

Schutt, in dem selten erratisches Material enthalten ist. Nur im liegenden Anteil des Staukörpers beim Lodenwälder ist durch Baumaßnahmen ein Nest von groben kristallinen Gesteinen (Amphibolite, Gneise, Glimmerschiefer, Phyllite) aufgeschlossen. Diese Materialien haben nur eine kurze fluviatile (fehlende Rundung, besonders der Phyllite) Umlagerung erfahren.

Blatt 133 Leoben

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 133 Leoben*

Von FRANZ NEUBAUER (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierungsarbeiten während des Jahres 1986 befaßten sich mit dem östlichen Anschluß an das 1985 kartierte Gebiet (Kumpelgraben). Das Arbeitsgebiet wird etwa durch die Linie Arzwaldgraben – Pöllagraben – Gams – Schenkenberg abgegrenzt. Zusätzlich wurden Übersichtsbegehungen zwischen Gamsgraben und Pöllagraben unternommen.

Die Gesteinszüge streichen in diesem Südteil des Gleinalmkristallins generell ENE–WSW und fallen im N eher flach, im S steil gegen SSE ein. Die Beschreibung des Arbeitsgebietes folgt der tektonischen Neugliederung des Gleinalmkristallins (NEUBAUER, im Druck). Vom Liegenden gegen das Hangende werden folgende lithologisch-strukturelle Einheiten unterschieden:

Das Gebiet zwischen Gamsgraben und dem Südhang des Pöllagrabens

wird vom Kernkomplex aufgebaut. Es dominieren feinkörnige Orthogneise, die eine ausgeprägte Foliation und eine flache Lineation aufweisen. Innerhalb dieser Orthogneise lassen sich amphibolreichere Tonalit- und Granodioritgneise von amphibolfreien Varianten unterscheiden. Längs des Pöllagrabens finden sich häufig biotitreiche, xenolithartige Orthogneisschollen, die als Hinweis für die plutonische Genese der feinkörnigen Orthogneise genommen werden. Nördlich und südlich des Pöllabaches schalten sich unterschiedlich mächtige Horizonte von Bänderamphiboliten in die Orthogneise ein. Züge und Schollenreihen von Plagioklasamphiboliten, plagioklasarmen Granatamphiboliten und paragenen Biotitplagioklasgneisen sowie Hornblendebiotitplagioklasgneisen erlauben zwischen dem Südhang des Sadningkogels und dem Gamsgraben eine gewisse Gliederung des Hangendanteils des Kernkomplexes.

Den Hangendabschluß des Kernkomplexes bildet ein durchgezogenes Augengneisband, in das am Zöllerkogel Granatamphibolite und Eklogitamphibolite eingeschaltet sind. Nördlich des Hirzykogels kommen Augengneise, Augengneislagen in Bänderamphiboliten und gleichkörnige Granitgneise (Typ Humpelgrabengranitgneis) auch in tieferer Position vor.

Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex

Der von Neuhof im SW heranreichende Glimmerschieferzug konnte über Rückfallkuppen im Nordhang des Fuchskogels kontinuierlich bis zum Gamsgraben verfolgt werden. Diese Glimmerschiefer zeigen ein struppiges Gefüge, das auf eine Sprödbeanspruchung zurückgeht, und führen häufig Granat sowie vereinzelte, gedehnte Staurolithe.

Speik-Komplex s. str.

Durch die Zwischenschaltung der Neuhof-Glimmerschiefer wird der mächtige Augengneiszug am Oberland des Kernkomplexes von dem Amphiboliten des Speik-Komplexes s. str. tektonisch abgetrennt. Der Speik-Komplex führt ähnlich wie in den Nachbargebieten basal ein mehrere Zehnermeter mächtiges Band plagioklasarmer Granatamphibolite. Die Granatführung schwankt zwischen Zehnerprozenten und nur vereinzelten Granatkörnern. Charakteristisch für diese Granatamphibolite ist eine flache Lineation, die durch die Streckungshöfe und geregelte Amphibole abgebildet wird. Als Einschaltungen innerhalb der Granatamphibolite finden sich Serpentinlinsen und deren Begleitgesteine (Aktinolithschiefer, Talkschiefer usw.). Die mächtigste dieser Linsen (nördlich P. 904 südlich des Pöllabaches) ist max. etwa 40 m dick und etwa 500 m lang.

Der Hangendanteil des Speik-Komplexes s. str. wird von Bänderamphiboliten gebildet, in die ein ca. 10–20 m mächtiger Augengneiszug eingeschaltet ist. Dieser Augengneis wird im Hirzybachgebiet durch kalifeldspatarme Orthogneise ersetzt, die tw. Granat führen. Im Augengneis finden sich immer wieder turmalinführende Pegmatitgneise. Dies wird als Argument für die plutonische Genese der Augengneise gewertet. Ebenso läßt sich die Bildung der hellen Lagen in den Bänderamphiboliten wegen der auffälligen Bindung an die Augengneise als magmatisch-plutonisch verstehen.

Der Glimmerschiefer-Marmor-Komplex

besteht in diesem Abschnitt der Gleinalm aus ca. 1000 bis 1500 m mächtigen, meist granatführenden Glimmerschiefern, in die zahlreiche niveaubeständige Linsen und Züge von dünnen Einschaltungen eingelagert sind. Marmore treten im Gegensatz zur südwestlichen Gleinalm zurück. Ein Zehnermeter mächtiger Marmorhorizont findet sich südlich des Fuchskogels in unüblich tiefer Position. Ein Paket, das sich aus verschiedensten Gesteinen und aus dunkel pigmentierten Glimmerschiefern zusammensetzt, besteht aus Granatamphiboliten in tieferen Niveaus, Marmorlinsen, dunklen quarzitischen Glimmerschiefern im Mittelteil und hellen Quarziten im Hangendanteil. Großaufschlüsse lassen an eine bereits primäre Wechsellagerung all dieser Gesteinstypen im dm- bis m-Bereich denken. Dieses Paket streicht vom Gottsgraber im Arzwaldgraben Richtung Gams.

Im Hangendanteil des Komplexes führen die Glimmerschiefer nur einzelne Amphibolitlinsen. Die sonst für diese Position üblichen Marmore treten weitestgehend zurück.

Kataklasitzone

Die Gesteine dieser etwa 100 m breiten Zone gehören lithologisch zum Glimmerschiefer-Marmor-Komplex. Eine durchgreifende Kataklastik hat die Gesteine dieser Zone häufig bis zur Unkenntlichkeit deformiert. Die Bandbreite der Gesteinstypen reicht von Myloniten über Kataklastite bis zu kohäsionslosen Kakiriten. Diese Vielfalt läßt sich durch die Aktivität der Bewegungen in dieser Zone bei fallenden Temperaturen (von Grünschieferfazies bis zu T unter 300°C) erklären. Die Kataklastitzone ist der zentrale Teil einer Scherzone, die auch den gesamten Glimmerschiefer-Marmor-Komplex, v. a. die Augengneise im Speik-Komplex und den Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex erfaßt. Als zugehörige Gefüge sind in diesen Bereichen meist cm-ständige rigide c-Flächen (ca. 130/70), und eine flache Lineation (ca. 60/5) zu finden. Der Schersinn ist generell sinistral. Diese

Scherverformung überprägt alle älteren Gefügeelemente. Die Kataklastizone hat eine ähnliche Orientierung wie oben beschriebene c-Flächen. Diese Zone grenzt insgesamt das Gleinalmkristallin vom Grazer Paläozoikum ab. Die Einbeziehung von den Gamskonglomeraten in diese Zone spricht für ein postgosauisches, tertiäres Alter der letzten Bewegungsphasen in dieser Zone.

Das gesamte Arbeitsgebiet ist tiefgründig verwittert. Gute Aufschlüsse finden sich v. a. auf den nach N weisenden Hangkanten, während die Mulden von Blockschutt in höheren Lagen sowie im Bereich der Glimmerschiefer von erdigem Hangschutt überdeckt sind.

Blatt 134 Passail

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 134 Passail*)

Von HELMUT W. FLÜGEL (auswärtiger Mitarbeiter)

In Fortsetzung der Aufnahmen 1985 lag im Berichtsjahr der Schwerpunkt der Begehungen im Raum nördlich des Breitenauer Grabens. Die Untersuchungen konnten von den neueren Bearbeitungen des Paläozoikums durch THALHAMMER (1982) und GOLLNER (1985) ausgehen.

Die im Bericht 1986 im Profil Göllisbauer Höhe – Zechner Schlag durchgeführte Gliederung in zwei Stockwerke läßt sich über den Zuckenhut Graben gegen NNW bis in das Profil Tiroler Schlag – Hofbauer – Kote 1376 verfolgen. Das tiefere Stockwerk umfaßt die Hochschlagkalke im engeren Sinn, eine Kalk-Dolomitwechselfolge, die vor allem am Ostrand des Ulrichsgrabens aufgeschlossen ist und die Häuslerkreuzformation. Das tektonisch Hangende bilden karbonatfreie, dunkle Silt- und Tonschiefer, sowie, sie (invers?) überlagernd, die Metabasite von Kote 1376. Die Zuordnung der Siltschiefer und Vulkanite zur „Laufnitzdorfer Gruppe“ durch GOLLNER (1985) erscheint plausibel, wobei sich diese damit gegen SE bis in den Raum westlich des Serkogel verfolgen läßt, wo sie durch die intramiozäne Eiwegg-Linie vom Rennfeldkristallin getrennt wird (vgl. NEUBAUER, Bericht 1985.) Ein Einbiegen in die den Westrand des Paläozoikums bildenden Kalke zwischen Eibeggwirt und St. Jakob ist nicht zu beobachten. Die Grenze der beiden Kalkkomplexe beiderseits des Jasnitzbachgrabens dürfte eine zu diesem parallele Störung sein, die in ihrer südöstlichen Fortsetzung zwischen Eibeggwirt-Miesel und dem Aibel die Kalke der Hochschlageinheit im Osten von der Schattleitner-Formation im Westen trennt. Die genannte Störung läßt sich durch das unterschiedliche Verflachen beiderseits trotz der teilweise schlechten Aufschlußverhältnisse gut verfolgen.

Bei den von THALHAMMER auf Grund von Conodonten gefunden in das Unterdevon eingestuften Kalkklippen der Schattleitner-Formation zwischen Miesel-Schwaiger im Tal und Winkler handelt es sich vermutlich um einen tektonisch zerrissenen und verfalteten Zug an den die bereits von REDLICH beschriebene Sideritvererzung der Allerheiligen- und Mieselbaue geknüpft ist. An dem gleichen Kalk-Dolomitzug sind auch einige kleinere Magnetitvorkommen gebunden. Im Südhang des Schattleitner

Grabens gegen den Dornerkogel kann die Dornerkogel-Formation als das normale Hangende der Schattleitner-Formation gedeutet werden, wobei jedoch starke Schuttbildung eine genaue Grenzziehung erschwert. Trotz längeren Suchens konnten auch bei den neuen Begehungen innerhalb der Dornerkogel-Formation keine biostratigraphisch verwertbaren Altershinweise gefunden werden.

In struktureologisch-kinematischer Hinsicht zeigt der gesamte Raum zwischen Frießenkogel – Plankogel im Süden des Breitenauer Grabens und dem Serkogel im Norden eine einheitliche Abfolge von vier im Aufschlußbereich erkennbaren Deformationsakten:

- 1) Einer ersten Deformation und Schieferung (S_1) kann die Entwicklung von S_1 -parallelen Quarz- und quer-greifenden Karbonatlagen zugeordnet werden.
- 2) Diese Lagen zeigen zusammen mit dem Nebengestein in cm- bis dm-Bereich isoklinale Verfaltung mit achsenebenenparalleler Schieferung (S_2). Diese dem sedimentären s parallele Schieferung formt das im Kartenbild zum Ausdruck kommende flächige Großgefüge. Es wird vermutet, daß die Deckenstapelung (Laufnitzdorfer Gruppe über Hochschlaggruppe) mit dieser Deformation in Zusammenhang steht, wobei die Deckengrenzen großflächig diskordant den Innenbau schneiden.
- 3) Eine dritte Deformation führt zur Entwicklung isoklinaler bis offener ostvergenter Falten im dm- bis m-Bereich mit zugehöriger Schieferung (S_3), deren Schnitt mit der Schichtung zu B-parallelen Linearen führt. Die Falten zeigen im gesamten Bereich bis östlich des Hochschlagkammes sehr konstantes, flaches bis mittelsteiles S- bis SW-Fallen. Druckschatten um Pyrit zeigen teilweise Streckung parallel dieser Richtung.
- 4) Letzte faltende Deformation führt zu Knickfalten im Aufschlußbereich.

Dieser Deformationsablauf entspricht dem, wie er auch in anderen Gebieten des Grazer Paläozoikums in letzter Zeit bekannt wurde (FRITZ, 1986).

Blatt 144 Landeck

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen am Südrand der Lechtaler Alpen auf Blatt 144 Landeck*)

Von KARL KRÄINER (auswärtiger Mitarbeiter)

1986 wurde die geologische Neuaufnahme des kalkalpinen Anteiles (Lechtaler Alpen) auf Blatt 144 Landeck fortgesetzt.

Zunächst wurde der Bereich E und NE der Aperriesspitze (2588 m) fertigkartiert, anschließend wurde mit der Aufnahme im Bereich Stierlahnzugjoch (2596 m) – Fensterle – Feuerspitze (2852 m) fortgesetzt. Trotz des extrem schwer begehbaren Geländes konnten beide Bereiche detailliert auskartiert werden, wobei gegenüber der ausgezeichneten geologischen Karte von AMPFERER (Blatt Parseierspitz-Gruppe, 1 : 25.000) auch einige Korrekturen und Verbesserungen vorgenommen werden konnten.

Der Bereich Aperriesspitze – Furglerspitze ist tektonisch kompliziert gebaut. Der Gipfel der Aperriesspitze