge der erweiterten Vorerkundungsphase zum geplanten Bau des Brenner Basis Tunnel. Die Vorkommen des Tarntal-Mesozoikums im Mölstal wurden lithostratigraphisch und strukturgeologisch überarbeitet und neu kartiert.

In Zusammenarbeit mit Prof. Dr. Rainer BRANDNER (Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck) wurde versucht, stratigraphische Zusammenhänge und Parallelen zwischen den Metasedimentvorkommen im Mölstal und der Sedimentabfolge anderer ostalpiner Vorkommen zu erarbeiten.

Weiter Kartierungsarbeiten erfolgen im Grenzbereich Ostalpin/Penninikum nahe der Klammalm im hinteren Navistal.

Petrographie und stratigraphische Deutung

Innsbrucker Quarzphyllit i.w.S. stellt den Hautanteil des Gesteinsbestandes im Arbeitsgebiet dar. Großteils handelt es sich dabei um dunkle Chlorit-Serizit-Phyllite, quarzreichere Phyllittypen treten nur untergeordnet auf. Vereinzelt (z.B.: Mölsjoch) sind den Phylliten Schwarzschiefer (graphitische Kalksilikatschiefer), vergesellschaftet mit dunklen Bänderkalkmarmoren, zwischengeschaltet. Weiters ist nördlich der Militärstraße ein geringmächtiges Vorkommen rostroter grobspätiger Eisendolomite bänderartig in Quarzphylliten eingeschaltet, welches sich mehr oder weniger durchgehend bis zur Mölsscharte verfolgen lässt. Mächtige Vorkommen letzterer Gesteine (ca. 30 m) finden sich östlich der Klammalm.

Die Meta-Sedimente des Mölstales werden in der Folge nach ihrer wahrscheinlichen stratigraphischen Abfolge vom stratigraphisch Älteren ins stratigraphisch Jüngere beschrieben.

Die ältesten Meta-Sedimente stellen weiße bis hellgüne Quarzite dar. Es handelt sich mit großer Wahrscheinlichkeit um metamorphen Alpinen Buntsandstein. Das Gestein ist meist massig, teilweise aber auch geschiefert und serizithältig. Vereinzelt führen die Quarzite die typischen rosa Gerölle.

Auf die Quarzite folgen grobspätige, schmutzig gelbgrau verwitternde Dolomite, die kalzitische Adern aufweisen. Die Bankung ist unregelmäßig und meist nur undeutlich erkennbar. Es handelt sich vermutlich im Äquivalente zu den Dolomiten der Virgloria-Formation (Anis).

Den Virgloriadolomiten sind vereinzelt geringmächtige Vorkommen rauhwackoider Gesteine schichtkonkordant eingeschaltet. Es handelt sich um geschieferte, feinkörnige Karbonatsandsteine. Die Gesteine führen nur geringfügig gerundete klastische Komponenten und sind meist stark entfestigt. Gips ist oberflächlich nur selten aufgeschlossen. Diese Rauhwacken können stratigraphisch sowohl jenen der Reichenhall- als auch der Arlberg-Formation entsprechen. Auch innerhalb der Raibler Schichten sind derartige Gesteine zu erwarten.

Südlich des Mölsjoch ist ein größeres Vorkommen (Mächtigkeit 20m) schwarzgrauer Tonschiefer aufgeschlossen. Innerhalb der Abfolge ist eine Abänderung der Bankungsdicke zu erkennen. Im tektonisch Hangenden sind die Tonschiefer eng, im Liegenden gröber gebankt, wobei braune Kalkbänke zwischengeschaltet sind. Lithologisch könnten diese Gesteine metamorphen Partnachschichten entsprechen.

Ein weiterer triassischer Dolomittyp tritt stets eingelagert in Kalkschiefern auf. Das Gestein zeigt vereinzelt Lamination, ist feinkörnig und verwittert auffällig weißgrau. Dieser Dolomittypus ähnelt jenen der Arlberg-Formation und ist demnach zeitlich ins Ladin–Unterkarn einzuordnen.

Am Mölsjoch finden sich Vorkommen von Hauptdolomit. Das Gestein ist von typischer, mausgrauer Farbe und sehr feinkörnig. Häufig treten monomikte Internbreccien im Dolomit auf.

Die häufigsten Meta-Sedimente im Mölstal stellen Kalkschiefer dar. Mächtige Vorkommen von bis zu 30 m Mächtigkeit finden sich im hinteren Mölstal und westlich des Möls-Hochlegers. Es handelt sich um engständig geschieferte, dunkelgraue Kalke die im cm Bereich mit graubraunen arenitischen Kalken wechsellagern. Typisch ist weiters der blättrige Bruch. Vereinzelt treten quarzitische Lagen auf. Bisher wurde ein triassisches Alter dieser Gesteine angenommen, da diesen Kalken vereinzelt Breccien zwischengeschaltet sind, ist ein jurassisches Alter wahrscheinlicher.

Ebenfalls jurassische Alter drängen sich in der Folge für massige Schlierenkalkmarmore auf. Aufschlüsse dieser Gesteine finden sich südlich des Mölsjochs. Die Gesteine weisen eine markante ockerbraune Verwitterungsfarbe auf. Massige Bänder-Kalkmarmoren sind grün-graue Phyllitlagen und metermächtige Bänke matrixgestütze, kalkige Breccien zwischengeschaltet. Auch hier spricht das Vorkommen von Breccien für ein jurassisches Alter.

Hellgrüne, teilweise rötliche Tonschiefer sind am Mölsjoch und im westlichen Bachgraben unterhalb der Rossböden aufgeschlossen. Es handelt sich um metamorphe Mergel. Sie sind sehr feinkörnig, engständig geschiefert und kalkarm bis kalkfrei. Aufgrund der lithologischen Eigenschaften dieser Gesteine vor allem ihrer Kalkarmut wie auch aus dem Umstand, dass innerhalb der Tonschiefer vereinzelt psephitische Dolomitklasten angetroffen wurden, ist ein jurassisches bis kretazisches Alter anzunehmen.

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

Die Grenze zu den penninischen Bündner Schiefern verläuft im Navistal entlang einer etwa WNW–ESE gedachten Linie und ist östlich der Klammalm aufgeschlossen. Innerhalb der Kalkschiefer kommt es zu einer Wechselfolge von rostig verwitternden, dunklen Schwarzphylliten. Kalkreiche Phyllite stellen dabei im Arbeitsgebiet den Hauptanteil der Bündner Schiefer dar.

Quartärgeologie

Eine quartärgeologische Besonderheit, ist sowohl südlich, als auch nördlich des Kammes Mölstal – Navistal und nordöstlich der Klammalm ausgebildet. Weitere Flächen werden in diesen Bereichen von einer Gehängebreccie bedeckt. Es werden Mächtigkeiten bis zu 20 m erreicht.

Das Gestein ist von auffällig ockerbrauner Farbe und nur gering verfestigt. Es handelt sich um gröber klastische Breccien und Feinkonglomerate.

Die Breccien führen sämtliche im Arbeitsgebiet auftretende Gesteinstypen als Komponente (Quarzphyllit, Quarzit, Dolomit), teilweise treten auch Breccien und Konglomeratgerölle (Wiederaufbereitung) auf. Die Feinkonglomerate weisen vor allem gerundete Karbonatgerölle auf, die Matrix ist kalkig. Außerdem sind Kalklagen entwickelt.

Die Konglomerate zeigen eindeutig sedimentäre Strukturen wie Schrägschichtung und Gradierung und müssen entsprechend ihrer Lagerung als relative junge Schüttungen gedeutet werden. Außerdem spricht die stets diskordante Überlagerung von älteren Gesteinen (Quarzphyllit, Bündner Schiefer.....) durch die Breccien und Konglomerate für eine derartige Interpretation.

Auffällig sind pengenartig Kollapsstrukturen am Mölsjoch. Diese karstartigen Strukturen zeigen die Bedeutung dieser Gesteine für die Hangentwässerung auf. Zum Teil werden Oberflächengewässer im Bereich der Breccie verschluckt.

Problematisch ist die Unterscheidung dieser jungen Breccien von den eingangs beschriebenen, im Verband befindlichen triassischen Rauhwacken und von Kataklasiten, die im Bereich von Sprödstörungen auftreten. Als diskriminierendes Merkmal müssen die sedimentären Strukturen und die fehlende Schieferung angesehen werden. Die makroskopische Ähnlichkeit von Rauhwacke und Gehängebreccie, legt den Schluss nahe, dass die Breccie zum Teil aus der Aufarbeitung von Rauhwacken entstand.

Tektonik

Die wesentliche Fragestellungen zur Tektonik des Tarntal-Mesozoikums die den gegenständlichen Kartierungsarbeiten zugrunde liegen, ist Lagerung und tektonische Beziehung des Mesozoikums relativ zum Innbrucker Quarzphyllit einerseits sowie der interne strukturgeologische Bau der mesozoischen Abfolge andererseits.

Das Tarntal-Mesozoikum des Mölstales wird von Innsbrucker Quarzphyllit sowohl unter als überlagert. Es muss daher von einem hangenden und einem liegenden Quarzphyllit in Bezug auf das Mesozoikum gesprochen werden. Dabei fällt auf, dass beide tektonischen Einheiten des Quarzphyllits graphitische Schwarzschiefer führen und somit, der Seriengliederung des Quarzphyllits entsprechend, dasselbe stratigraphische Niveau aufweisen.

Der Kontakt des Mesozoikums zum Quarzphyllit im Liegenden ist westlich des Möls-Hochlegers aufgeschlossen. Ein sprödtektonischer Charakter des Kontaktes ist hier deutlich zu erkennen. Auffallend ist das häufige Vorkommen von kataklasitähnlichen geringverfestigten karbonatischen Breccien an diesem Kontakt. Zudem scheint der Kontakt wellig verfaltet zu sein.

Am Kontakt des Mesozoikums zum hangenden Quarzphyllit finden sich hingegen keine Anzeichen auf Sprödtektonik. Hier fallen die mesozoischen Sedimente nahezu s-konkordant zum Innsbrucker Quarzphyllit in Richtung NW ein.

Es liegt der Schluss nahe, dass das Mesozoikum dem Innsbrucker Quarzphyllit in Form einer isoklinalen Falte eingeschaltet ist. Die mesozoischen Gesteine fallen zwar im Norden steiler ein, ein Umbiegen der Falte ist im Mösltal allerdings nicht erkennbar. Der Quarzphyllit und das zwischengelagerte Tarntal-Mesozoikum wurden in einer späteren Deformationsphase offen verfaltet. Am liegenden Kontakt der beiden Einheiten erfolgte außerdem eine sprödtektonische Überprägung.

Je nach stratigraphicher Deutung der mesozoischen Gesteine müssen zwei Lösungsansätze zur Erklärung der internen Lagerungsverhältnisse des Tarntal-Mesozoikums im Mölstal in Betracht gezogen werden.

In beiden Fällen ist die Einsenkung des Mesozoikums im Innbrucker Quarzphyllit durch einen ca. ENE–WSW-streichenden offenen Faltenbau mit Wellenlängen im Bereich von 100 m erkennbar. Liegender Innsbrucker Quarzphyllit ist dabei teilweise zwischen Vorkommen von Mesozoikum in Antiformen aufgeschlossen.

Verfolgt man die bisherige stratigraphische Deutung des Mesozoikums, bei der die mächtigen Kalkschiefer und breccienführenden Bänderkalkmarmore in die Trias gestellt werden, muss für die mesozoische Abfolge ein engständiger, mehr oder weniger liegender, älterer Isoklinalfaltenbau, unter Beibehaltung des stratigraphischen Verbandes, angenommen werden. Hinweise auf derartige Isoklinalfaltung findet sich im Aufschlussmaßstab, zum Beispiel am, oben erwähnten Aufschluss westlich des Möls-Hochlegers. Isolierte Vorkommen von Dolomit innerhalb der Kalkschiefer müssen demnach als duktile Scherlinge im Zuge der Isoklinalfaltung gedeutet werden. Aus stratigraphischer Sicht spricht der häufig angetroffen Kontakt zwischen Skythquarzit und hangendem Innsbrucker Quarzphyllit auf eine derartige Interpretation. Dagegen spricht das Vorkommen der arenitischen Kalkschiefer sowohl zwischen Skythquarzit und Vigloria-Dolomit als auch im Nahbereich ladinischer Dolomite. Hinweise auf Ausgangsgesteine in dieser stratigraphischen Position aus den Nördlichen Kalkalpen finden sich nicht.

Wie bereits ausgeführt gibt es zahlreiche sedimentologische Hinweise darauf, dass es sich bei den Kalkschiefern, Tonschiefern und Bändermarmoren um jurassische Gesteine handelt. In diesem Sinne muss das Mesozoikum im Mölstal nicht als stratigraphisch zusammenhängend sondern vielmehr als mehrphasig verfalteter Schollenteppich gedeutet werden. Dabei liegen Schollen von Skythquarzit und triassischen Dolomiten, teilweise noch in stratigraphischem Verband, eingebettet in jurassischen Kalkschiefern, Feinbreccien, Tonschiefern und Bändermarmoren vor.

Das Vorkommen derartiger Megaschollen im Tarntal-Mesozoikum deutet sich ersten Geländeuntersuchungen zufolge auch am Hippold an der Ostflanke des Wattentales an. Weitere Hinweise auf den tektonischen Bau des Tarntal-Mesozoikums und seine Beziehung zum Quarzphyllit sind daher weiter im Osten und auf Blatt Brenner zu suchen.

Ein anderer tektonischer Aspekt im Arbeitsgebiet ist der Charakter des Kontaktes zwischen Ostalpin und penninischem Bünderschiefer. Sehr gute Aufschlüsse finden sich östlich der Klammalm. Bünderschiefer kommt hier zum Teil über Innsbrucker Quarzphyllit zu liegen. Dies ist nur durch eine junge Faltung des Kontaktes zu erklären.

Auch hier werden Kartierungsarbeiten im Navistal weitere Erkenntnisse liefern.

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

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen auf Blatt 149 Lanersbach

HELMUTH SÖLVA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die kartierte Fläche liegt im westlichen Valsertal (Alpeinertal) und umfasst in etwa das Gebiet zwischen Höllenscharte, Fussstein, Sagwand, Alpeinerbach, Altereralm und Kahlwand. Zusätzlich wurde noch das Kar westlich unterhalb der Hohen Kirche (Zeischalm) kartiert.

Das Ziel der Kartierung waren strukturgeologisch-tektonische Untersuchungen und die Kontrolle bzw. Verbesserung bereits existierender geologischer Karten von V. HÖCK (1968) und B. LAMMERER (1997).

Lithologie

Lithologisch umfasst das Gebiet vor allem Grundgebirgsgesteine: Zentralgneis im südlichen Bereich (Fußstein und Sagwand) und Altes Dach im zentralen und nördlichen Bereich (Geraer Hütte und östliche Flanke Alpeiner Tal). Im nördlichsten Bereich des Gebietes gibt es metamorphe mesozoische Sedimente equivalent denen der Wolfendorn-Decke (FRISCH, 1979) mit einem tektonischen Kontakt zum liegenden Alten Dach. Metamorphe mesozoische Sedimente der Schöberspitztrias und Phyllite der Glocknerdecke sind nicht mehr kartiert worden.

Der Zentralgneis des Ahorner Kernes ist ein Biotit führender, zumeist grober (Korngröße im cm-Bereich) Granitgneis, der nur am Rand zum Alten Dach hin eine Foliation zeigt, ansonsten jedoch das magmatisches Gefüge erhält. Aus geochronologischen Daten (EICHHORN et al., 2000) ist ein variszisches Alter der Intrusion anzunehmen. Er enthält m- bis in Einzelfällen mehrere Zehnermetermächtige Schollen von biotitreichem Paragneis bzw. Glimmerschiefer, die eine deutliche migmatische Textur aufweisen. Die Abwesenheit von Hellglimmer in diesen Xenolithen deutet auf eine Aufschmelzung dieser Mineralphase hin, während Biotit noch stabil war.

Das Alte Dach besteht vor allem aus Ortho- und Paragneisen sowie Migmatitkörpern, die im Zehner- bis maximal Hundertmeter-Maßstab wechseln. Die Migmatitkörper erreichen eine maximale Ausdehnung von bis zu hundert Metern und liegen diskordant zu den Paragesteinen. Glimmerschiefer und basische Gesteine kommen nur sehr untergeordnet vor. Einzelne Amphibolitlagen gibt es in der Zeischalm und unterhalb der Geraer Hütte. Metermächtige Glimmerschieferlagen gibt es vor allem an den Kontakten des Alten Dachs sowohl zum Zentralgneiskern (zusammen mit Kalkglimmerschiefern) als auch zur Venediger Decke (Hochstegenzone).

Die Orthogneise sind zumeist biotitreiche Augengneise mit mylonitischem Gefüge, zum Teil weniger stark deformierte, grobe (Korngrösse im cm-Bereich) Zweiglimmer-Granitgneise und Biotit-Granitgneise, Typ Zentralgneis (Ochsner Hütte und Geraer Hütte). Diese Orthogneiskörper sind meist parallel zum Hauptgefüge, an bestimmten Stellen mit geringem Verformungsgrad sind sie bzw. die Apophysen jedoch diskordant dazu, was wiederum bestätigt, dass es ein präalpines und ein alpines Gefüge gibt. Da das Alte Dach vom variszisch datierten Zentralgneiskörper intrudiert wird, müssen die Gesteine prävariszisch sein. Ein Hellglimmer führender, stark deformierter Orthogneiskörper ist am Kontakt Altes Dach/Hochstegen Zone zu kartieren. Migmatitkörper gibt es im zentralen Bereich des Kartierungsgebietes, unmittelbar nördlich des Kontaktes Altes Dach/Zentralgneis (ENE–WSW-orientiert) und sie treten häufig zusammen mit den groben Granitgneisen auf, was auf einen genetischen Zusammenhang schließen lässt. Damit ist anzunehmen, dass die Migmatitbildung ebenfalls variszisch ist. An einzelnen Stellen ist zu beobachten, dass die Migmatite ein altes Gefüge auflösen.

Am hangenden Kontakt des Alten Daches zu mesozoischen Lithologien gibt es an einzelnen Stellen granatfreie Glimmerschiefer und Paragneis, wobei diese Lithologien sehr oft Feldspat-Augen zeigen, was es schwierig bis unmöglich macht, sie von den biotitreichen Augengneisen zu unterscheiden. Generell schneidet der Kontakt mesozoische Sedimente/Altes Dach diskordant zu lithologischen Einheiten des Alten Dachs, die alpidische Hauptfoliation ist jedoch parallel im Grundgebirge und den mesozoischen Sedimente und parallel zum Kontakt. Dies kann entweder auf einen erosiven sedimentären Kontakt und autochtonen Sedimenten oder auf einen tektonischen Kontakt und allochtonen Sedimenten zurückgeführt werden.

Die metamorphen mesozoischen Sedimente der Wolfendorn-Decke unmittelbar im Hangenden des Alten Dachs bestehen aus einer Abfolge von hellen, grauen bis gelblichen Marmoren mit mehr oder weniger Hellglimmer und an manchen Stellen auch dünnen karbonatischen Phyllitlagen. Die Marmore werden im gesamten Tauernfenster als Hochstegenmarmor zusammengefasst. Die Abfolge beginnt mit einer unteren hellgrau-weißen, feinkörnigen Dolomitmarmorlage, die an verschiedenen Stellen deutlich unterschiedliche Mächtigkeiten zeigt und zum Teil aufgrund von Hellglimmern auch eine gelblich-weiße Farbe zeigt.

Im Profil Kahlwand ist diese Lage 10 bis 2 m mächtig, während sie an der Höllscharte bis zu 25 m Mächtigkeit erreicht. Östlich der Kahlwand unterhalb der Hochwart fehlt diese Dolomitlage. Oberhalb dieses ersten Marmorbandes kommt im gesamten Arbeitsgebiet nochmals eine nie mehr als 3 m mächtige Lage von feldspatreichem, Hellglimmer führendem Orthogneis, Paragneis und Glimmerschiefer. Da diese Lage sehr stark grünschieferfaziell verformt ist, erkennt man nur an wenigen Stellen das Ausgangsgestein, das aber eindeutig dem Alten Dach zuzurechnen ist. Darüber folgen dann im Profil Kahlwand zwei bis drei weiß-gelbliche, jeweils 2 bis 10 m mächtige Kalzitbänder, die mehr oder weniger detritische Hellglimmer führen. Zwischen den Marmorlagen gibt es jeweils 1 bis 3 m mächtige Phyllitlagen mit mehr oder weniger Kalzit, die starke Ähnlichkeiten mit den unteren Kalkphylliten der über den Marmorlagen folgenden Kaserer Serie aufweisen. An der Obergrenze der Marmore gibt es einen kontinuierlichen Übergang von glimmerreichem Marmor zu kalkreichem Phyllit der Kaserer Serie. Die Mächtigkeitsschwankungen und das Auftauchen und Verschwinden von einzelnen Lagen sind auf die intensive Verfaltung der Zone durch F_3 und den Verschnitt mit der Geländeoberkante zurückzuführen. Die gesamte Hochstegenzone weist im Profil Kahlwand eine Mächtigkeit von ca. 35 m auf. In der in der Kahlwand ca. 50 m mächtigen unteren Kaserer Serie überwiegen kalzitreiche Kalkpyllite, die in ihrem unteren Teil immer wieder Einschaltungen von 20 bis 50 cm mächtigen gelben, hellglimmerreichen Marmorlagen aufweisen. Im zentralen Bereich der Kaserer Serie gibt es einen kontinuierlichen Übergang von kalkreichen zu quarzitischen Phylliten (Metaarkosen). Es ist zu beobachten, dass dieser Übergang nicht parallel zur Hauptfoliation ist. Etwa 5 bis 10 m oberhalb dieses Übergangs gibt es eine ca. 1,5 m mächtige weiße Quarzitlage und 1 bis 2 m darüber eine etwa 1 m mächtige, weit zu verfolgende Schwarzphyllitlage mit viel Graphit. Danach folgen quarzitische Phyllite, die ca. 5 m über dem Schwarzphyllitband von einem, ebenfalls weit zu verfolgenden, weißen Dolomitband (feinkörnig) mit einer Mächtigkeit von ca. 3 m unterbrochen werden. In diesen quarzitischen Phylliten der Kaserer Serie endet das Kartierungsgebiet nach N hin.

Im Profil Höllscharte ist die Abfolge von mesozoischen Sedimente noch komplexer als in der Kahlwand.

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

Dort beginnt die Abfolge über Paragneis und Glimmerschiefer des Alten Dachs (im Gegensatz zur Kahlwand, wo das Alte Dach aus biotitreichen Augengneisen besteht) mit einem weißen Quarzit der ca. 1 m mächtig ist und im oberen Bereich cm- bis mm-dünne schwarze Quarzitlagen aufweist, darüber kommt dann ein etwa 15 m mächtiges Band von gelblich-weißem Kalzitmarmor, der mehrere hellglimmerreiche Lagen (dm–m-mächtig) aufweist. Über dem Marmor kommt dann im unteren Bereich der Höllscharte wieder der Quarzit, und darüber eine etwa 10 m mächtige grüne Chloritschiefer-Lage mit einem hohem Verformungsgrad unter spröd-duktilen Bedingungen. In der Scharte selber folgt die Chloritschiefer-Lage direkt über dem Marmor, An einzelnen Stellen erkennt man das Ausgangsgestein des Mylonits, der ursprünglich ein Glimmerschiefer des Alten Daches war. Über dieser nach W abschiebenden Scherzone folgt dann im südlichen Bereich der Scharte nochmals eine ca. 2 m mächtige feinkörnige, grau-weiße Marmorbank mit dm-Lagen und dann der dunkelgraue Disthenquarzit (ca 10 m mächtig). Über dem Disthenquarzit folgt eine ca. 35 m mächtige Dolomitmarmorlage. Der feinkörnige, hellgraue Dolomit ist stark spröd verformt und wird im Hangenden von den Kalk-reichen Phylliten der Kaserer Serie überlagert.

Eine detaillierte mineralogische Beschreibung der Lithologien findet sich in der Dissertation von V. HÖCK (1968).

Strukturen

Prinzipiell ist in dem bearbeiteten Gebiet sehr wenig spröde Verformung zu erkennen, während mit Ausnahme des Zentralgneises alle Lithologien als duktile Mylonite bezeichnet werden können, da sie eine ausgeprägte Foliation und Streckungslineation zeigen.

Duktile Strukturen

Duktile Strukturen können zu 3 Deformationsereignissen zusammengefasst werden. Diese werden als D_1, D_2 und D_3 bezeichnet, wobei D_1 die ältesten, deutlich abgrenzbaren und weiter verbreiteten Strukturen zusammenfasst.

Diese drei Ereignisse sind aufgrund ihrer Relation zu den mesozoischen Sedimenten im Arbeitsgebiet und auch aufgrund veröffentlichter Untersuchungen (z.B. FRANK et al., 1987; FRISCH, 1979; FÜGENSCHUH et al., 1997) aus dem weiteren Arbeitsgebiet alpidischen Alters und werden mit der neogenen Aufdomung der Penninischen Einheiten im Tauernfenster bzw. mit der oberkretazischen bis paläogenen südgerichteten Subduktion der südpenninischen Ozeanischen Platte unter die kontinentale Ostalpine Platte in Zusammenhang gebracht.

Prä-D_1

Im Alten Dach gibt es neben alpinen Strukturen an einigen Stellen eine reliktische Foliation, die nur im Paläosom oder in Xenolithen im Migmatit zu erkennen ist. Diese Foliation wird eindeutig durch die Anatexis überprägt, und ist daher prä-intrusiv und prävariszisch. Es gibt keine einheitliche Orientierung der Foliation.

Es ist auch anzunehmen, dass zumindest Teile der Foliation im Alten Dach bereits variszisch gebildet, jedoch alpin reaktiviert und vor allem reorientiert worden sind. Der hohe alpine Verformungsgrad und die relative hohen Temperaturen dabei (Amphibolitfazies; HÖCK, 1979) machen jedoch eine Abtrennung von variszischen und alpinen Anteilen nahezu unmöglich.

Die Verdoppelung der Abfolge Altes Dach – Hochstegenmarmor entlang des gesamten Kontaktes Altes Dach/Wolfendorn Decke im Arbeitsgebiet weist auf eine Überschiebungskomponente hin. Nachdem die Orthogneismylonite an diesem Kontakt sehr ähnliche Temperaturbedingungen und Geometrie wie D_1-Mylonite aufweisen, müsste man annehmen, dass die Überschiebung entweder WSW- oder ENE-gerichtet war. Möglicherweise sind die Mylonite an dieser Stelle zur intialen Brennerabschiebung zu rechnen und überprägen die ältere Überschiebung. Dies kann nur mit einer detaillierten kombinierten strukturgeologisch-petrologisch-geochronoloigsche Untersuchung festgestellt werden. Da aus der Literatur keine Strukturdaten (Steckungslineation) für diese ältere Deckenstapelung zu finden sind, können die Bewegungsrichtung und das genaue Alter dieser überschiebenden Struktur nicht bestimmt werden.

Deformation D_1

Zu D_1 ist die penetrative mylonitische Foliation (S_1) im gesamten Arbeitsgebiet zu rechnen, die annähernd parallel zum metamorphen Lagenbau im Grundgebirge (Altes Dach, Zentralgneiskern) und parallel zur sedimentären Schichtung in den metamorphen Sedimenten (Venediger- und Glockner-Decke) ist. Boudinage und Plättung von Lagen und Komponenten weisen auf eine Verkürzung senkrecht zur Foliation hin, die zeitgleich mit der Streckung in eine E–W-Richtung war. Diese Plättung sowie die jüngere Überprägung durch D_3 hat verhindert, dass eindeutige asymmetrische kinematische Indikatoren zu L_1 gefunden werden konnten.

Im Zentralgneis bildet D_1 nur randlich (zum Alten Dach hin) eine diffuse Foliation und einzelne Scherzonen im undeformierten Inneren des Ahorner Kernes. Vom Kontakt Altes Dach/Zentralgneis an ist eine deutliche Zunahme der Verformung ins Hangende zu beobachten, wobei der höchste Grad am Kontakt Altes Dach/Mesozoische Sedimente erreicht wird.

Die Temperaturbedingungen von D_1 im Grundgebirge entsprechen der oberen Grünschiefer- bis Amphibolitfazies, was aus dem duktilen Verhalten von Feldspat (>500°C) und Amphibol (pinch and swell) hervorgeht. Durch die generelle Armut der Lithologien an Indexmineralen wie Staurolith oder Disthen konnte keine absolute Abschätzung der PT-Bedingungen während der Verformung erfolgen.

In den Metasedimenten der Venediger und Glockner Decken waren die absoluten Temperaturbedigungen der Metamorphose im Arbeitsgebiet ähnlich wie im Alten Dach (Disthen und Granat sind beschrieben; HÖCK, 1979), wobei nicht klar ist, ob D_1 zeitgleich mit dem Metamorphose-Maximum zu setzen ist. Das duktile Verhalten von Dolomit während D_1 in mesozoischen Sedimenten in der Schöberspitzentrias, die etwas nördlich des Arbeitsgebiets liegt und der Glocknerdecke zugerechnet wird, weist auf Temperaturen über 500°C hin.

Generell fällt S_1 im nördlichen und zentralen Arbeitsgebiet mit ca. 35° nach NW ein, während sie im südlichen Bereich am Kontakt Altes Dach/Zentralgneis mit ca. 45° nach SE einfällt. Im westlichsten Teil des Gebietes wechselt die Einfallsrichtung der Foliation nach SSW im südlichen (Zeischalm) und WNW im nördlichen Bereich (Flittneralm) des Arbeitsgebietes, was dem generellen Trend der Foliation im westlichen Tauernfenster enspricht und auf die Aktivität der Brenner-Abschiebung im W des Arbeitsgebietes zurückzuführen ist. Der Wechsel in der Orientierung von S_1 und L_1 (von NW auf SE) im übrigen kartierten Gebiet ist durch eine jüngere Verfaltung (D_3 bzw. F_3) im 100 m bis mm-Maßstab entstanden.

Die zu S_1 zu rechnende Streckungslineation (L_1) fällt im gesamten kartierten Gebiet mit ca. 15° gegen W bis WSW ein, annähernd parallel zur Faltenachse von F_3, was die Konstanz der Orientierung erklärt.

Im cm- bis dm-Maßstab sind sehr lokal isoklinale, intrafoliale Falten (F_1) erkennbar, deren Faltenachse absolut parallel zur Streckungslineation L_1 ist, während L_1 und die

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

Faltenachse von F_3 zum Teil einen kleinen Winkel einschließen. Die Achsialebene dieser Falten ist ident mit der mylonitschen Foliation. Diese Beobachtungen zeigen, dass Faltung und Streckung zeitgleich sind.

Deformation D_2

Zu D_2 ist im Arbeitsgebiet eine leicht asymmetrische, offene Faltung (F_2) vom Typ parallel nach RAMSAY (1967) zu rechnen, die jedoch nur in der Venediger Decke zu beobachten war, während sie im Alten Dach fehlt. Die Falten niedrigster Ordnung erreichen eine Amplitude und Wellenlänge von mehreren zehner Metern (Schöberspitzentrias). Im Kartierungsgebiet gibt es Falten 2. Ordnung im Meter-Maßstab, 3. Ordnung im cm-Maßstab und 4. Ordnung im mm-Maßstab, die einer Krenulation entspricht. Die Temperaturbedingungen während D_2 sind schwer abzuschätzen, aber aufgrund der relativen Deformationsabfolge sind grünschieferfazielle Bedingungen (zwischen 350 und 500°C) anzunehmen. Die Faltenachse fällt mit ca. 20° nach 300 im aufrechten Schenkel von F_3 ein, die Achsialebene ist vertikal bis steil nach NE einfallend. Makroskopisch konnte keine Achsialebenenschieferung festgestellt werden. F_2 bildet mit F_3 (nach W einfallende Faltenachse und flach nach N einfallende Achsialebene) Interferenzen von Typ 2 bis 3 nach RAMSAY (1967).

Deformation D_3

D_3 ist für die generelle Orientierung der Hauptfoliation D_1 im gesamten Arbeitsgebiet relevant, wobei der Ahorner Zentralgneiskern aufgrund seines mechanisch isotropen Gefüges und der Härte nicht verfaltet ist. D_3 ist durch eine großmaßstäbliche enge Faltung F_3 definiert, die im gesamten Tauerfenster mit der Aufdomung der Penninischen Einheiten in Zusammenhang gebracht wird (siehe Arbeitstagung „Brenner" der GBA). Die Geometrie von F_3 ist zwischen similar und parallel nach RAMSAY (1967) wobei der Verdickungsgrad im Hingebereich von der Lithologie abhängt. Die Temperaturbedingungen während D_3 sind in der Venediger- und Glockner-Decke an der spröd-duktilen Grenze, was in etwa der unteren Grünschieferfazies entspricht, während sie im Alten Dach deutlich höher waren, was vom duktilen Verhalten der Lithologien abzuleiten ist. Eine quantitative Aussage kann jedoch ohne PT-Daten aus neu gewachsenen Mineralen nicht erfolgen.

Die Faltenachse von F_3 ist im gesamten Gebiet ziemlich konstant und fällt mit 15–25° nach W ein. Die Achsialebene von F_3 fällt im nördlichen Arbeitsgebiet nach N ein und im zentralen und südlichen Bereich (Altes Dach) steiler mit ca. 40° nach S. Gleichzeitig überwiegen im N „Z"-Typ Falten mit flach nach N einfallendem aufrechtem Schenkel und steilem, ebenfalls nach N einfallendem verkehrtem Schenkel und im S „S"-Typ Falten mit steil nach Süden einfallendem verkehrtem und mittelsteil nach S einfallendem aufrechtem Schenkel. Das Umbiegen der Achsialebene kann durch eine spätere Verfaltung erfolgt sein oder aber auf die Präsenz des harten Zentralgneiskernes, der die Form der Großfalte beeinflusst, zurückzuführen sein. Das Umbiegen der Achsialebene im Arbeitsgebiet ist kongruent mit dem Umbiegen aller größeren Strukturen im gesamtem Tauernfenster vom N-Einfallen im N auf das S-Einfallen im Süden.

Bei den „S"-Falten im südlicheren Kartierungsgebiet fehlt häufig der steile verkehrte Schenkel, was auf eine durchgescherte Falte hinweist. Eine solche durchgescherte F_3-Falte 2. Ordnung (im Zehnermeter-Maßstab) aus dem verkehrten Schenkel einer Falte 1. Ordnung ist am Kontakt Altes Dach/Zentralgneis unterhalb der Fußstein-Nordflanke aufgeschlossen. Hier sind vermutlich mesozoische Sedimente (jeweils maximal 3 m mächtige Kalkglimmerschiefer und Biotitglimmerschiefer) mit „Z"-Typ-Falten zwischen stark verformten Paragneisen des Alten Dachs, ebenfalls mit „Z"-Typ-Falten, und undeformiertem Zentralgneis sehr stark ausgedünnt und zeigen einen hohen Verformungsgrad. Die Streckungslineation fällt wie im Alten Dach flach nach WSW ein und die Foliation steil nach S. Da die Venediger Decke an dieser Stelle einen verkehrten F_3 Schenkel mit „S"-Typ Falten bilden müsste, um über den Ahorner Zentralgneiskern des Olperers herumzubiegen, weist das Fehlen solcher „Z"-Falten sowie der hohe Verformungsgrad in den Metasedimenten auf eine Durchscherung des steilen verkehrten Schenkels hin. Da der Zentralgneis einen Härtling darstellt, ist anzunehmen, dass diese Durchscherung nur eine kleineren Teil des Kerns betrifft. Es ist jedoch nicht genau bekannt, wie weit der Zentralgneis noch betroffen ist.

Die Falten niedrigster Ordnung im Gebiet erreichen eine Wellenlänge von einigen hundert Metern, wobei sowohl die Wellenlänge als auch die Geometrie der Falten in Grundgebirge und mesozoischen Sedimenten etwas unterschiedlich ist (kürzer und enger in den Sedimenten). Parasitärfalten 1. Ordnung sind im Zehnermeter-Maßstab, und 2. Ordnung im Meter-Maßstab zu beobachten. In Glimmerreichen und dünnbankigen Lagen ist eine 3. Ordnung sowie eine Crenulation im cm-Maßstab vorhanden.

Eine Struktur, die über das gesamte Arbeitsgebiet zu verfolgen ist, stellt eine spröd-duktile, schwach grünschieferfazielle Abschiebung an der Grenze Altes Dach/Hochstegenzone dar. Die Hauptscherzone ist 1–3 m mächtig, es gibt aber an mehreren Stellen in der Nähe der Hauptscherzone geringmächtigere Zonen mit der selben Kinematik (Scherbänder, SCC') und den selben Metamorphosebedingungen. Der Scherzonenrand ist parallel zur Hauptfoliation und fällt mit etwa 25° in Richtung N ein. Die Kinematik kann man aus dem penetrativen SCC'-Gefüge rekonstruieren und gibt eine Abschiebung der Wolfendorn Decke nach W an. Die Verformung konzentrierte sich auf die unteren Phyllitlagen zwischen den Marmorlagen.

Die Tatsache, dass der Schersinn in allen Lagen immer gleich bleibt, belegt, dass diese Abschiebung nicht von F_3 verfaltet wird. Ohne detaillierte Untersuchungen ist es nicht möglich zu unterscheiden, ob sie gleichzeitig mit F_3 oder etwas später aktiv war. Ersteres entspricht der Beobachtung von MANCKTELOW & PAVLIS (1994) einer gleichzeitigen Faltung und Steckung in Abschiebungssystemen. Letzteres beeinträchtigt die Rekonstruktion von F_3-Faltenzügen an der Grenze Altes Dach/Venediger Decke.

Spröde Strukturen

Wie schon in der Einleitung zu Kapitel 2 erwähnt, sind spröde Strukturen im kartierten Gebiet nur untergeordnet relevant. Das einzige bedeutende, und über mehrere km verfolgbare Element ist eine meherere Meter-mächtige spröd(-duktile) Scherzone, die ENE–WSW streicht und ein seitenverschiebendes Linear mit sinistralem Versatz zeigt. Der Schersinn wird auch von Scherbändern und SCC'-Gefüge in glimmerreichen Lagen belegt. Der Versatz an dieser Störungszone (Geraer Hütte) ist schwer abzuschätzen, aber nimmt nach Westen (Zeischalm) gegen Osten ab, wo die Störung keine durchgehende Fläche mehr bildet, sondern eine Schar von parallelen Harnischflächen und Joints (unmittelbar nördlich des Gipfels der Hohen Kirche). Diese Störung ist Teil eines der zwei Sets, die anhand von Kinematik und Geometrie im Kartierungsgebiet zu unterscheiden sind. Leider konnte dieAltersrelation der beiden Sets nicht eindeutig bestimmt werden.

Extensionsspalten, die unmittelbar östlich der Brennerabschiebung eine E–W-Dehnung anzeigen, sind im kartierten Gebiet nicht zu beobachten.

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

Set (a)

Zu Set (a) sind ENE–WSW-steichende senkrechte Harnischflächen und Joints mit einem seitenverschiebenden, sinistralen Linear zu rechnen. Diese Flächen sind im ganzen kartierten Bereich vorhanden. Zu diesem Set ist die oben beschriebene Störungszone zu rechnen. Einzelne, über hunderte Meter verfolgbare Störungen im Dezimeter- bis Meter-Bereich streichen ESE–WNW und zeigen sowohl sinistralen wie auch dextralen Versatz. Diese Störungszonen und damit die Lokalisierung der Verformung ist an steile, E–W-streichende F3-Faltenschenkel gebunden, wo es für diesen, ebenfalls annähernd E–W-streichenden Set den geringsten Widerstand gibt.

Möglicherweise stellen die dextralen ESE–WNW-streichenden und sinistralen ENE–WSW-streichende Flächen ein konjugierte System dar, was aber aufgrund der fehlenden Altersrelation im derzeitigen Stadium nicht überprüfbar ist. Da die größeren Störungszonen dieses Stes auch noch duktile Strukturen wie SCC'-Gefüge und Scherbänder zeigen, ist anzunehmen, dass Set (a) das älteste Element der spröden Strukturen ist. Da aber keine direkten Überschneidungskriterien beobachtet wurden, ist es schwierig, diese Altersrelation zu belegen.

Set (b)

Den zweiten Set bildet eine vertikale bis steile nach Ost und West einfallende Kluftschar, die häufig mit Chlorit verfüllt ist und sowohl einen seitenverschiebenden sinistralen als auch dextralen Versatz aufweist.

Dieser Set hat keine diskrete Scherzone entwickelt sondern ist mehr oder weniger homogen über das gesamte Kartierungsgebiet verbreitet. An einzelnen Stellen können im Meter-Bereich lokal gehäuft Joint und Harnischflächen auftreten.

Set (c)

Eine weitere Beobachtung von spröder Deformation, die nicht einem dieser beiden Sets zuordenbar ist, stammt von ausserhalb des kartierten Bereiches (nördlich der Hohen Warte an der Gemmerwand), wo eine über mehrere hundert Meter verfolgbare, flach nach Norden einfallende cm–dm-mächtige Überschiebung in den Quarzphylliten der Glockner Decke alle duktilen Strukturen abschneidet. An einer Rampe bildet die Überschiebung Duplexe, die den Schersinn anzeigen: Top nach Süden. Die zeitliche Relation dieser Struktur zu den beiden anderen spröden Sets ist im jetzigen Stadium nicht zu bestimmen.

Blatt 179 Lienz

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Kristallin am Nordrand der Lienzer Dolomiten auf Blatt 179 Lienz

MANFRED LINNER

Am Fuß des Rauchkofels, südlich von Lienz, sind in dem glazial geformten Rücken südlich von Tristach auch kristalline Gesteine aufgeschlossen. Dabei sind ein Kristallinkomplex aus Paragesteinen, der sich vom Tristacher See bis zur Freundwiese erstreckt, und die Orthogneise bei Ulrichsbichl zu unterscheiden. Dazwischen sind mesozoische Formationen aufgeschlossen.

Von diesem Gebiet liegen Diplomkartierungen der RWTH Aachen von W. BAUER (1990) und MUSCIO (1991) vor, sowie eine anschließende Bearbeitung des Kristallins durch W. BAUER & P. BAUER (1993). Eine quartärgeologische Kartierung hat REITNER (2003) durchgeführt. Nun wurden Übersichtsbegehungen durchgeführt, um die beiden Kristallinkomplexe mit jenen der südöstlichen Defereggер Alpen zu vergleichen.

Tristach-Komplex

Der Komplex aus Paragesteinen befindet sich südöstlich von Tristach, zudem weitgehend am Gemeindegebiet von Tristach und wird im Folgenden als Tristach-Komplex bezeichnet. Für die Übersichtsbegehungen wurden gut und relativ frisch aufgeschlossene Bereiche ausgewählt, entlang der Straße zum Tristacher See und dem Forstweg südöstlich der Buchwiese. Weiters wurde am Hangfuß beim Sportplatz Tristacher See der Kontakt zwischen dem Tristach-Komplex und Alpiner-Buntsandstein-Formation (PROBST et al., 2003) aufgesucht.

Silbriggraue bis teilweise graugrünliche Glimmerschiefer und hellgraue, meist Quarz-betonte Paragneise in dm- bis m-Wechselfolge bilden eine insgesamt einförmige wie homogene Lithologie. Granat mit bis 2 mm Korngröße ist verbreitet, im Dünnschliff sind sigmoidale Einschlusszüge und partielle Resorption zu beobachten. Muskovit und Biotit sind vor allem in quarzreichen Paragesteinen schuppig ausgebildet. In den Glimmerschiefern bilden die Glimmer ein makroskopisch nicht auflösbares, feinstschuppiges Gemenge mit Chlorit, der zur Paragenese gehört. Offensichtlich ist Plagioklas in den Paragneisen enthalten und gleichfalls feinkörnig in den Glimmerschiefern. Typisch sind auch grafitisches Pigment und akzessorisch beigemengter, feinkörniger Turmalin.

Die Paragesteine streichen regional WSW–ENE, mit steilem Einfallen in nördliche oder südliche Richtung. In Paragneisen ist bei gleicher Streichrichtung auch flache Lagerung zu beobachten. Zwei Faltengenerationen sind entwickelt, eine ältere isoklinale Faltung und eine jüngere offene Faltung. Die ältere Faltung ist bevorzugt in Paragneisen erhalten, mit cm- bis dm-Falten mit NE–SW-Faltenachsen und Achsenebenen parallel zur Schieferung. Im Dünnschliff zeigt diese Deformation in Glimmerschiefern eine Feinfältelung mit Achsenebenenschieferung oder ein S-C-Gefüge, wobei diese älteren Gefüge weitgehend rekristallisiert sind.

Die jüngere Faltung zeigt sich mit offenen dm-Falten und einer Feinfältelung mit subhorizontalen WSW–ENE-Achsen bei steil nord- oder südgerichteten Achsenebenen. In Glimmerschiefern ist eine Achsenebenenschieferung ausgebildet. Die feinstschuppigen Hellglimmer sind nach dieser Deformation nicht mehr rekristallisiert. Glimmerreiche Gneise dokumentieren die Überprägung der älteren Faltung durch diese Feinfältelung im Handstück wie im Dünnschliff recht eindrücklich. Die Faltenachsen und Achsenebenen der jüngeren Faltung erscheinen parallel zur regio-

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

nalen Streichrichtung beziehungsweise Lagerung der Glimmerschiefer.

Die Abfolge Metamorphose und Deformation beginnt mit syndeformativer Granatbildung. Bei der folgenden Deformation, verbunden mit isoklinaler Faltung wird Granat teilweise resorbiert und die Rekristallisation überdauert die Deformation. Da Granat verbreitet ist, Chlorit in den Paragenesen durchgehend stabil erscheint und Plagioklas auch in Glimmerschiefer deutlich ist, lässt sich der maximale Grad der Metamorphose auf unterste Amphibolitfazies abschätzen. Überprägend zeigt sich eine WSW–ENE-orientierte Faltung mit Achsenebenenschieferung in Glimmerschiefer, wobei die Hellglimmer nicht mehr rekristallisieren. Diese Deformation bestimmt maßgeblich lokale wie regionale Lagerung.

Ein Vergleich von Tristach-Komplex mit den Gesteinskomplexen der südöstlichen Deferegger Alpen, Thurntaler- und Deferegger-Komplex, ergibt folgende Relationen. Der Tristach-Komplex führt im Gegensatz zum Thurntaler-Komplex keine Porphyroidschiefer und Amphibolitlagen, wie sie im Thurntaler-Komplex, beispielsweise südlich Böses Weibele, verbreitet sind. Hingegen zeichnet sich der Deferegger-Komplex als einförmige Wechselfolge mit Glimmerschiefern und Paragneisen aus, darin größere Züge Orthogneis am Rotstein und bei Burgfrieden. Die Paragesteine des Tristach-Komplexes sind dabei am Besten dem hangenden Bereich des Deferegger-Komplexes vergleichbar, aufgeschlossen zum Beispiel nördlich Böses Weibele und im Pustertal um Bannberg. Orthogneise sind jedoch im Tristach-Komplex nicht aufgeschlossen.

Vom Mineralbestand und Grad der Metamorphose zeigt sich ebenfalls eine enge Übereinstimmung mit dem hangenden Deferegger-Komplex, also Granat in Paragenese mit Biotit, Chlorit und Hellglimmern. Diese Vergesellschaftung entspricht etwa der untersten Amphibolitfazies, insofern werden diese Paragenesen im Deferegger-Komplex auch von Paragesteinen mit Staurolith unterlagert. Die Metamorphose im Thurntaler-Komplex erscheint etwas geringer, der Epidot-Amphibolit-Fazies zuzuordnen. Ein Vergleich der Strukturen zeigt eine vergleichbare Abfolge im Deferegger-Komplex, wobei eine rekristallisierte ältere Schieferung mit Isoklinalfalten durch eine W–E-gerichtete Faltung mit steilen Achsenebenen überprägt wird. Diese jüngere Deformation ist im südlichen Deferegger-Komplex am stärksten dort entwickelt, wo Thurntaler als Synform in den Deferegger-Komplex eingefaltet ist. Insgesamt ist der Tristach-Komplex im Vergleich mit den Gesteinskomplexen der südöstlichen Deferegger Alpen also am ähnlichsten dem hangendsten Deferegger-Komplex. Dazu ist einzuschränken, dass vom Tristach-Komplex bislang keine Altersdaten vorliegen und zu ergänzen, dass zur regionalen Parallelisierung auch die kristallinen Gesteinskomplexe der östlichen Kreuzeckgruppe und im Gailtal in Betracht zu ziehen sind. Jedenfalls völlig verschieden ist der Tristach-Komplex zum Prijakt-Polinik-Komplex der südlichen Schobergruppe.

Anzufügen bleiben noch die Aufnahmen zu einer Störung im Tristach-Komplex und der Störung am Kontakt zur Alpinen-Buntsandstein-Formation. Eine bislang nicht kartierte obwohl morphologisch auffällige Störung streicht vom Strandbad Tristacher See bis Bad Jungbrunn in WSW–ENE-Richtung und begrenzt damit den Rücken Heimwälder im Südosten. Die Aufschlüsse an der Straße zum Tristacher See zeigen subvertikale Harnischflächen mit schwarzem Kataklasit. Die Striemung ist flach ENE-fallend und der Bewegungssinn sinistral. Am Hangfuß südlich vom Sportplatz Tristach grenzt Tristach-Komplex entlang einer kataklastischen Scherzone an Alpine-Buntsandstein-Formation. Die vertikale Scherzone, am Weg in die Heimwälder aufgeschlossen, streicht SW–NE mit flach NE-gerichteter Striemung und es ist ebenfalls sinistrale Versetzung angezeigt. Bei der westlichen Kehre des Weges ist die Scherzone durch überschiebende Bewegung des Tristach-Komplexes überprägt. Harnischflächen und Striemungen fallen mittelsteil gegen SE ein. Regional betrachtet können die beiden Störungen mit der sinistralen Drautal-Störung in Zusammenhang stehen, die jüngere Aufschiebung vom Tristach-Komplex mit einer Einengung der Lienzer Dolomiten.

Orthogneis Ulrichsbichl

Der Orthogneiskörper bei Ulrichsbichl wurde von W. BAUER & P. BAUER (1993) mit dem Orthogneiskörper Burgfrieden parallelisiert und eine sinistrale Versetzung um 3 bis 4 km durch die Drautal-Störung abgeleitet. Lithologie und Strukturen der beiden Vorkommen stimmen sehr gut überein, und da der Burgfrieden-Orthogneis lithostratigraphisch einen Teil des Deferegger-Komplexes darstellt, gehört somit der Orthogneis Ulrichsbichl ebenfalls dazu. Im Folgenden werden kurz die Aufnahmen der Übersichtsbegehung bei der Kirche Ulrichsbichl und im Lawitschgraben, östlich von Ulrichsbichl, zusammengefasst.

Die Muskovit-Orthogneise sind durchgehend helle Gesteine, mittel- bis grobkörnig und infolge ausgeprägter Deformation oft mit Augentextur. Charakteristisch sind reichlich Kalifeldspat und mitunter schuppiger Muskovit. Infolge einer durchgreifenden kataklastischen Zerrüttung sind die Orthogneise beigegrau und brüchig. Bei steil süd- bis südöstlichem Einfallen weist die Streckungslineation flach gegen Ostnordosten. Überprägt ist dieses straffe Gefüge durch eine offene Feinfältelung mit mittelsteil E-gerichteten Faltenachsen und steilen Achsenebenen. Im Vergleich dieser Strukturen mit dem Orthogneis Burgfrieden, wo südgerichtete Lagerung im liegenden Teil zwischen Kerschbaumer und der Höhe 1647 m vorherrscht, ergibt sich der Anhaltspunkt, dass der steilstehende Orthogneisblock Ulrichsbichl im Zuge der sinistralen Verschiebung an der Drautal-Störung im Uhrzeigersinn rotiert ist. Dabei können Streckungslineare und Faltenachsen, die im Burgfrieden-Orthogneis südwestlich einfallen beziehungsweise horizontal W–E streichen, in östliche Richtung gedreht worden sein. Neben der verbreitet kataklastischen Beanspruchung zeigen die Orthogneise bei der Kirche Ulrichsbichl mit protomylonitischen und kataklastischen Deformationsgefügen einerseits die Nähe der Drautal-Störung und andererseits deren Aktivität im Grenzbereich duktil-spröd an.

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen in den Lienzer Dolomiten auf Blatt 179 Lienz

WOLFGANG PAVLIK

Arbeitsschwerpunkt im laufenden Jahr waren Revisionsbegehungen auf Blatt 179.

Im Bereich nordöstlich Rossboden reicht die Jura-Kreide-Mulde bis knapp unterhalb 1300m. Die Felsen oberhalb der Forststraße im Graben zwischen 1260 und 1270m bestehen aus Steinplattekalk. Die Rotkalke streichen fast parallel zur oberen Forststraße. Die Felsrippen werden überwiegend von Steinplattekalk aufgebaut. Bei der Kehre ist noch ein schmaler Streifen Schrambachschichten aufgeschlossen. Die Nordflanke des Roßbodens, unterhalb des Wiesenareals, ist als stark aufgelockerter Felsbereich mit Übergängen zu Blockfeldern zu interpretieren. Dieses Areal wird überwiegend von Steinplattekalken und Lavanter Brekzie gebildet.

Die Seefelder Schichten beim Lavanter Altalpl lassen sich als schmale Züge auskartieren.

Im Graben nördlich der Kehre bei 970m ist an der Forststraße westlich Forellenhof südlich Lavant ein schmaler

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

Streifen Kössener Schichten in die Steinplattekalke eingeschuppt.

Die Grenze zwischen Hauptdolomit und Kristallin nordwestlich Lavant verläuft im Graben südlich Weidezaunknick östlich Freundwiese. An der unteren Forststraße gegen Süden liegt diese Grenze südlich der Hangkuppe westlich Freundwiese.

Nördlich Kreithof sind schmale Linsen Bunter Kalke in die Steinplattekalke eingespießt. Weiters bedeckt eine Moränenstreu aus Kristallinblöcken diese Kuppe. Auf der Verebnung östlich Kreithof bei 1000m liegt ein kleiner Moränenrest.

Aus der Hohlkehle nördlich Auerlingköpfl erstreckt sich ein großflächiger Bergsturz über Schretiswiese, westlich Kreithof, östlich Ghf. Seewiese, Buchwiese bis Bad Jungbrunn.

Nördlich des Grabens bei der Schretiswiese sind noch Schrambach-, Biancone- und Allgäu-Formation aufgeschlossen.

Östlich der Lienzer-Dolomiten-Hütte fehlen nördlich der Steinplattekalke die bunten Kalke des unteren Lias, diese werden hier direkt von der Allgäu-Formation überlagert. Es lassen sich zwei Streifen mit Rotkalken auskartieren. Dies belegt eine enge Verfaltung oder eine kleinräumige Schuppung. Die Rotkalke unterhalb des Parkplatzes bei der Lienzer-Dolomitenhütte sind verkieselt. In der Kössen-Formation lassen sich mit unterschiedlicher Mächtigkeit Lithodendronkalke ausscheiden. Vereinzelt können mehrere Lagen mit Korallen kartiert werden. Der Hauptdolomit in Plattenkalkfazies zeigt sehr intensive Bioturbation.

Am Weg nördlich Heimwälder, bei der Abzweigung Richtung Tristach, liegen Eisrandstaukörper, westlich des Steiges von Tristach zum Tristacher See bei 800 m Moränenstreu. Nordöstlich Blasbründl liegen mächtige Schuttkegel des Rauchkofels. Auf der Schulter südlich Blasbründl sind Reste einer Lokalmoräne aufgeschlossen.

Entlang der Straße zur Klammbrücke sind in einem breiten Kristallinspan zwischen 820 und 880 m östlich der Straße mehrere Linsen, bestehend aus Hauptdolomit, aufgeschlossen. Der Kristallinspan reicht bis knapp oberhalb der untersten Biegung des Lienzer Stadweges. Oberhalb von 880 m liegen Eisrandstaukörper.

Im Rötenbach kann sehr gut das steile Abtauchen der Schichtglieder nach Norden verfolgt werden. Bei 900 m liegen die Rotkalke sehr flach. Westlich Rötenbach ziehen die Rotkalke wie auf der Ostseite weit den Hang hinauf. Nordwestlich Schwandhütte reichen die Rotkalke bis auf 840 m. Steinplattekalke liegen südlich der Hütte und unterhalb der oberen Forststraße.

Im Gamsbach ziehen die Steinplattekalke ca. 150 m südlich der Schottergrube ins Tal. Die Steinplattekalke lassen sich auf der Westseite ungefähr 100 m südlich der Schottergrube bis nördlich Öder-Freithof auf ungefähr 900 m weiterverfolgen. Somit verläuft im Graben eine dextrale Blattverschiebung. Am Steig von der Schottergrube zum Schwarzboden ist im unteren Hangbereich eine Brekzienlage in der Allgäu-Formation ausgebildet. Diese lässt sich ebenfalls westlich des Grabens bis nördlich Öder-Freithof weiterverfolgen. Auf der Ostseite des Grabens ist ungefähr 250 m südlich der Schottergrube Kristallinmaterial (Phyllite) aufgeschlossen. Ungefähr 250 m östlich Schottergrube bei Öder-Freithof bedeckt bei 900 m ein wenige Meter breiter Bereich Quellsinter den Hang.

Die Dolomite der Gedeindlspitz sind wahrscheinlich als Wettersteindolomite einzustufen. Es handelt sich um graubraune, zuckerkörnige, mäßig gebankte Dolomite. Da Algenlaminite und Messerstichdolomite ausgebildet sind, konnte kein Nachweis mit Dasycladaceen geführt werden.

Raibl-Gruppe und Plattendolomite setzen sich westlich der Kerschbaumeralm bis westlich Kühbodentörl fort.

Blatt 180 Winklern

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Kristallin der westlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 180 Winklern

GERLINDE HABLER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das Aufnahmsgebiet umfasst den Bereich Kreuzlscharte – Schöngoßsee – Tresdorfer Wölla – Sandfeldkopf – Hochkreuz – Hochleitenkopf – Gursgenalm – Gürsgl)

Das Gebiet wird zum Großteil von siliziklastischen Metasedimenten aufgebaut, die geringmächtige Einschaltungen von sauren und basischen Orthogesteinen aufweisen. Vor allem im Kontaktbereich von Metabasiten und Metasedimenten treten weiters geringmächtige Kalksilikate auf, die sehr variable Ausbildung, Gesamtgesteinszusammensetzung und Mineralogie zeigen. Aufgrund der lithologischen Ähnlichkeit der sauren Orthogneislagen zu Porphyroidgneisen des Thurntaler Komplexes wird ein genetischer Zusammenhang bzw. eine ebenfalls vulkanogene Bildung der hier bearbeiteten Orthogesteine vermutet. Die intensive Wechsellagerung von Ortho- und Paragesteinen im cm-Bereich und die gemeinsame metamorphe Prägung weisen auf einen primären sedimentären Zusammenhang der verschiedenen Lithologien hin. Die Gliederung der dominierenden Paragesteine in phyllitische Granat-Glimmerschiefer und Granat-Glimmerschiefer erfolgte nach dem makroskopischen Erscheinungsbild des Hauptmineralbestandes, welches ein Produkt der Metamorphosebedingungen vor und während der Hauptdeformation D_2 darstellt.

Lithologie

Phyllitische Granatglimmerschiefer + Graphitquarzitlagen

Mineralbestand mit abnehmendem Modalgehalt: Ms, Chl, Qtz, Pl, Grt, Bt, Ilm, Gr, ±Tur, ±Ap

Dieser metapelitische Hauptgesteinstyp ist durch eine hellgraue phyllitische Hellglimmer-Chlorit-Matrix charakterisiert, die meist nur untergeordnet Biotit führt und lagenweise durch Graphitanreicherung dunkelgrau bis schwarz gefärbt ist. Graphitische Lagen enthalten sehr feinkörnige serizitische Hellglimmer, während Lagen mit geringerem Graphitgehalt auch feinschuppige Hellglimmerdomänen aufweisen können. Vor allem im unmittelbaren Kontaktbereich zu Qtz-Mobilisaten ist ebenfalls eine Kornvergröberung der Hellglimmer zu beobachten. In den Metapeliten durchwegs vorhandene 2–5 mm große Granat-Blasten besitzen häufig idiomorphe Kornformen, sind jedoch teilweise chloritisiert. Granat übersprosste bereits einen verfalteten Lagenbau oder eine mylonitische Foliation, die

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

Hauptdeformation überdauerte jedoch großteils die Granatblastese. Grobkörnige Chl-Aggregate zeichnen die reliktischen Grt-Kornformen nach oder bilden Deformationsschatten um Grt. Feinkörnige, serizitische Glimmerdomänen enthalten ebenfalls feinkörnigen Chlorit. Die modalen Plagioklas- und Biotit-Gehalte sind meist gering, allerdings tritt lokal mittelkörniger Biotit in der Matrix auf, der Klasten in der S_2-Schieferung bildet.

Sowohl helle quarzitische Gneis-Lagen als auch Quarzmobilisat-Einschaltungen weisen ein mittelkörniges equigranulares Qtz-Gefüge auf, das nur in lokalisierten D_2-Scherzonen dynamisch rekristallisierte. In D_3- und D_4-Faltenscheiteln unter bildete sich ein ungleichkörniges Qtz-Gefüge mit stark suturierten Korngrenzen sowie Deformationsbändern und -lamellen.

Die Phyllitischen Grt-Glimmerschiefer enthalten wenige cm bis mehrere m mächtige Einlagerungen von Qtz-Porphyroidgneisen, Graphitquarziten und Amphiboliten bzw Hornblende-Plagioklas-Gneis.

Granatglimmerschiefer + Quarzitische Gneislagen + Graphitquarzitlagen

Mineralbestand mit abnehmendem Modalgehalt: Ms, Qtz, Bt, Pl, Grt, Chl, Ilm, ±St, ±Tur, ±Aln, ±Ep, ±Gr, ±Ap

Die Granatglimmerschiefer unterscheiden sich durch eine gröbere (fein- bis mittelkörnige), meist Bt-reichere Matrix von den phyllitischen Grt-Glimmerschiefern. Vor allem Hellglimmer zeigen gröbere Korngrößen als in den phyllitischen Metapeliten, allerdings kann in Bereichen intensiver D_4-Deformation eine Unterscheidung schwierig sein. In einer Probe aus dem Bereich der Tresdorfer Wölla konnte feinkörniger St in der Matrix beobachtet werden, während St in den phyllitischen Grt-Glimmerschiefern fehlt. Quarzitische Gneislagen treten vermehrt auf und der Glimmergehalt ist generell niedriger, sodass sich diese Gesteine kompetenter als die phyllitischen Metapelite verhalten. Vor allem Strukturen der frühen Deformationsphasen sind in den Grt-Glimmerschiefern besser erhalten, als in den phyllitischen Grt-Glimmerschiefern.

Chlorit tritt feinkörnig in der Hellglimmer-Quarz-Matrix auf. Eine grobkörnige, durch Chloritisierung von Granat und Biotit entstandene Chloritgeneration sprosste ohne Vorzugsorientierung. Die ältesten vorhandenen Mineralphasen stellen Ilm, Qtz und Graphitpigment, sowie teilweise auch Klinozoisit oder Allanit dar, die das älteste Schieferungsgefüge als Einschlusszüge im Grt-Kern repräsentieren. Chlorit, Biotit und Hellglimmer der Matrix sind in der S_1-Schieferung geregelt, welche von Granat eingeschlossen wurde. Während D_1 wurde Biotit teilweise chloritisiert, er sprosste jedoch neuerlich während der folgenden Hauptdeformation D_2 in den Achsialebenenschieferungsflächen SF_2. Ältere Biotit-Klasten wurden während dieser Deformation zu Hellglimmer abgebaut. Proben, die Allanit-Einschlüsse in Granat aufweisen, enthalten Epidot in der Matrix.

Die Plagioklas-Gehalte variieren stark. Im Kar SW des Hochkreuzes tritt mittel- bis grobkörniger Plagioklas auf, der syn- bis postkinematisch bezüglich der penetrativen Faltung D_2 kristallisiert ist.

Quarzitische Gneise

Diese Quarz-reiche Lithologie bildet lagenweise Einschaltungen in den Granat-Glimmerschiefern. Sie zeigen eine hell- bis mittelgraue Färbung. Das Gestein wird von mittelkörnigem Quarz aufgebaut, während feinkörniger Hellglimmer, Chlorit und Biotit untergeordnet aber homogen verteilt auftreten. Granat zeigt poikiloblastische Ausbildung und sprosste bevorzugt parallel den S_1-Schieferungsflächen, welche eingeschlossen wurden. Während D_2 wurde Granat rotiert.

Graphitquarzite

Feinkörnige, charakteristisch schwarz gefärbte, homogene Quarzite bilden mehrere cm mächtige Lagen in den phyllitischen Grt-Glimmerschiefern und den Grt-Glimmerschiefern. Sie weisen meist ebenflächige Hauptschieferungsflächen und Kontakte zum metapelitischen Nebengestein auf. Nur S und E der Kreuzlhöhe erreicht diese Lithologie 0,5–1m Mächtigkeit, sonst handelt es sich um geringmächtige Einschaltungen, die im Streichen nicht durchgehend zu verfolgen sind. Häufig enthalten die Graphitquarzite <1mm dünne, reine, helle Quarzlagen, die isoklinale oder intrafoliale Falten nachzeichnen. In diesen erscheint Qtz mittelkörnig rekristallisiert, während Qtz in den graphitischen Domänen sehr feinkörnig ausgebildet ist.

Qtz-Porphyroidgneise, Glimmerquarzit, Qtz-Fsp-Mylonite

Mineralbestand mit abnehmendem Modalgehalt: Qtz, Ms, Chl, ±Bt, ±Kfs, ±Pl, ±Ilm, ±Grt, ±Ap

Diese quarzreichen Gesteine zeigen eine Bänderung im mm-Bereich durch Variationen in den Hellglimmer- und Fsp-Gehalten, sowie eine Wechsellagerung mit den phyllitischen Grt-Ms-Schiefern im cm- bis dm-Bereich. Sie bestehen v.a. aus <1mm dünnen Qtz-Lagen, die durch serizitische Ms-(±Chl-)Lagen getrennt sind. Selten ist auch feinkörniger Biotit zu beobachten. Nur in distinkten Lagen sind 0,5–1 mm große charakteristische Qtz- oder Kalifeldspat-Klasten zu beobachten. V.a. die Porphyroidzüge W der Kreuzlscharte und E des Schöngoßsees zeigen die charakteristische Porphyroidstruktur. Mega- und makroskopisch ist dieses Gestein durch seine hellbraune Verwitterungsfarbe sowie plattigen Bruch aufgrund der ebenflächigen Hauptschieferungsflächen charakterisiert. Großteils ist das Gestein als feinlagig gebänderter quarzitischer Gneis oder Quarzitmylonit anzusprechen.

Amphibolite

Mineralbestand mit abnehmendem Modalgehalt: Hbl, Pl, Qtz, ±Bt, ±Chl, ±Ep, ±Zo

Amphiboliteinschaltungen in den phyllitischen Grt-Ms-Schiefern werden großteils durch mittel–grobkörnige Hornblende-Plagioklas-Gneise repräsentiert. Hornblenden bilden radialstrahlige bis zu cm-große Garben, die Fsp-Gehalte sind variabel. Die Hornblende-Plagioklas-Gneise haben lateral nur wenige Zehnermeter Ausdehnung und bilden Boudins im metapelitischen Nebengestein. Nur NW und NE der Kreuzlhöhe treten massive Amphibolitkörper auf, die fast ausschließlich von feinkörniger Hornblende und nur untergeordnet von Plagioklas und Epidot aufgebaut werden. Während der D_4-Deformation reagierten die Amphibolite spröd.

Als Einschaltungen in den Grt-Glimmerschiefern im Bereich der Tresdorfer Wölla treten mehrere Zehnermeter mächtige Amphibolitkörper auf, die von mittelkörniger Hornblende und Plagioklas aufgebaut werden.

Zoisitgneis

In Vergesellschaftung mit Amphiboliten treten lokal charakteristisch weiße Zoisitgneise auf; sie erreichen im Arbeitsgebiet jedoch nur dm-Mächtigkeit und sind nicht durchgehend zu verfolgen.

Kalksilikate

Kalksilikatische Einschaltungen mit lagenweise sehr variablem Mineralbestand sind in den Granat-Glimmerschiefern zu beobachten. Am W-Rand der Schwarzwände treten Plagioklas-Chloritschiefer auf, die grobkörnigen Granat, sowie untergeordnet Karbonat und Klinozoisit führen. Klinozoisit bildet vor allem Einschlüsse in Granat und ist in

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

der Matrix nur reliktisch vorhanden. Weiters bilden Kalksilikate die Kontaktzonen zwischen Orthogneis und Metapeliten unmittelbar westlich vom Hochkreuz. Hier treten Hornblendegarben in Granat, Klinozoisit und Biotit führenden quarzitischen Gneisen auf, die mit stark graphitisch pigmentierten, mittel- bis grobkörnigen Biotit-Plagioklasgneisen wechsellagern. Letztere führen ebenfalls grobkörnigen Granat sowie Klinozoisit, der allerdings großteils zu Pumpellyit abgebaut ist.

Orthogneis

Hellglimmer führender Orthogneis, bestehend aus mittelkörnigem Kfs, Pl und Qtz, ist auf ein größeres Vorkommen im Kar SW des Hochkreuzes sowie vereinzelte geringmächtige Einschaltungen in den Metapeliten beschränkt. Orthogneise sind mit Amp-Pl-Gneisen vergesellschaftet und isoklinal mit Kalksilikaten verfaltet, die den Kontaktbereich zwischen Orthogneis und Granat-Glimmerschiefer bilden. Teilweise ist die Unterscheidung von Kalifeldspat führenden Porphyroidgneisen schwierig. Möglicherweise stellen manche Orthogneisvorkommen höhermetamorphe Äquivalente der Porphyroidgneise dar.

Quarz-Mobilisate

Helle cm–dm-mächtige Qtz-Mobilisate sind als Einschaltungen in allen Lithologien zu beobachten. Sie wurden im Zuge der Hauptschieferungsbildung D_2 bereits verfaltet. Großteils sind die Qtz-Mobilisate weiß oder hellgrau gefärbt, in Bereichen, die von Spröddeformation erfasst wurden, besitzen sie (v.a. im Randbereich im Kontakt zum Nebengestein) schwarze Färbung.

Am Ostrand der Schwarzwände (Seehöhe 2461m) tritt Granat und Biotit führendes Qtz-Pl-Mobilisat in Grt-Glimmerschiefer auf, welches in bereits verfaltetes Umgebungsgestein intrudierte. Fein- bis mitelkörnige Granat-Aggregate aus idiomorphen Einzelkörnern sowie grobkörniger Biotit bildeten sich vor allem im Kontaktbereich zwischen dem Plagioklas-Quarz-Mobilisat und dem metapelitischen Nebengestein.

Tonalitische Ganggesteine

Feinkörnige, helle, feldspatdominierte Ganggesteine sind auf zwei Aufschlussbereiche beschränkt. S des Schöngoßsees treten sie an einer spröd-duktilen Störungszone diskordant zur Hauptschieferung des Nebengesteins auf. Die dm-mächtigen Gänge streichen NW–SE. Weiters wurde ein wenige Meter großer Tonalit-Körper am NW-Rand der Gursgenalm kartiert. Auch hier ist der Gang einer NW–SE-streichenden, steilstehenden Scherzone benachbart, die unter Temperaturbedingungen der untersten Grünschieferfazies gebildet wurde.

Räumliche Verbreitung der Lithologien

Phyllitische Grt-Glimmerschiefer mit Einschaltungen von cm- bis dm-mächtigen Graphitquarzit-, Qtz-Porphyroidgneis- und Qtz-Fsp-Mylonitlagen bauen v.a. den W-Teil des Arbeitsgebiets im Bereich Kreuzlscharte, Kreuzlhöhe, Gürsgl und Schöngoßsee auf und erstrecken sich über den gesamten Kammbereich von der Kreuzlhöhe bis zum Schwarzwandkopf. Weiters bilden sie den S-Rand des Gursgenalm-Kares im Bereich Kleines Hochkreuz – Hochleitenkopf. Die Grt-Glimmerschiefer mit Einschaltungen von quarzitischen Gneisen, Orthogneisen und Graphitquarziten treten liegend der phyllitischen Glimmerschiefer auf und bilden den Karbereich E der Gursgenalm bis zum Hochkreuz sowie das Arbeitsgebiet in der Tresdorfer Wölla einschließlich der Schwarzwände und des Sandfeldkopfes.

Ein 2–5 m mächtiger Qtz-Porphyroidgneiszug erstreckt sich von S der Kreuzlscharte bis zur Kreuzlhöhe. Ein weiterer Körper, der eventuell in Verbindung mit ersterem steht, befindet sich im Tal zwischen Kreuzlhöhe und Schöngoßsee. Weitere Quarzitmylonitlagen treten E der Kreuzlhöhe im Kammbereich, am südlichen Wandfuß der Kreuzlhöhe, sowie S und westlich des Schögossees auf, sie wurden jedoch teilweise von spröden NW–SE- und E–W-streichenden Störungen erfasst. Mylonitische Porphyroidgneislagen wurden weiters im Wandbereich E vom Gürsgl sowie im Tal W des Kleinen Hochkreuzes (zwischen 2360 und 2500m Seehöhe) aufgefunden. Ein schwach deformierter Porphyroidkörper mit charakteristischen Qtz-Augen befindet sich E des Schöngoßsees.

Graphitquarzite sind im gesamten Arbeitsgebiet als cm-mächtige Lagen sowohl in den Grt-Glimmerschiefern, als auch den phyllitischen Grt-Glimmerschiefern verbreitet. Dezimeter- bis meter-mächtige Lagen finden sich am Rücken zwischen Kreuzlhöhe und Gürsgl sowie in dem Wandbereich östlich davon. Geringmächtige Lagen treten W vom Kleinen Hochkreuz, oberhalb der Schwarzwände und S der Kreuzlscharte auf.

Quarzitische Gneislagen bilden dm–m-mächtige Einschaltungen in den Grt-Glimmerschiefern im Talbereich sowie an der W-Flanke der Tresdorfer Wölla (2250–2300m Seehöhe).

Amphiboliteinschaltungen finden sich auf dem Rücken SW der Kreuzlscharte (2400–2460m Seehöhe), WNW des Schöngoßsees, N und NE der Kreuzlhöhe unterhalb des Wanderweges von der Kreuzlscharte zum Hochkreuz, S des Hochkreuzes, im Bereich der Schwarzwände und in der Tresdorfer Wölla (2340–2400m). Geringmächtige Plagioklas-Hornblendegneis-Körper in Vergesellschaftung mit Kalksilikaten treten am N- und S-Rand des Gursgenalmkares sowie S des Hochkreuzes auf.

Ein mehrere Zehnermeter mächtiger Orthogneiskörper, der Isoklinalfaltung mit Kalksilikaten und Metapeliten zeigt, befindet sich W des Hochkreuzes (2500–2600m Seehöhe).

Strukturprägung

D_0: Die erste beobachtete Schieferung S_0 korreliert mit dem metamorphen Lagenbau und den lithologischen Grenzen. Sie ist makroskopisch anhand von Graphitquarzitlagen, quarzitischen Gneislagen, Qtz-Lagen in Metapeliten sowie mikroskopisch anhand der Regelung von mittelkörnigem Ilm und an Lagen mit Graphitpigmentanreicherung in der Serizit-Chloritmatrix zu erkennen.

D_1: Der metamorphe Lagenbau S_0 wurde von einer penetrativen Faltung erfasst, die mit einer Mylonitisierung verbunden ist. Als Einschlussgefüge in Grt sowie untergeordnet in Qtz-reichen Domänen der Matrix und in kompetenten Partien der Grt-Glimmerschiefer sind D_1-Strukturen erhalten (z.B Orthogneiskörper und Nebengestein W vom Hochkreuz; Tresdorfer Wölla unterhalb der Schwarzwände). Im Fall geradliniger Einschlusszüge in Granat konnte jedoch nicht festgestellt werden, ob die mylonitischen Flächen ein Produkt der D_0- oder D_1-Deformation darstellen. Neben Ilmenit ist untergeordnet auch Biotit in der S_1-Foliation geregelt. Quarz zeigt in D_1-Faltenscheiteln ein vollständig statisch rekristallisiertes Gefüge mit Tripelkorngrenzen. D_1-Strukturen wurden von Grt postkinematisch übersprosst. D_1-Faltenachsen besitzen eine NE–SW-Orientierung ähnlich den D_2-Strukturen, sie wurden jedoch während der folgenden penetrativen Deformationsphase fast vollständig überprägt.

D_2: Grünschiefer- bis Amphibolitfazies. Diese penetrative Faltungsphase bildet die Hauptschieferungsflächen in der Matrix (SF_2) sowie parallel dazu orientierte mylonitische Foliationsflächen. Reliktische Interferenzen mit D_0- oder D_1-Strukturen sind nur an kompetenten Lithologien (z.B. in Bereichen mit quarzitischen Gneis-

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

lagen sowie Amphibolit- und Orthogneisführung) zu beobachten. Die Metamorphosebedingungen zeigen einen regionalen Gradienten.

In den phyllitischen Glimmerschiefern ist D_2 als intrafoliale oder isoklinale Faltung von Qtz-Mobilisatlagen zu erkennen. Chlorit (re)kristallisierte in der S_2-Schieferung, Biotit und Granat wurden chloritisiert. Quarz zeigt dynamische Rekristallisation unter Ausbildung einer SPO (shape preferred orientation) und LPO (lattice preferred orientation). Hellglimmer rekristallisierte sehr feinkörnig in S_2 und dominiert das phyllitische Erscheinungsbild dieser Lithologie.

In den Granat-Glimmerschiefern lief diese Deformation unter signifikant höheren Temperaturbedingungen ab. In D_2-Faltenscheiteln erfolgte mittel- bis grobkörnige Biotitblastese parallel zu S_2, während fein- bis mittelkörnige Hellglimmer (re)kristallisierten. Grobkörnige Quarzlagen zeigen vollständige gleichkörnige Rekristallisation unter Ausbildung von Tripelkorngrenzen. In S1 geregelte Biotit-Relikte, wurden in D_2-Faltenscheiteln randlich zu feinkörnigem Hellglimmer abgebaut. Feinkörniger Chlorit rekristallisierte in Qtz-reichen Domänen. Die Chlorit-Stabilität wurde in den meisten Lithologien nicht überschritten.

Die S_2-Achsialebenenschieferung in der Matrix ist durchwegs diskordant zu dem Interngefüge in Grt orientiert und um Grt gebogen.

D_2-Faltenachsen und Streckungslineare streichen NE–SW, streuen jedoch stark von NNE–SSW bis ENE–WSW. Quarzreiche Domänen der phyllitischen Glimmerschiefer und quarzitische Gneise zeigen eine grünschieferfazielle mylonitische Foliation mit NE–SW streichendem Streckungslinear. Quarz-Texturen und stair-stepping zeigen eine Top-SW- gerichtete Scherbewegung. Die S_2-Flächen stellen großteils die penetrative Schieferung dar, wurden jedoch während D_4 großmaßstäblich verfaltet.

D_3: Untere Grünschieferfazies. Diese Deformation verursachte eine Crenulation der S_2-Flächen. Hellglimmer wurden verbogen und löschen in D_3-Faltenscheiteln undulös aus. Lokal kann beginnende, sehr feinkörnige Hellglimmerrekristallisation stattfinden, es war jedoch keine Hellglimmerneubildung in der D_3-Achsialebene zu beobachten. Quarz-Lagen zeigen dynamische Qtz-Rekristallisation (Subgrain Rotation) unter Ausbildung stark heterogener Qtz-Korngrößen und stark suturierter Korngrenzen.

Die D_3-Crenulation weist N–S-streichende Achsen auf. D_3-Achsialebenen sind in einem großen Winkel zu den S_2-Flächen orientiert. Sie bildeten jedoch keine neue Achsialebenenschieferung (die Gesteine brechen durchwegs nach den S_2-Flächen). D_3 fand unter geringfügig höheren Temperaturbedingungen als D_4 statt. Im Gegensatz zur D_4-Deformation bildet D_3 keine Faltung im Aufschlussmaßstab aus, ist jedoch durchlaufend im gesamten Arbeitgebiet als Crenulation in glimmerreichen Gesteinen zu beobachten.

D_4: (Unterste Grünschieferfazies bis Anchizone. D_4 bildet einen engen bis offenen Großfaltenbau, der Falten höherer Ordnung im Maßstab von einigen 10er Metern bis zu Zentimetern aufweist. In Schenkelbereichen der Falten erster Ordnung sind Parasitärfalten stark lokalisiert und teilweise als Kinkfaltung ausgebildet. Es wird keine Achsialebenenschieferung ausgebildet und in den Achsialebenen erfolgt keine Mineralneubildung. Diese Deformation läuft im Temperaturbereich der Quarz-Duktilitätsgrenze ab (ca. 300°C). Grobkörniger Quarz weist parallel zur Achsialebene orientierte Deformationsbänder sowie Deformationslamellen auf. Sowohl grob-, als auch feinkörnige Qtz-Domänen zeigen undulöse Auslöschung.

D_4-Faltenachsen streichen E–W bzw fallen W des Hochkreuzes flach nach W bis NW ein.

Die Großstruktur (Großfalten 1. Ordnung) wird im Arbeitsgebiet von subvertikal E–W-streichenden S_2-Flächen mit mittelsteil N-fallenden D_4-Achsialebenen (Kreuzlhöhe, WNW von Schöngoßsee, SE vom Gürsgl, N- und E-Umrahmung des Gursgenalm-Kares, W vom Kl. Hochkreuz), sowie mäßig steil S, SW oder NW fallenden S_2-Flächen mit steil N-fallenden D_4-Achsialebenen (Kar S der Kreuzlscharte, Rücken zwischen Gürsgl und Kreuzlhöhe, Kammbereich zwischen Kreuzlhöhe und Hochkreuz, Schwarzwände) dominiert. Besonders ausgeprägte Falten höherer Ordnung sind am Wandfuß WSW der Kreuzlhöhe, im Hangbereich, der sich von der Gursgenalm nach N bis zur Höhenkote 2559 m erstreckt, sowie W des Kleinen Hochkreuzes zu beobachten. Durch die markante Steilstellung der Hauptschieferungsflächen im Bereich des Schöngoßsees, der S-Abhänge des Grates zwischen Kreuzlhöhe und Hochkreuz sowie im Karbereich E der Gursgenalm bis zum Kleinen Hochkreuz wird die Morphologie der Arbeitsgebietes maßgeblich von der D_4-Großstruktur geprägt.

Die D_4-Großstruktur könnte den aufrechten Hangendschenkel einer N-vergenten Antiform darstellen. Die Fortsetzung der D_4-Strukturen nach N in der Tresdorfer Wölla konnte noch nicht vollständig geklärt werden, da hier aufgrund der höheren Kompetenz der Grt-Glimmerschiefer die D_2- und D_1-Strukturen in den Vordergrund treten. Die S_2-Flächen fallen in diesem Bereich mittelsteil nach N bzw NNE. Der D_4-Großfaltenbau wird weiters durch die folgende Spröddeformation verkompliziert.

D_5: Diskordant zu lithologischen Kontakten und Schieferungen treten lokalisierte Scherzonen auf, die mit oligozänen Tonalitvorkommen im dm- bis m-Maßstab vergesellschaftet sind. Helle Fsp-reiche Intrusiva ±Amp intrudierten in duktile Scherzonen der untersten Grüschieferfazies, und wurden weiters von darauffolgender Spröddeformation erfasst. Tonalit führende Scherzonen fallen mittelsteil bis steil nach NE oder NW ein. Sie wurden von subvertikalen N–S-streichenden spröden Störungen überprägt. Tonalit führende Scherzonen wurden im Graben N der Kreuzlhöhe (2490 m Seehöhe) sowie am NW-Rand (Wandfuß) der Gursgenalm (2270 m Seehöhe) kartiert. Nach NE fallende Flächen zeigen sinistrale (Top NW), nach NW fallende Flächen dextrale (Top NNE) Bewegung an Harnischflächen.

D_6: Subvertikale WNW–ESE-streichende Störungszonen bilden 0,5 bis 1m mächtige Kataklasitzonen sowie <1mm mächtige Ultrakataklasit-Lagen. Dieses Hauptstörungssystem erfasste v.a. Bereiche, in denen eine Steilstellung der S_2-Flächen durch die D_4-Faltung erfolgte. Häufig wurden S_2-Flächen reaktiviert, teilweise schneiden die Störungen jedoch diskordant zu den subvertikalen S_2-Flächen (z.B Karbereich NW des Hochleitenkopfes).

Harnischlineare zeigen einerseits dextralen Versatz, es dominieren jedoch steil SW und NE fallende Harnischlineare. Diese zeigen eine signifikante Vertikalkomponente der Bewegung (SSW-Block up, NNE-Block down) zumindest als Reaktivierung der k_6-Flächen.

Diese Störungszonen sind v.a. W des Kleinen Hochkreuzes bzw. des Hochkreuzes zu beobachten und im Streichen nach WNW am N-Rand des Gursgenalm-Kares bis NE der Kreuzlhöhe zu verfolgen. Morphologisch bilden sie fault scarps, die im Abstand von wenigen 10er-Metern parallele Gräben im E-Bereich des Gursgenalmkares ausbilden. NW der Gursgenalm ist

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

der Vertikalversatz an diesem Störungssystem für die südliche Position der Grt-Glimmerschiefer relativ zu den phyllitischen Grt-Glimmerschiefern im Wandbereich nördlich der Gursgenalm verantwortlich.
Eine weitere Schar NNW–SSE- bis N–S-streichender subvertikaler Störungszonen, die sinistralen Versatz zeigen, werden als antithetische Flächen zu den dextralen Hauptstörungszonen interpretiert.
Das System WNW–ESE- und NNW–SSE-streichender Störungszonen wird mit der dextralen Bewegung an der oligozänen Mölltalstörung korreliert.

D_7: Subhorizontale Kataklasitzonen zeigen die spröde Reaktivierung teils der D_4-Achsialebenen in Bereichen der S_2-Steilstellung, teils der S_2-Flächen in Bereichen flacher S2-Lagerung (v.a. in Bereichen des Umbiegens der S_2-Flächen in subhorizontale Lagerung durch die D_4-Faltung). An Harnischflächen indizieren Qtz-Fasern Top S-Bewegungen an den k_7-Flächen. Vereinzelt wurden dazu antithetische, steil S-fallende Aufschiebungen beobachtet.

Quartär

Die Karbereiche S der Kreuzlscharte, am E-Rand der Gursgenalm und in der Tresdorfer Wölla werden von einer Rundhöckerlandschaft dominiert, die Grundmoränenmaterial und Vernässungszonen aufweist. Am Karboden W des Gürsgl befindet sich ein Moor. Grundmoräne tritt weiters im Bereich des Schöngoßsees sowie im Karbereich SE der Kreuzlhöhe (NW der Gursgenalm) auf. Seitenmoränenwälle wurden im Bereich der Gursgenalm sowie am Wandfuß W des Schöngoßsees kartiert.

Blockgletscher mit charakteristischen ein- oder mehrfachen Wallbildungen finden sich im gesamten Arbeitsgebiet. Größere Blockgletscher treten vor allem in jenen Gebieten auf, in denen Sackungen zu vermehrter Schuttlieferung führen (z.B. N und NW der Kreuzlscharte, E des Gürsgl). Ein weiterer sehr großer Blockgletscher mit mehrfachen Wallbildungen befindet sich W vom Hochkreuz.

Besonders große Sackungen, die Grobblockmaterial, sowie im Verband rotierte Zehnermeter große Blöcke enthalten, treten im Kar N der Kreuzlscharte, am Grat zwischen Kreuzlscharte und Rotem Beil, sowie NE des Gürsgl auf. Im Bereich der Kreuzlscharte und am Rücken SW der Kreuzlscharte sowie am Rücken WNW des Schöngoßsees dominieren massive Bergzerreißungen mit vorwiegend E–W-streichenden meterbreiten Spalten- und Grabenbildungen die Morphologie. WNW des Schöngoßsees sind diese besonders ausgeprägt, da die Hauptschieferungsflächen subvertikal stehen.

Sämtliche Wandfußbereiche im Arbeitsgebiet sind von mächtigen Schutthalden bedeckt. Östlich der Kreuzlhöhe und am W-Hang des Grabens Kreuzlhöhe – Bilitzhütte bildeten sich Schuttströme mit mächtigen Schuttrinnen. Sehr grobblockiges Material wird W und E des Gürsgl, NE der Kreuzlscharte, N des Hochleitenkopfes und am E-Rand der Schwarzwände geschüttet.

Zusammenfassung und Interpretation

Die Kristallinserien des Arbeitsgebietes zeigen eine mehrphasige Metamorphose- und Strukturprägung. Der erste zumindest mittelgradig metamorphe Lagenbau, der anhand der lithologischen Grenzen zwischen Metapeliten, Metapsammiten, Porphyroid-, Orthogneisen und Amphiboliten auszukartieren ist, wurde von mindestens vier Faltungsereignissen überprägt, wobei die erste Faltung (D_1) vor, alle weiteren Faltungen (D_2, D_3, D_4) nach der Granatblastese stattfanden.

In den Metapeliten ist generell eine grobkörnige Granatgeneration zu beobachten, deren Kristallisation möglicherweise zu demselben tektonometamorphen Ereignis zu zählen ist, das auch die Bildung des metamorphen Lagenbaus und die D_1-Deformation umfasst.

Die zeitliche Differenz zwischen Granat-Blastese und D_2 ist noch unklar. Unter Annahme einer variszischen Granat-Bildung ist für D_2 ein spätvariszisches oder permisches Alter anzunehmen. Die D_2-Faltung ist mit einer Scherdeformation verbunden, die eine Top-SW-Bewegungsrichtung (in derzeitiger Lage) indiziert, allerdings müssen mögliche spätere (v.a. kretazische und tertiäre) Rotationen berücksichtigt werden. Die SW-gerichtete Bewegung kann zu Relativbewegungen zwischen den unterschiedenen Einheiten geführt haben, diese sind jedoch nicht auf den Kontaktbereich beschränkt und bilden daher keine distinkten Scherzonen. Die Temperaturbedingungen vor und während der D_2-Deformation zeigen einen regionalen Metamorphosegradienten, da sie zum Liegenden (nach N und E) zunehmen. Während in den phyllitischen Glimmerschiefern die Grünschieferfazies vermutlich nicht überschritten wurde, erreichten die Granat-Glimmerschiefer amphibolitfazielle Bedingungen, die zum Auftreten von Staurolith sowie zu mittelkörniger Biotit- und Muskowit-Blastese führten. Die D_2-Strukturen stellen die letzte penetrative deformative Prägung dar. Obwohl die lithologischen Grenzen großteils parallel zu S_2 einrotiert wurden, ist festzuhalten, dass die lithologischen Grenzen nicht mit den S_2-Hauptschieferungsflächen übereinstimmen und die Lithologien daher nicht im Streichen der S_2-Flächen zu verfolgen sind.

Die D_3- und D_4-Deformationen fanden unter Bedingungen der untersten Grünschieferfazies statt und waren nicht von signifikanter Mineralneubildung begleitet. Während die D_3-Crenulation mit N–S-streichenden Achsen im gesamten Arbeitsgebiet vertreten ist, jedoch den Millimeter-Maßstab nicht überschreitet, bilden D_4-Strukturen einen Großfaltenbau um E–W-streichende Faltenachsen. Dieser kann als Produkt des kretazischen tektonometamorphen Ereignisses interpretiert werden.

Vorwiegend steil stehende, NW–SE- und W–E-streichende, tertiäre, spröde Störungszonen verkomplizieren das Kartenbild. Störungsflächen wurden mehrfach reaktiviert, da subhorizontale von subvertikalen (S-Block up) Harnischlinearen überprägt wurden. Untergeordnet treten auch jüngere subhorizontale Störungsflächen auf, die S-gerichtete Bewegungen anzeigen. Eine Korrelation der Sprödstrukturen mit den großen tertiären Störungssystemen im N uns S (Defferegggen–Antholz–Vals-Linie, Mölltal-Störung, Periadriatisches Lineament) erfordert eine großräumige Bearbeitung über die Grenzen des Arbeitsgebietes hinaus.

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen in der westlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 180 Winklern

HELMUT HEINISCH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 2004 wurde mit Aufnahmen in der westlichen Kreuzeckgruppe begonnen. Das bearbeitete Gebiet schließt östlich an den Iselsberg oberhalb Lienz an. Die Südgrenze markieren die Orte Gödnach und Lengberg im Drautal; der Nordrahmen wird durch den Grat Ederplan – Loneskopf gebildet.

Lithologie und Verbreitung der Gesteine

Es handelt sich überwiegend um monotone metamorphe Serien aus quarzreichen Paragneisen, Glimmerschiefern und Quarziten. Nach dem Geländeeindruck wechseln höhergradig metamorphe Serien, die gut sichtbar mm-körnigen Hellglimmer, Biotit und Granat enthalten, mit niedri-

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

ger metarmophen Gesteinen ab. Letztere sind feinkörnig, enthalten teils phyllitisch glänzende Flächen und zeigen makroskopisch keinen Biotit. Gelegentlich kommen jedoch in diesen phyllitischen Gesteinen bis mm-große Granat-Porphyrblasten vor.

Im Flankenbereich zwischen Ghf Kapaun und Trattenberg häufen sich Einschaltungen von Porphyroidgneisen und Amphiboliten. Es stellte sich daher rasch die Frage, ob es sich bei der bunteren Serie um Äquivalente des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes handeln könnte, zumal die begleitenden Paraserien den Eindruck eines geringeren Metramorphosegrades erewckten. Zur ersten groben Gliederung wurden daher die Arbeitsbegriffe „Monotone Paraserie Typ Ederplan“ sowie „Bunte Serie Typ Kapaun“ eingeführt.

Die Verbreitung von Biotit und Granat ergab sich sowohl im Umfeld des Ederplangrates, als auch am Fuße der Hänge im Drautal. Lokal fand sich allerdings Biotit und Granat auch innerhalb der Bunten Serie, die zunächst als schwächer metamorph angesprochen wurde.

Unzweifelhaft ist allerdings, dass beide Folgen (Monotone Paraserie und Bunte Serie) mehrfach metamorph sind. Eine jüngere retrograde Überprägung im Bereich der Grünschieferfazies betraf beide Folgen.

Die makroskopische Gliederung des Paragneisanteils nach entsprechenden Metamorphosegraden gestaltete sich schwierig und widersprüchlich. Daher wurde eine größere Anzahl von Dünnschliffproben genommen. Auch das Dünnschliffbild bleibt im ersten Ansatz ambivalent. Dies führte zur Entwicklung einer vorläufigen Arbeitslegende. Die endgültige Zuordnung der Gesteine zu Serien muss in Absprache mit den kartierenden Kollegen und nach Vergleich mit Nachbargebieten erfolgen. Eine weitere Dünnschliffbeprobung ist notwendig. Die eingereichten Manuskripte sind als vorläufig anzusehen.

Monotone Paraserie Typ Ederplan

Biotit-Granat-Glimmerschiefer und quarzreicher Paragneis

Es handelt sich um eine Wechselfolge aus dünnblättrigen Glimmerschiefern und meist bankig absondernden Paragneisen. Feldspatführung tritt zurück. Es bestehen fließende Übergänge zu Glimmer-Quarziten. Biotit und Granat sind makroskopisch nachweisbar. Die Korngröße liegt im mm-Bereich.

Biotit-Glimmerschiefer und quarzreicher Paragneis

In manchen Bereichen fehlt makroskopisch Granat, Biotit ist jedoch vorhanden. Das Fehlen von Granat wurde auch in Dünnschliffen bestätig.

Glimmer-Quarzit

Auffällige Glimmer-Quarzitlagen wurden getrennt auskartiert. In den Quarzitlagen ist in der Regel eine kleinräumige duktile Faltung erhalten.

Diaphthoritischer Glimmerschiefer und Quarzreicher Paragneis

Diese Ausscheidung wurde gewählt, wenn im Gesamteindruck die retrograde Überprägung der Gesteine im Gelände überwiegt. Makroskopisch dominiert phyllitischer Glanz, wobei gleichzeitig aber auch Gefügerelikte der höhergradigen Metamorphose sichtbar sind. Im Dünnschliff zeigen sich Chloritpseudomorphosen nach Biotit und/oder Granat. Gefügerelikte der höhergradigen Metamorphose sind klar von den Bereichen retrograder Überprägung (Serizittapeten, Umkristallisation) abtrennbar.

Orthogneismylonit

Am Ghf Kapaun tritt ein mylonitischer Orthogneis auf; mm- bis cm-große Porphyroklasten aus Plagioklas, aber auch Mehrkonraggregate aus Qu+Plag, werden von einer mylonitischen Matrix umflossen, die weitgehend chloritisiert ist.

Bunte Serie Typ Kapaun

Muskovit-Glimmerschiefer und quarzreicher Paragneis

Es handelt sich um feinkörnige Glimmerschiefer, quarzreiche Glimmerschiefer und Paragneise. An Mineralen findet sich Hellglimmer, Quarz, Albit und Chlorit. Es gibt keinen Hinweis auf die Existent von Biotit.

Muskovit-Granat-Glimmerschiefer

Gelegentlich findet sich eine auffällige Granatblastese; die Blasten erreichen Korngrößen bis 2 mm, der restliche Mineralbestand ist feinkörnig.

Diaphtorischer Glimmerschiefer und Quarzreicher Paragneis

Auch innerhalb der Bunten Serie treten diaphthoritische Lagen auf, die im Dünnschliff ein analoges Bild zu den Diaphtoriten der Monotonen Serie abgeben. Allerdings fehlen die Pseudomorphosen nach Biotit und Granat.

Graphit-Glimmerschiefer, Schwarzschiefer

Ein Graphit führender Schiefer befindet sich in Nähe der Brandstätter Alm.

Amphibolit

Die dunkelgrünen und schwarzen Amphibolite sind aufgrund ihres charakteristischen blockigen Schutts im Gelände gut auffindbar. Sie treten in maximal 10 m mächtigen Lagen auf. Die Korngröße der Amphibole variiert stark. In der Regel sind die Amphibolite feinkörnig, manchmal kommen auch Grobkornamphibolite (cm-KG) vor. Die Amphibolite bilden ebenfalls eine polyphase Metamorphose ab; ältere reliktische, kurzstengelige, braune Hornblende wird durch nadelige, blaugrüne aktinolithische Hornblende ersetzt. Die kräftige Blaufärbung der Hornblenden legt die Vermutung nahe, dass es sich um Glaukophan handeln könnte. Dies wäre allerdings durch eine Mikrosondenuntersuchung zu bestätigen. Als Edukt sind mafische Vulkanite anzunehmen.

Porphyroidgneis

Die hellen, bankigen Gesteine fallen durch ihr reliktisches porphyrisches Gefüge auf. Es handelt sich dabei um mm-große porphyrische Ensprenglinge aus Albit, Schachbrettalbit, Kalifeldspat und (selten) Quarz. Die Grundmasse ist perfekt blastisch rekristallisiert. Als Edukt sind felsische Vulkanite anzusehen.

Da eine auffällige räumliche Koinzidenz der beiden Gesteine auftritt und diese sogar unmittelbar angrenzend vorkommen, ist insgesamt von einem bimodalen Vulkanismus hinsichtlich der Eduktgesteine auszugehen.

Gröden-Formation

Im Frühaufgraben ist Gröden-Formation tektonisch eingeklemmt. Die ehemals roten Grobsandsteine sind über weite Strecken gebleicht und kräftig kataklastisch überformt.

Überlegung zum tektonischen Bau und zur Metamorphosegeschichte

Aus dem Verlauf der penetrativen Schieferung und des lithologischen Wechsels wäre als Großstruktur eine Synform mit etwa W–E-verlaufender Achse plausibel. Der

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

Nordflügel der Struktur steht vertikal und verläuft etwa NE–SW, der Südflügel zeigt 40–60° steiles NNW- bis N-Einfallen. Das Scharnier der Faltenstruktur ist etwa längs der Linie Görtschach – Brandstätter Alm – Kaltes Mösele zu vermuten. Wegen der Monotonie der Serien ist die Synform jedoch nicht eindeutig abbildbar. Zur Andeutung der Struktur können einzelne auskartierte Quarzitlagen dienen. In Nähe des Zwischenberger Sattels sind die Abfolgen vertikalgestellt und streichen E–W.

Eine Kleinfaltung ist vor allem in Quarzitlagern messbar. Die Achsen tauchen recht konstant mit 10–30° nach NE ab. Es handelt sich um plastische, enge bis isoklinale Falten, von denen vor allem die Scharniere erhalten sind. Sie sind überwiegend NW-vergent, auch Gegenvergenzen sind untergeordnet vorhanden. Die Kleinfaltung ist durchgängig im gesamten Gebiet festzustellen. Die gemessenen Kleinfaltenrichtungen stimmen nicht mit der Achse der sich abzeichnenden Großstruktur überein. Daher ist anzunehmen, dass es sich um Reliktgefüge aus einer älteren duktilen Deformation in Zusammenhang mit der Hauptmetamorphose handelt. In der Nähe von Störungen tritt eine späte semiduktile bis spröde Schleppung auf und verursacht stark variirende tektonische Daten.

Die Metamorphose ist mehrphasig. Der Stabilitätsbereich von Biotit und Granat kennzeichnet die Hauptmetamorphose, zumindest eines Teils der Serie. Im kartierten Bereich tritt nirgends Staurolith oder Sillimanit auf. Die Gesteine bleiben feinkörnig. In anderen Teilen der Serie wurde auch der Stabilitätsbereich von Biotit nicht erreicht. Es handelt sich um ein völlig anders geprägtes Kristallin als das der Schobergruppe NW des Zwischenberger Sattels.

Unzweifelhaft ist, dass die Serien als Ganzes mindestens einmal in der Grünschieferfazies retrograd überprägt wurden. Retrograd bildeten sich Muskovit, Chlorit, Epidot sowie Quarz-Albit-Pflastergefüge mit Gleichgewichtskorngrenzen. Dies zeigt eine statische Temperung beim Ausklingen der Metamorphose an. Eine noch spätere Sprödeformation verursachte undulöse Quarze. Ob die jüngere Metamorphose eher druckbetont war, muss die nähere Untersuchung der blauen Hornblenden zeigen.

Die Metamorphosegeschichte mit kräfiger retrograder Überprägung bei gleichzeitigem Fehlen eindeutiger Leithorizonte führt zu den anfangs geschilderten Gliederungsproblemen. Erschwerend für die Kartierung kommt hinzu, dass die Schlüsselstellen für Metamorphoseübergänge im fas unzugänglichen Steilhang der Drauflanke liegen.

Junge Sprödbrüche sind eher untergeordnet vorhanden. Sie manifestieren sich parallel zur Drautalstörung und parallel zur Zwischenberger-Sattel-Verwerfung, längs derer Gröden-Formation eingeschuppt ist und die sich im Mölltal fortsetzt. Weiterhin treten NNE–SSW-Richtungen auf, etwa parallel zum Verlauf des Machetzgrabens. Die Brüche sind subvertikal anzusehen.

Quartär

Massenbewegungen

Auf der Westseite des Zwischenberger Sattels hat sich mächtige verdichtete Grundmoräne erhalten. Dies führt zur Erdpyramidenbildung und wird durch geologische Lehrtafeln gewürdigt (Eggenberg). Frische Anrisse liefern Murschutt in den Frühaufgraben. An Erratika wurden lithologisch Zentralgneise, Eklogitamphibolite und sonstige Gneise unterschieden.

Auf den Grundmoränenresten liegen Eisstausedimente, bei Eggenberg nur als geringmächtiges Relikt erhalten, zwischen Greilalm und Gödnach als morphologisch gut erkennbare Terrasse. Ein Relikt einer glazialen Umfließungsrinne befindet sich am Eggenberg.

Die zum Drautal hin geneigten Hänge sind ungewöhnlich stabil, so dass sich reichlich Rundhöcker und Gletscherschliffe erhalten haben, wie am Kalten Mösele oder oberhalb Görtschach. Fossile Massenbewegungen wurden in Nähe des Zwischenberger Sattels (aus der Flanke des Ederplan) und unterhalb des Trattenbergs angetroffen. Hier liegen größere Blockschutthalden, die möglicherweise Reste eines periglazialen Fließschutts darstellen.

Blatt 182 Spittal an der Drau

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen von Massenbewegungen und im Quartär der Goldeckgruppe auf Blatt 182 Spittal an der Drau

GERLINDE POSCH-TRÖZMÜLLER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Anschließend an die Kartierung vom Vorjahr wurde der Bereich westlich des Goldeckgipfels bis Lind im Drautal kartiert. Auch diesmal war das Ziel, in die fertige Manuskriptkarte Massenbewegungen und quartäre Sedimente nachzutragen.

Massenbewegungen

Das diesjährige Kartierungsgebiet liegt vorwiegend im Bereich der altpaläozoischen Phyllite des Goldeck-Kristallins. Weiters befinden sich in dem Gebiet die liegenden Glimmerschiefer und die in beide Serien eingeschalteten Kalkmarmore.

Besonders die Phyllite, aber auch die Glimmerschiefer, neigen stark zu Massenbewegungen.

Bereich Goldeck-Westhang

Fortsetzend an die Aufnahme vom Vorjahr wurde der Bereich der Schipiste W des Goldeckgipfels kartiert. Trotz der anthropogenen Veränderungen (Bau von Lifttrassen und Schiabfahrten) lässt sich noch erkennen, dass auch dieser Bereich von einer Massenbewegung Richtung Siflitzgraben (W) erfasst ist.

Die Almwiese oberhalb der Bärnbißhütte weist zwischen 1360 m bis zur Straße in 1460 m Höhe (darüber befindet sich die unterste Liftstation) deutliche, kleinräumige Unebenheiten auf. Neben kleinen Zerrgräben bis zu 4 m Länge und 1 m Tiefe, zumeist hangparallel, sind auch unregelmäßige Vertiefungen und Buckel zu finden. Auch unterhalb von 1360 m Höhe ist die Morphologie unruhig, allerdings weit weniger deutlich als darüber. Möglicherweise ist das auch dadurch bedingt, dass die bei der Bärnbißhütte aufgeschlossenen Stauseesedimente bis etwa in diese Höhe reichen bzw. bis in diese Höhe in einer gewissen Mächtigkeit anstehend sind und dadurch die Morphologie maskieren.

Oberhalb der Straße in 1460 m Höhe (hier ist das untere Ende der Schipiste) wird der anthropogene Einfluss auf die Landschaft sehr deutlich. Kleinräumige Bodenunebenhei-

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

ten wurden wohl beseitigt, der Phyllit ist auf der ganzen Piste anstehend, ja sogar an vielen Stellen aufgeschlossen, da hier der Boden größtenteils abgeschoben wurde. Größere Abrisskanten sind aber noch deutlich erkennbar, und in einem Waldstück in 1530 m Höhe findet man zwischen 2 Kanten auch einen Zerrgraben.

Die Zerlegung findet hier v.a. in Richtung S, bzw. SW statt, die Abrisskanten verlaufen annähernd parallel zum Schadlwaldgraben.

Oberhalb 1700 m sind die Anzeichen auf Bewegung durch die anthropogene Veränderung (Straße, Lifttrasse) eher undeutlich. Möglicherweise liegt das auch daran, dass in diesem Bereich die Eintiefung des Baches im Schadlwaldgraben keinen Einfluss mehr hat. Dass in der Gipfel-/Gratregion Zerlegung stattfindet, ist an den Zerrgräben dort gut ersichtlich (siehe Kartierung des Vorjahres, POSCH-TRÖZMÜLLER, 2003, bzw. Jb. Geol- B.-A., 2004).

Auch zum Kaisergraben hin ist der Hang bewegt, hier wird sehr schön der Unterschied im Untergrund S des Kaisergrabens (Phyllit) und N davon (Glimmerschiefer, Kalkmarmor) deutlich. S des Kaisergrabens (Phyllit) ist die Morphologie kleinräumig unruhig, der anstehende Phyllit ist kaum aufgeschlossen sondern nur aus dem Hangschutt ersichtlich. Viele kleinere Rinnen führen kleine Rinnsale.

Der untere Bereich des Kaisergrabens ist geprägt durch eine Reihe von Plaiken in den hier anstehenden quartären Lockersedimenten.

Der N-Hang des Kaisergrabens ist im unteren Bereich aus den Glimmerschiefern im Liegenden der Phyllite, und im oberen Bereich aus den Marmoren im Liegenden der Glimmerschiefer aufgebaut. Nördlich des Grates folgt im Liegenden der Marmore wieder Glimmerschiefer.

Vor allem die Marmore bilden hier sehr steile Hänge aus. Man findet Anhäufungen von grobem Blockwerk oder Hangschutt sowie teilweise bewachsene Schuttrinnen und Schuttkegel. Im Osten dieses Hanges, in der Gratregion im Bereich des Speicherteiches, konnte eine Reihe von Zerrgräben auskartiert werden. Es herrschen im Wesentlichen 2 Richtungen vor; NE–SW und NW–SE, beide Richtungen folgen dem Kluftsystem dieser Gegend. Sie liegen diagonal zu den ac-Klüften (N–S; DEUTSCH, 1977, Jb. Geol. B.-A.), nach DEUTSCH das Ergebnis einer zweischarigen Zerscherung. Teilweise sind diese Gräben sehr scharf ausgebildet (als Felszerreißungen), so zum Beispiel der NW–SE-streichende Graben in 1720–1750 m Höhe, in dem ein Weg verläuft. Das Zerbrechen in der Gratregion (s. auch Vorjahreskartierung) ist wahrscheinlich auf das Nachgeben des liegenden (nördl.) Glimmerschiefers und daraufhin das Zerbrechen der spröderen, hangenden Marmore zurückzuführen („hart auf weich").

Der Bereich S Schadlwaldgraben – Kartenblatt-S-Rand – Siflitzbach (Mooswald – Bürstelböden) weist vom Grat bis fast zum Siflitzbach hinunter sehr deutliche Anzeichen auf Bewegung auf. Die unteren 60 bis 80 m werden im nördlichen Teil von Felswänden aus Marmor aufgebaut. Im südlichen Teil stehen quartäre Lockersedimente an, die auf dem sehr steilen Unterhang Plaiken bilden.

Die Gratregion (Kt. 2054 gegen WSW bis Kartenblattrand) ist stark durch Zerlegung geprägt (siehe auch Vorjahreskartierung: POSCH-TRÖZMÜLLER, 2004, Jb. Geol. B.-A. bzw. unveröff. Kartierungsbericht 2003), der Bereich der Bürstelböden ist intensiv bewegt.

Im Mooswald, der ebenfalls tiefgründig bewegt wurde, findet man im unteren Bereich (um 1400 m Höhe, unter Straße) eine Auflockerungszone bestehend aus mehreren kleineren Zerrgräben und Trichtern, zum Teil in einer Verebnungsfläche. Von der Siflitzgrabenstraße (ca. 650 m SW Kt. 1555 Mooswald) zieht eine scharf ausgeprägte Abrisskante (Felsabriss) gegen E und bildet in 1580 m Höhe eine Nische aus. Innerhalb dieses bewegten Bereiches findet man eine kleinräumig stark unruhige Morphologie. Vertiefungen und kleine Gräben wechseln mit „Mugeln", z.T. sind S-förmig gekrümmte Bäume zu sehen. In ca. 1500 m Höhe (~450 m SW Kt. 1555) befindet sich eine abgesetzte, völlig zerbrochene Felsrippe mit offenen Kluftspalten von 10 cm bis 1 m Breite.

Oberhalb dieser Abrissnische ist der Hang in große (mehrere 10er-Meter-breite) hangparallele Schollen gegliedert, die z.T. durch Zerrgräben voneinander getrennt sind. Ab etwa 1700 m Höhe bis zum Grat sind in dieser flacheren Morphologie deutlich entwickelte Zerrgräben ausgebildet.

Siflitzgraben – Karboden – Kuhstand – Kreuzbühel

Auch auf der W-Seite des N–S-verlaufenden Siflitzgrabens sind die unteren 100 m sehr steil und werden teilweise durch Felswände, größtenteils Marmor, gebildet, teilweise von Plaiken in quartären Lockersedimenten und Schuttfächern.

Eine morphologische Kante begrenzt im N bzw. NW den Bereich relativ „flacher" Morphologie, der vom Karboden bis in den Bereich der Karhütte hinunter reicht. Diese Kante dürfte zwischen 1600 und 1860 m Höhe eine Abrisskante nach NW darstellen, sie ist in diesem Bereich als unzusammenhängender Felsabriss ausgebildet. Zum Teil ist sie so zerlegt, dass es aussieht, als würden die Einzelblöcke nur noch durch die Wurzeln der Bäume zusammengehalten werden. Auch kleine Zerrgräben findet man entlang der Kante, z.B. in 1760 m Höhe.

Ab 1800 m Höhe ist der N-Grat des Kuhstandes sehr stark zerlegt. Bei dem Zerrgraben, der von 1800 m Höhe in WSW-Richtung streicht, wird schön eine Zerlegung Richtung Karboden (SSE) deutlich. Unmittelbar NW dieses Grabens verläuft ein weiterer Zerrgraben in NW–SE-Richtung, der von seinem Profil her auf eine Zerlegung Richtung NW hindeutet. Zwischen 1880 m und 1960 m Höhe sieht man das Absetzen einzelner Schollen Richtung Karboden (in das Kar hinein). Auch der Gipfelbereich des Kuhstandes und der E-Grat sind durch Zerrungserscheinungen geprägt. Die Streichrichtung der Zerrgräben im Bereich des Kuhstandes bewegt sich vor allem von NE-SW bis ENE–WSW.

Der Kuhstand-NE-Hang weist von 1450–1800 m Höhe sanfte Morphologie auf, der Hang ist in großzügige hangparallele Rippen und Schollen gegliedert. Stellenweise ist die Morphologie kleinräumiger unruhig, so z.B. ca. 900 m NE Kuhstand-Gipfel in 1600–1650 m Höhe. Der Hang ist dort in Schollen (1 m bis mehrere Meter breit) aufgelöst, teilweise findet sich hier bewachsenes Blockwerk. Auch mehrere S-förmig gekrümmte und schief stehende Bäume weisen hier auf rezente Hangbewegungen hin. Entlang der oben beschriebenen Kante bleibt die Morphologie bis in eine Höhe von ca. 1800 m kleinräumig unruhig.

Auch Bereiche, in denen Zerrung stattfindet, gibt es auf diesem Hang, wie z.B. in 1600 m Höhe, 400 m SW der Karhütte.

Das breite Kar N des Kreuzbühels, das im E vom Kuhstand begrenzt wird, dürfte durch Hangbewegungen entstanden sein bzw. dadurch seine heutige Form erhalten haben. Die Morphologie innerhalb des Kars ist die einer bewegten Masse. Im E-Teil sieht man deutlich, dass aus der Nische zwischen Kreuzbühel und Kuhstand ein Hangbereich abgerutscht ist, dessen Oberkante bei etwa 1930 m Höhe durch eine Verebnung angezeigt wird. Nachträglich dürfte aus der Nische, die eine regelrecht trichterförmige Hohlform bildet, erodiertes Material als Schutt ausgeflossen sein, der an der abgesetzten Masse abgelagert wurde und einen kleinen Schuttkegel bildete.

Die abgerutschte Masse ist stellenweise sehr aufgelockert und geklüftet, Messungen der sf-Flächen sind bereits in einem sehr kleinen Bereich so weit gestreut, dass auf eine intensive interne Teilbewegung zu schließen ist.

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

Auch das kleine Kar auf der W bzw. SW-Seite des Kreuzbühels verdankt seine Entstehung einer Massenbewegung. Deutlich sieht man die Sackungsmasse mit ihrer abgeflachten Oberfläche auf 1980 m Höhe. Sicher bewegt ist dieser Hangbereich bis 1860 m Höhe. Es ist aber anzunehmen, dass die Bewegung zumindest bis zum Ochsengraben hinunter reicht. Anzeichen auf rezente Bewegungen sind hier nicht zu finden.

Der Kreuzbühel und ganz besonders der zunächst nach NW und ab ~1900 m nach N ziehende Grat weisen intensive Zerlegung auf, die sich in einem gehäuften Auftreten von Zerrgräben ausdrückt. Vor allem in den unteren Bereichen ist dieses Netz aus kreuz und quer über den Rücken laufenden Gräben und Felsrippen so dicht, dass bei weitem nicht alle in der 1 : 10 000er Karte Platz finden. Oberhalb von 1800 m Höhe sind die Gräben besonders markant, bis 10 m Tiefe und mehr, ausgebildet. Vom Gipfel des Kreuzbühel Richtung NW bis NNW bis in 1600 m Höhe hinab wird in den Zerrgräben das gleiche Kluftsystem wirksam, am häufigsten tritt die Streichrichtung N-S bis NNW–SSE (bis zu einer Abweichung von etwa 20° von der N–S-Richtung; NNW–SSE entspricht etwa der Richtung des mittleren [1300–1600 m] Pfannbachgrabens) hervor, untergeordnet kann man die Richtung NNE–SSW (entspricht dem Verlauf des hinteren Siflitzgrabens) bis NE–SW beobachten. Im Unterschied dazu herrscht E des Kreuzbühel-Gipfels und am Kuhstand eine va. NE–SW bis ENE–WSW-Richtung vor. Lediglich zwischen 1900-2000 m tritt die Richtung NNE–SSW am N-Grat des Kuhstandes in Erscheinung, was hier bedingt ist durch s-parallele (110/45), abgerutschte Schichtpakete.

Vom Kreuzbühel-NW-Grat aus hat, wie die starke Zerlegung des Grates vermuten lässt, zumindest in Richtung W intensive Bewegung stattgefunden. Besonders deutlich ist das ~600 m NW des Kreuzbühel, wo unmittelbar am Grat eine Abrisskante ansetzt, und darunter ein durch das Absetzen der bewegten Masse entstandener Zerrgraben eine Nische bildet.

Auch N dieser Massenbewegung ist der Hang, der vom „Grat" in 1800 m Höhe bis zur Lindner Alm reicht, tiefgründig bewegt. Er ist in große hangparallele Stufen gegliedert. Stellenweise ist der anstehende Phyllit hier aufgeschlossen, zumeist ist aber nur Hangschutt zu finden.

NE der Lindner Alm setzt eine weitere markante Abrisskante an, die Richtung NE bis in 1550 m Höhe zu verfolgen ist. Auch diese Kante wird bergseitig von Zerrgräben begleitet. Der an dieser Kante abgerissene Bereich ist in große Schollen gegliedert.

N der Lindner Alm ist eine Marmorrippe aufgeschlossen, die bis zum Zauchengraben in 900 m Höhe eine zehnermeter hohe Felswand bildet. Auch dabei dürfte es sich um die Abrisskante einer Massenbewegung handeln.

In 880 m Höhe setzt E Lind im Drautal eine Abrisskante an, die in ~ENE-Richtung einen Rücken bergauf zieht und im dort anstehenden Marmor als Felswand ausgebildet ist. Ab etwa 100 m Höhe zeigt der Rücken starke Zerlegungserscheinungen, ein markanter Zerrgraben ist im Marmor ausgebildet, der Rücken scheint in der Mitte auseinander zu brechen. Ab 1140 m biegen die Abrisskante sowie mehrere darüber liegende, hangparallele Zerrgräben, nach NE.

Die darunter liegende bewegte Masse zeichnet sich durch eine Zerlegung in große hangparallele Schollen aus. Anzeichen auf rezente Bewegungen sind hier im Gegensatz zu der Auflockerungszone oberhalb der Hauptabrisskante nicht zu sehen.

Siflitzgraben und Seitenbäche

An der N-Flanke des Siflitzgrabens konnten 600 m und 400 m unterhalb der Einmündung des Rechlgrabens kleine Felsgleitungen eingetragen werden. Von dem wenige Meter mächtigen Schichtpaket der westlicheren Gleitung, das an einer hangparallel einfallenden Schichtfläche (~195/50) abgeglitten ist, sind keine Reste mehr vorhanden. Wenige m W der Abrisskante, die eine nur spärlich bewachsene Gleitfläche begrenzt, liegt eine weitere Abrisskante. Die Gleitfläche zwischen den beiden Kanten ist dicht bewachsen und stammt daher von einem älteren Ereignis. Den auslösenden Mechanismus für diese Felsgleitungen stellt zweifelsohne die Unterschneidung durch den Siflitzbach dar.

Der hintere Siflitzgraben und vor allem der Kaisergraben bergen ein Murenpotential, da hier an steilen Hängen quartäre Lockersedimente durch Plaiken aufgeschlossen sind.

Der gesamte Siflitzgraben ist aufgrund seiner steilen Flanken als stark steinschlaggefährdet einzustufen.

ÖK199 Hermagor

Südlich des Kreuzbühels, etwa 250 m vom Blattschnitt ÖK 182/199 entfernt, befindet sich auf dem Grat zwischen Kreuzbühel und Latschur eine aktive Auflockerungszone aus deutlich ausgebildeten, etwa gratparallelen Zerrgräben. Es ist dies der Abrissbereich einer Sackung Richtung Westen. Diese Massenbewegung betrifft noch Quarzphyllit des Goldeckkristallins. Auch südlich dieses Bereiches sind 2 deutliche, teilweise als Felsabriss ausgebildete Abrissnischen zu erkennen, diese Hangbewegung liegt bereits im Permoskyth-Sandstein.

Quartäre Sedimente

Quartäre Sedimente findet man im bearbeiteten Gebiet sehr häufig, zumeist liegen sie aber nur als geringmächtige Bedeckung mit glazialen oder glaziofluviatilen Sedimenten vor. Die Aufschlusssituation im Quartär ist meist schlecht, oft beschränken sich die Hinweise auf einzelne Gerölle bzw. Geschiebe.

Siflitzgraben

Im Siflitzgraben, vor allem in dem Bereich, in dem der Siflitzbach aus seiner S–N-Richtung in eine W–E-Richtung umbiegt, sind mehrere Zehnermeter mächtige Eisrandterrassensedimente in mehreren Aufschlüssen aufgeschlossen. Der größte und interessanteste derartige Aufschluss wird im Folgenden beschrieben. Er liegt etwa 270 m W der Bärnbißhütte auf der rechten Talseite unmittelbar über der „Siflitzgrabenstraße". Es handelt sich dabei um geschichtete Kiese unterschiedlicher Korngröße mit eingeschalteten feinkörnigen (Schluff-) Lagen. Das Einfallen – 45° und mehr Richtung E bis NE – ist in einer Rinne zu erkennen, die Sedimente fallen also in den Hang ein. Entlang der NW–SE-verlaufenden Aufschlusswand sind eine Reihe interessanter Strukturen zu erkennen: Abschiebungen des SE-Teiles, Abschiebungen des NW-Teiles, eine zu einer „Walze" eingedrehte Kieslage, „Dropstones" in einer feinkörnigen Lage (Schluff). Diese Strukturen müssen synsedimentär entstanden sein, bedingt durch Sedimentation entweder auf einen Toteiskörper oder auf einen weichen (feinkörnigen), wassergesättigten Untergrund. Das Vorhandensein von (möglichen) Dropstones könnte auf ersteres hindeuten.

Das Materialspektrum der Kiese ist relativ lokal, Marmore, Glimmerschiefer, Phyllite und Grünschiefer aus dem Goldeckkristallin, sowie Permoskyth-Sandstein, -Konglomerat und Karbonate (z.T. mit Kritzern) dominieren. Ein großer Teil der Komponenten ist gut gerundet, es treten aber auch viele angulare Gerölle auf. Gegen das Hangende scheinen die Komponenten aus dem S zugunsten stärker verwitterter Komponenten aus dem N reduziert. Allerdings kann man auch gut gerundete Granat-Amphibolite finden, die möglicherweise ferntransportiert (z.B. aus der Schobergruppe) sind. Den Abschluss bilden große, stark verwitterte Blöcke, die diskordant aufzuliegen scheinen

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

und wahrscheinlich von der rechten Talseite stammen. Darüber befindet sich eine auffällige Verebnung.

Etwa 150 m NW von hier sind in einem kleinen Aufschluss ebenfalls geschichtete Sedimente aufgeschlossen, hier dominieren sandig-schluffige Lagen in einem Wechsel mit Kies-Sand-Lagen. Das Einfallen beträgt hier etwa 10–15° nach W. Auch hier findet man ausschließlich „lokales" Material in den Kiesen.

Auf einer ähnlichen Verebnung wie oben beschrieben liegt die Bärnbißhütte, unmittelbar S dieser sind an einer Plaike in der Terrassenkante ebenfalls Lockergesteine aufgeschlossen. Strukturen sind leider keine erkennbar, da der Aufschluss verschwemmt und unbegehbar ist. Auch auf dem Hang NW der Bärnbißhütte dürften Staukörper anstehen, stellenweise sind Kiese aufgeschlossen, an anderen Stellen weisen Vernässungen auf feinkörnige Lagen hin. Von der gegenüberliegenden Talseite aus sieht man im Kaisergraben mehrere Plaiken, auch da dürfte es sich um diese Stausedimente handeln.

Diese Sedimente sind auf beiden Talseiten tief in den Kaisergraben hinein zu verfolgen. Die Begrenzung nach oben ist allerdings unklar, da auf den Hängen Aufschlüsse fehlen, einzelne Gerölle aber vielerorts zu finden sind, die aber auch aus Moränenresten stammen können. Möglicherweise stehen diese Stausedimente in Zusammenhang mit den weiten, sanften Rinnen, die senkrecht den Hang hinunter führen.

Etwa 370 m S (bzw. SSW) der Bärnbißhütte mündet eine Höhle auf den Forstweg, aus der ein Rinnsal fließt, das jedes Frühjahr mit seinem aus der Höhle heraus transportierten Schutt die Straße verschüttet. Im Inneren führt die Höhle sofort sehr steil bergauf, grobes Blockwerk klemmt weiter oben fest und versperrt den Blick in ihr inneres. Im Schutt (vor allem Phyllit + Sand + Lehm), der aus dem Inneren der Höhle transportiert wird, findet man auch gut gerundete Komponenten, vor allem graue Karbonate und rote Permoskyth-Sandsteine. Wahrscheinlich wurden diese Gerölle oberhalb der Marmorwand in oder nahe einer Kluft, die einen Eingang in die Höhle darstellt, abgelagert, von wo aus sie in die Höhle gespült werden. Sie stellen wohl auch einen Teil der Eisrandterrasse dar, die im Siflitzgraben auf Höhe der Bärnbißhütte große Aufschlüsse bildet.

Wahrscheinlich war der tief und steil eingeschnittene Siflitzgraben während der Würmeiszeit von einem inaktiven Eiskörper erfüllt. In einer frühen Abschmelzphase reichte dieser nur noch bis in den Bereich des Rechlgraben oder Pfannbachgraben. Östlich davon wurden vom (hinteren) Siflitzbach, dem Schadlwaldgraben und dem Kaisergraben jene mächtigen Sedimente aufgeschüttet.

Während der Sedimentation wurden diese Sedimente verstellt, sodass stellenweise Einfallswinkel von 45° und mehr erreicht wurden. Möglicherweise waren die Sedimente zu diesem Zeitpunkt gefroren, was dem Erhalt der Schichtung während der Verstellung dient. Da der Aufschluss aber nur einen relativ kleinen Bereich erschließt, kann es sich dabei auch um normale Setzungserscheinungen handeln, möglicherweise bedingt durch einen feinkörnigen, wassergesättigten Untergrund (bottom set).

In einem vom Kuhstand her kommenden Seitengraben des Siflitzbaches etwa 250 m W (bachabwärts) der Einmündung des Rechlgrabens sind mehrere Meter eines Sediments aufgeschlossen, das nach Höhlenlehm aussieht. Es ist leicht möglich, dass dieses aus einer verstürzten Höhle stammt, da der Marmor direkt dahinter aus einem großen, vom anstehenden Marmor abgebrochenen Block besteht. Das Sediment ist braun, leicht rötlich und im Submillimeterbereich (ca. 3 Lagen/mm) geschichtet, dunklere Lagen wechseln mit ockergelben Schichten.

Die von Dr. Draxler durchgeführte Aufbereitung und Durchsicht von 3 Proben ergab, dass diese keinerlei Pollen, Sporen oder pflanzlichen Detritus enthalten. Der Rückstand besteht aus schwarzem, amorphen Detritus ohne pflanzliche Strukturen.

Die mineralogische Analyse von Dr. Wimmer-Frey ergab einen hohen Kaolinit-Gehalt, weiters konnten chemisch Gibbsit und Göthit nachgewiesen werden, Minerale, die durch lateritische Verwitterung entstehen. Wahrscheinlich wurden diese Sedimente unter anderem aus in tropischem Klima (Präquartär) gebildeten, resedimentierten Tonmineralen gebildet und als Höhlenlehm abgelagert.

Lind im Drautal – Guggenbichl – Lindner Alm

Am Osthang des Oberdrautals bei Lind findet man weit verbreitet glaziale/ glazifluviatile Sedimente, die allerdings nur selten eine signifikante Mächtigkeit aufweisen. Das Grundgebirge ist vielerorts aufgeschlossen. Aufschlüsse in den quartären Sedimenten sind selten, zumeist kommen lediglich einzelne Gerölle/Geschiebe aus den Böschungen, und unmittelbar daneben steht bereits wieder Grundgebirge an. Das macht zumeist auch die Unterscheidung zwischen Moräne oder Eisrandterrasse sehr schwer.

Südlich des Ausgangs des Siflitzgrabens ins Drautal (Guggenbichl) liegt in etwa 800 m Höhe eine Eisrandterrasse. Der Aufschluss an der neuen Forststraße ist zwar schon relativ bewachsen, es lässt sich aber trotzdem noch gut eine Sortierung und eine geringmächtige Schlufflage in den Kiesen erkennen. Das Einfallen beträgt ungefähr 10-15° Richtung W–NW.

Eine weitere gesicherte Eisrandterrasse liegt 700 m östlich der Kirche von Lind im Drautal in etwa 900 m Höhe.

Kuhstand – Siflitzgraben S

In dem Kar NE des Kuhstandes („Karboden") ist blockiges Lokalmoränenmaterial erhalten, auch ein kleiner Wall ist zu erkennen.

Ab 1500 m talwärts findet man immer wieder vereinzelt Gerölle bzw. Geschiebe. Ob es sich dabei um Moränenreste („Moränenstreu") handelt, oder ob die weiter unten aufgeschlossenen Stausedimente rudimentär bis hierher reichen, ist fraglich.

Erratika

Bezüglich der erratischen Gerölle wurde zwischen ferntransportierten und „lokalen" Erratika unterschieden, wobei unter „lokalen" Erratika die Gesteine aus dem Permoskyth zu verstehen sind, die im Einzugsgebiet des Siflitzbaches anstehen, aber ihr Fundort nur über glazialen Transport erreicht worden sein kann.

Ferntransportierte Erratika (v.a. Orthogneise oder „Granat-Gneise" aus den Tauern und Eklogit und Eklogitamphibolit aus dem Ostalpin der Schober Gruppe) findet man am Abhang zum Drautal östlich Lind im Drautal bis auf die Höhe der Lindner Alm, und im Siflitzgraben vom Drautal bis zur Mündung des Kaisergrabens. Der „hintere" (N–S-verlaufende) Siflitzgraben und seine Hänge weisen nur lokale Geröllspektren auf.

Schlussfolgerungen

Die Zeugen eines würmzeitlichen Draugletschers finden sich am Drautal-Osthang oberhalb Lind und im Siflitzgraben in Form von ferntransportierten Erratika, vorwiegend hochmetamorphe Gesteine wie Orthogneise und Eklogite aus der Schobergruppe bzw. den Tauern. Das bedeutet, dass der Draugletscher vom Oberdrautal her in den Siflitzgraben bis zur Mündung des Kaisergrabens eingedrungen ist. Während einer frühen Abschmelzphase, in der das Oberdrautal noch vergletschert war, der Siflitzgraben aber schon weitgehend eisfrei, entstanden mächtige Stauseesedimente im Siflitzgraben.

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

Ausgedehnte Gebiete sind von Massenbewegungen betroffen, wobei es sich aufgrund der Geologie vorwiegend um sehr langsam ablaufende Sackungen handelt.

Die Relevanz des Materials hinsichtlich der Ausprägung der Massenbewegungen im Gelände wird an einigen Stellen deutlich. Im wesentlich kompetenteren Kalkmarmor oder Permoskyth-Sandstein sind Abrissnischen im Fels ausgebildet, während im Phyllit des Goldeckkristallins sanfte Formen dominieren. Die größten Bewegungen fanden wahrscheinlich unmittelbar nach dem Abschmelzen des würmzeitlichen Draugletschers statt. Die Deutlichkeit der Ausbildung der Zerrgräben im Allgemeinen, und im Besonderen im erosionsanfälligen Phyllit, weist auch auf rezente Bewegung in diesem Bereich hin.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 2005

Band/Volume: 145

Autor(en)/Author(s): Linner Manfred

Artikel/Article: Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Kristallin am Nordrand der Lienzer Dolomiten auf Blatt 179 Lienz 352 303-364