

vermischt. Im Bereich des Warmingerberges liegen bis zu m-große Kristallinerratika verstreut. Die gekritzten Geschiebe setzen sich aus Kristallinmaterial (Granitgneise, Gneise, Amphibolite, Glimmerschiefer), Gesteinen der Grauwackenzone (Wildschönauer Schiefer, Grungesteine), Prebichlschichten, Buntsandstein und Kalkalpin zusammen. Bei Gunzenreit im Ullachtal ist noch ein schöner seitlicher Moränenwall erhalten.

Im Saalachtal beim Schörhof und bei Stoifen sind postglaziale Terrassenschotter angeschnitten. Die fluviatilen Schotter und Sande bestehen aus umgelagertem Moränenmaterial. Es handelt sich um gradierte Abfolgen von Schottern und Sanden. Die Schotter führen mäßig bis gut gerundete Gerölle, die eine deutliche Einregelung und z. T. Imbrikation zeigen. Die z. T. kiesigen Grob- und Mittelsande sind schräg- und eben geschichtet. Eine schöne Terrasse ist östlich des Schörhofes ausgeprägt. Der lokale Hangschutt ist unter dem Brandhorn und im Ullachtal, auch im Orgenkessel, durch kalzitisches Bindemittel zu Breccien verkittet. Von den alluvialen Schuttfächern, die vor den kleinen Seitentälern aufgeschüttet wurden, ist jener beim Brandhof bzw. bei Reithausen der größte. Die Schotter werden auch abgebaut. Der Fächer nördlich von Biebing besteht aus Bergsturzmaterial, das aus der Abbruchnische, die Muschelkalkgesteine und Wettersteindolomit aufschließt, stammt. Im Tennhäusgraben bei Hochfilzen wurden auf 1080 m rezente Quellsinter angetroffen.

Die tektonischen Verhältnisse am E-Ende der Leoganger Steinberge sind geprägt durch die häufig völlige Zertrümmerung des Wettersteindolomits (besonders im hintersten Pernergraben). Die Raibler Schichten sind auf weite Strecken völlig ausgequetscht, vom Lugbichl gegen E (zum Mühlbach hin) sind sie allerdings noch in Mächtigkeiten bis zu 100 m anzutreffen, wenn auch meist stark reduziert. Ein junges Element ist die Bruchtektonik, die die Störung zwischen Wettersteindolomit und Raibler Schichten bzw. Hauptdolomit mitversetzen. So sind der Lärchkopf und die Labeggwand an 2 NW–SE-streichenden Brüchen gegen E abgesenkt, so daß hier der Hauptdolomit bis in den Talboden reicht und im Graben gegenüber dem Brandhof an Wettersteindolomit stößt. Komplizierter sind die Verhältnisse im W um die Buchensteinwand. Der Sockel des Berges wird von Alpinem Buntsandstein und Werfener Schichten gebildet, die generell söhlig bis flach N-fallende Lagerung aufweisen. Südlich von Pfaffenschwendt zeigt der Buntsandstein einen Faltenbau (Rotachtal) und setzt sich schließlich in die Prebichlschichten, die sedimentär die Grauwackenzone überlagert, fort. Nördlich von Pfaffenschwendt und bei Warming, am S- und E-Fuß der Buchensteinwand, folgen über den Werfener Schichten tektonisch überarbeitete Reichenhaller Rauwacken (Tennhäusgraben), die im Reittal in dieser basalen Abfolge fehlen. Dunkle „Gutensteiner Dolomite“, meist stark zerrüttet, bilden die hangende Fortsetzung. Ähnliche Bedingungen herrschen auch am N-Abhang der Buchensteinwand, südlich von Flecken. Diese basale Abfolge wird dann tektonisch von Werfener Schichten (im N) bzw. Reichenhaller Rauwacken (im S) überlagert. Ihnen folgen „Gutensteiner Dolomite“ und im Gipfelbereich der Buchensteinwand „Steinalmkalk“. Sehr deutlich ist diese Verdoppelung der Schichtfolge im oberen Reittal und in den Gräben der Fleckenermäher zu sehen. Diese Deckscholle zeigt im W-Teil flaches Einfallen gegen W. Gegen den Tannkogel und gegen Warming ist ein generelles Abtauchen nach

N bzw. nach E zu beobachten. Die „Gutensteiner Dolomite“ biegen von einer E–W-Streichrichtung am Tannkogel in eine NW–SE-Richtung gegen Unterwarming um. Überlagert werden sie vom Wettersteindolomit des Tannkogels bzw. des Kirchel-Geierkogel-Stockes östlich des Tales. Dieser Wettersteindolomit ist durch intensive Bruchtektonik stark zerlegt. Der Warmingerberg nördlich Hochfilzen stellt eine durch den Dunkelbach-Bruch, der sich von Oberwarming bis hinter die Lidlalm verfolgen läßt, abgesenkte Scholle dar. Dadurch kommen an der orographisch rechten Seite am Taleingang, nördlich des Bruches, noch einige Meter von Gesteinen des Alpinen Muschelkalks zum Vorschein. Der von KERNER (Verh. Geol. B.-A., 1923) beschriebene und auch 1935 kartierte Zug von „Gutensteiner Dolomit“, der vom Wiesensee gegen S und an den S-Hängen des Geierkogels gegen E weiterziehen soll, konnte bisher nicht bestätigt werden.

Es scheint also die basale Schichtfolge, die mit der Grauwackenzone in Zusammenhang steht, von der gegen NE bis E abtauchenden Buchensteinwand-Deckscholle schräg abgeschnitten zu werden, wobei allerdings die Verhältnisse durch die ausgedehnte Moränenbedeckung rund um Warming nicht ganz geklärt werden konnten.

## Blatt 127 Schladming

### Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge (Schladminger Tauern) auf Blatt 127 Schladming

Von JOHANN ALBER

Im Sommer 1984 wurden die Gebiete zwischen Gasselalm, Schober und Preuneggatal und die Hänge beiderseits des innersten Weißpriachtales begangen, und die Kartierung im kristallinen Grundgebirge und im Quarzphyllit im westlichsten Teil des Kartenblattes im wesentlichen abgeschlossen.

Bei den Untersuchungen im Gebiet Gasselalm – Preuneggatal galt mein besonderes Augenmerk der Grenze zwischen der Quarzphyllitzone und dem Kristallin. Diese Grenze ist an zwei Forststraßen westlich und östlich der Gasselalm recht gut aufgeschlossen.

Der Quarzphyllit bildet in der Gasselalm (P. 1860) eine steile Aufwölbung, deren Kern in der westlichen Fortsetzung bis ins Forstautal durch einen 20–200 m mächtigen Lantschfeldquarzitzug gekennzeichnet ist. Dieser dürfte in der direkten östlichen Fortsetzung des Labeneck- bzw. des Taurachfensters liegen. Der Nordflügel der Aufwölbung stellt somit eine mächtige verkehrte Schichtfolge dar und baut den Buckelwald auf (Bericht 1981).

Der Südflügel ist westlich der Gasselalm ca. 100 m mächtig und besteht aus Chlorit-Serizit-Quarzphylliten mit Einlagerungen von Karbonatquarziten und Arkosequarziten und schließt mit einem Konglomerathorizont, bestehend aus Serizitschiefern mit Eisenkarbonat-, Feldspat-, Quarz- und Gneisgeröllen transgressiv an das südlich anschließende, wenige Meter mächtige, hauptsächlich Magnetit-führende Quarz-Serizit-Chloritphyllitband mit Schollen von grobkörnigem Muskowitgranitgneis und Eisenkarbonat an. Es folgt eine mehrere hundert Meter mächtige Serie von Biotitparagneisen, Granat-Biotit- und Zweiglimmergneisen mit mehreren verschiedenen mächtigen leukokraten, Feldspat-führen-

den Orthogesteinseinschaltungen. Diese Serie zieht über die Gasselalm und Gasselhöhe weiter ins Preuneggatal, unterbrochen durch mächtige Moränen und durch Bergsturzmassen verhüllt. Der nördlichste der leukokraten Gesteinszüge nahe der Grenze zum Quarzphyllit nimmt zuweilen das Aussehen von Lantschfeldquarzit an und ist vom Kamm in der Gasselalm bis ins Preuneggatal, 400 m westlich vom Gehöft Strick, verfolgbare.

Eine relativ mächtige Serie von migmatischen Bändergneisen, und zwar grüngrauen Granat-Epidot-Biotit-Chloritgneisen, Biotit-Chlorit-Epidot-Plagioklasgneisen und mittelkörnigen, hellen Plagioklasgneisen, die eine dm-m-Bänderung aufweisen, baut den Hauptteil des Kammes südlich der Gasselhöhe bis zum Ruppeteck auf.

Im Zusammenhang mit dieser Serie stehen einige mittel- bis grobkörnige Orthogesteinszüge einer dioritischen Abfolge. Es handelt sich um helle, grobkörnige Biotit-Kalifeldspat-Plagioklasgneise, dunkelgraue bis grünliche, fein- bis mittelkörnige, massige Biotit-Hornblende-Plagioklasgneise, Biotit-Epidot-Plagioklasgneise, Biotit-Karbonat-Plagioklasgneise.

Ein Schwarm von Dioritgneisen baut hauptsächlich die Nordflanke des Schober auf. Einige mehr oder weniger mächtige Ausläufer ziehen zwischen Untersee und Mittersee weiter nach Westen und setzen über den Kamm ins Forstatal über.

Ein zweiter, mächtiger Orthogesteinskörper zieht 250 m südlich des Schober am Grat hinunter zum Obersee, baut die Felsabhänge um den Obersee und westlich davon auf und zieht in einem ungefähr 100 m mächtigen Komplex über den Kamm ins Forstatal.

Einige kleinere Amphibolitgesteinsvorkommen wurden in den Migmatitgneisen und am Rande von Orthogesteinen gefunden. Ein kleinerer Amphibolitzug wurde beim Zeferer Örtl auskartiert. Seine ungefähre streichende Fortsetzung dürfte das etwas verkippte Vorkommen westlich vom Ruppeteck (2126 m) zwischen 1800 und 1900 m Seehöhe darstellen. Zwei kleine, wenige Meter mächtige Züge ziehen in der SE-Flanke des Ruppeteck in Richtung Schobertalm, wo sie von mächtigen Lockermassen verhüllt werden. Ein Amphibolitzug zieht in Verbindung mit Biotit-Plagioklasgneisen vom Mittersee in die West-Flanke des Schober.

An die Südgrenze der Schober-Kristallinlamelle (vgl. Bericht 1981) schließt ein stark vererztes Biotit-Chloritphyllitband, dessen Mineralinhalt starke Verwitterungserscheinungen aufweist. Außerdem sind starke Durchbewegungserscheinungen zu beobachten, Feinfältelung, Zerbrechung und Verfaltung von Erzschnüren und Erzkörnern. Unmittelbar daran schließen Konglomerate der Quarzphyllitgruppe mit Geröllen von Eisenkarbonat, Quarz, Plagioklasgneis, die weiter im Westen im tieferen Teil des Hanges im Forstatal unterhalb 1300 m Sh. um die Stirne des Schober-Kristallins herumziehen und sich mit dem nördlichen Quarzphyllitzug der Gasselalm verbinden.

Die Gesteine des Kristallins weisen durchwegs steiles N-Fallen auf, im N stehen sie saiger mit flach nach E fallenden B-Achsen. Gegen den Südrand des Kristallins herrscht dann etwas flacheres N-Fallen der Schichten vor (020/30–005/50°N).

Auf dem linken Einhang des Oberhüttenbaches wurden Revisionsbegehungen gemacht in Ergänzung zu den im Bericht 1982 geschilderten Verhältnissen (Bericht 1982, S. 311, Spalte 2, Zeile 14–18). Der Ober-

hüttenbach stellt zwischen 1480 und 1800 m Seehöhe ungefähr die Grenze zwischen den Karbonatgesteinen der Kalkspitzen und den südlich davon anschließenden Gesteinen des Quarzphyllites und des Kristallins dar. Die genaue Grenze ist großteils von mächtigen Blockmassen verdeckt.

In 1530 m Sh. im Bach ist der Übergang von den Karbonatgesteinen zum Kristallin aufgeschlossen, und es konnten in einem Profil von N nach S folgende Gesteinsglieder beobachtet und dokumentiert werden:

Braungraue Rauhwacke, 1 m weißer Quarzit, glimmerfrei – 1,5 m grüne Albit-Chloritschiefer mit Eisenkarbonat und Magnetit – 0,5 m Serizitschiefer – 1 m weißer, massiger Plagioklasgneis, fast ohne Glimmergehalt, mit Pyrit, Hämatit, Magnetit – 3 m grüne karbonatführende Chloritschiefer – 20 m Muskowit-Biotit-Chlorit-Plagioklasgneis mit Pyrit, Magnetit – 10–15 m grüner Amphibolit.

In südlicher Richtung folgen leukokrate Orthogneise und Plagioklasgneise und Bändergneise und Amphibolite, welche in diesem Bereich steil nach N einfallen und die Antiklinale der Sonntagkarhöhe aufbauen.

Der Oberhüttensee ist im Süden durch einen Felsriegel begrenzt, an dessen Ostende der Übergang zwischen den Gesteinen der Quarzphyllitzone und des Schladminger Kristallins aufgeschlossen ist. In 1910 m Sh wird rötlichgrauer Kalk und Rauhwacke von einem 5–12 m mächtigen, 020/50° NNE fallenden Lantschfeldquarzitband unterlagert. Der Quarzit zieht ca. 80–100 m nach E weiter und wird dann von mächtigem Gehängeschutt verhüllt. Liegend davon folgt ein 15 m mächtiger, Karbonat-führender Quarzphyllit, welcher an dieser Stelle bemerkenswerte Uranmineralisation aufweist. Dieses Quarzphyllitband läßt sich ungefähr 450 m weit in ESE-Richtung in Erosionsrinnen verfolgen.

In direktem Kontakt mit dem Quarzphyllit steht liegend ein 5–8 m mächtiger, sehr heller Plagioklasgneis (Aplitgneis) oder Plagioklas-Quarzit, ohne Glimmer, welcher sich ungefähr 300 m in ost-südöstliche Richtung verfolgen läßt. Die weitere Unterlagerung bilden Granat-Biotit-Hornblendegneise, Amphibolite und migmatische Bändergneise, sie bilden die zwei vom Oberhüttenattel in südöstliche Richtung verlaufenden Felschwellen. Intensive Faltung um 20° E-fallende B-Achsen herrscht in diesem Bereich vor.

Die Bändergneise und Amphibolite queren den Bach und ziehen in südwestlicher Richtung zum Roßkogel (P. 2254), an dessen Gipfel Quarzkonglomerat, Lantschfeldquarzit, dunkle Serizitschiefer und Rauhwacke eingemuldet sind. Auch hier wird der Quarzphyllit von einem leukokraten, glimmerlosen Plagioklas-Quarzit unterlagert, der seitlich aber öfters deutlich in einen Orthogneis übergeht.

Am N-Abhang des Roßkogel herrscht saigere Lagerung der Amphibolite, Orthogneise und Bändergneise, an der Ostflanke sind schöne Falten in allen möglichen Dimensionen zu beobachten, die B-Achsen fallen mit 10–25° nach E bis ESE ein. Auf der Südseite des Roßkogel fallen die Gesteine mit 30°–65° nach SSW ein. Im Talgrund des Weißpriachtales bildet ein leukokrates Orthogestein zwischen 1720 und 1780 m Sh. eine 60 m hohe Schwelle, die am NW-Rand einer großen Rutschmasse liegt. H. SCHEINER (1959) hat an dieser Stelle Lantschfeldquarzit ausgeschieden. Dem Aussehen und dem Verband mit Amphibolit und Bändergneisen und dem petrographischen Befund nach handelt es sich um

einen Plagioklasgneis. Der Gesteinskomplex fällt 135/50–70° SE.

Den Gipfel der Gamskarlspitze baut ein grob- bis mittelkörniger Amphibolit auf. Er grenzt am NE-Kamm an einen Granat-Biotit-Muskowit-Augengneis bis Bändergneis. In nördlicher Richtung folgen über 200 m mächtige, leukokrate Biotit-Granitgneise mit steilem 010/75° N-Fallen. Sie ziehen zum Tscheibitschsee und weiter ins Weißpriachtal und sind in 1550 m Sh. am Aufstiegs- weg zur Tscheibitschalm aufgeschlossen. Im hangendsten Bereich sind Paragneislagen eingeschaltet. Den Abschluß der Kristallingesteinsserie nach N gegen die Triasgesteinsmulde bildet ein 10–40 m mächtiger Plagioklas-Quarzit, auch hier wiederum nahezu ohne Glimmergehalt und stark Erz-führend. Er tritt wieder mit Quarzphyllitgesteinen in Kontakt. Dieses Plagioklas-Quarzitband zieht von 2200 m Sh. in östliche Richtung ins Weißpriachtal, in 2005 m Sh. steht es mit einem 15 m mächtigen Lantschfeldquarzit in Kontakt. In 1915 m Sh. folgt auf den leukokraten Plagioklasgneis nach N 5 m Lantschfeldquarzit, dann 4 m Quarzphyllit, 5 m Lantschfeldquarzit und schließlich rötlich und dunkelgrau gebänderter Kalk, Rauhwacke und Dolomit. Die Gesteinsschichtflächen fallen an dieser Stelle 030/50° nach NNE. Weiter östlich in 1810–1850 m Sh. grenzt der helle, vererzte Plagioklasgneis bzw. -Quarzit an rötlichgraue Bänderkalke und hat 010/70° N Fallen.

#### **Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 127 Schladming**

Von EWALD HEJL (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 1984 wurden folgende Gebiete kartiert:

- 1.) Der Bereich Schladming – Planai
- 2.) Der Bereich Znachstattel (2059 m) – Vetterkar – Schnabelkar – Landwierseen.

#### **Der Bereich Schladming – Planai**

Die im Jahr 1983 begonnene Kartierung wurde heuer im W bis zum Schladminger Talbach fortgesetzt. dabei konnte die Nordgrenze des Schladminger Kristallins, das hier vor allem aus feinkörnigen Paragneisen, Injektionsmigmatiten und Orthogneisen besteht, ziemlich genau erfaßt werden. Am Kamm zwischen dem Krahberrgsattel und dem Krahberrgerzinken in SH 1870 m fallen die Schladminger Gneise mit einer Neigung von ca. 40° nach N unter die phyllitischen Glimmerschiefer der Planai ein. An den Forststraßen, die südlich von der Planai-Mautstraße abzweigen, kann diese Grenze auch sehr genau festgelegt werden. Sie verläuft über die Krahberrgeralm, schneidet den Rücken zwischen den Koten 1561 und 1158 in SH 1430 m und verläuft dann durch das e von „Rittershof“. Ca 500 m NNE der Kote 1158 liegt zwischen dem Schladminger Kristallin und den phyllitischen Glimmerschiefern ein höchstens 10 m mächtiger, gelblichweißer bis grauer, gebänderter Marmor. Im Bereich zwischen dem Wh. Rittershof und dem Langreitgraben wurden die hangendsten Anteile des Schladminger Kristallins phyllonitisiert, wobei es zur Neubildung von Chlorit und Serizit kam. Durch diesen Vorgang wurden die Gneise in Chlorschiefer, Serizitschiefer und Serizitquarzit umgewandelt. Solche Serizitquarzite sind z. B. beim i von „Rittershof“ aufgeschlossen und wurden auch beprobt. Von den phyllitischen Glimmerschiefern der Planai unter-

scheiden sich die Diaphthorite des hangenden Schladminger Kristallins durch ihre relative Ebenschichtigkeit, einen stofflichen Lagenbau (z. B. Serizitschiefer – Serizitquarzit), der im Aufschlußbereich gut verfolgbar ist und durch das gelegentliche Auftreten von Feldspatporphyroblasten, die vor allem im Querbruch und auf angewitterten Gesteinsoberflächen sichtbar sind.

Die phyllitischen Glimmerschiefer der Planai sind hingegen unruhig wellig-schichtig oder linsig (Quarzlagen keilen meistens schon nach wenigen dm aus). Im Mineralbestand und in der Gefügeprägung entsprechen sie den im Vorjahr beschriebenen Kaiblingschiefern.

#### **Der Bereich Znachstattel (2059 m) – Vetterkar – Schnabelkar – Landwierseen**

Im Bereich des Hauptkammes der Schladminger Tauern wurde eine Teilrevision der Kartierung von SCHEDL (1981) durchgeführt.

Im Grenzbereich zwischen dem Permomesozoikum der Kalkspitzen und dem Schladminger Altkristallin ergab sich eine weitgehende Übereinstimmung mit der Aufnahme von SCHEDL. Im Gebiet des Znachstatts liegt eine inverse Abfolge aus Alpinem Verrucano, Lantschfeldquarzit und triadischen Karbonatgesteinen (es handelt sich um den Hangendschenkel der im S geschlossenen Kalkspitzenmulde), die mittelsteil nach E bis NE unter das Altkristallin einfällt. Den hangendsten, also stratigraphisch liegendsten Teil des Alpinen Verrucanos bildet hier ein ca. 10 m mächtiger Geröll führender Quarzphyllit, dessen Quarzgerölle bis über 5 cm (vereinzelt bis zu 8 cm) groß sind. Lagen mit großen Geröllen wechseln mit feinkörnigen Quarzphylliten im dm- bis m-Bereich. Etwa 60 m WSW der Znachspitze (2225 m) fällt dieser Geröllhorizont unter das Schladminger Kristallin ein. Im unmittelbaren Grenzbereich befindet sich ein wenige m mächtiger karbonathaltiger Serizitschiefer, der stellenweise sehr viele, bis ca. 3 mm große Magnetite enthält. Es könnte sich hier um einen metamorphen eisenreichen Boden (Metalaterit?) handeln. Auch N des Radtädter Tauerns kommen an manchen Stellen magnetitreiche Schiefer an der Grenze zwischen dem Altkristallin und dem Geröll führenden Quarzphyllit vor (frdl. mündl. Mitt. von P. SLAPANSKY). Der Kontakt zwischen dem Alpinen Verrucano und dem Altkristallin kann hier zwanglos als postvariszischer Transgressionsverband gedeutet werden. Demnach käme für die Geröll führende Lage ein oberkarbones oder permisches Alter in Frage.

Die lithologische Vielfalt des Altkristallins zwischen der Znachspitze und den Landwierseen wurde in der Dissertation von SCHEDL (1981) ausführlich beschrieben. Eine genaue Grenzziehung zwischen den Bändergneisen der Vulkanitserie und den Biotitgneisen, wie sie von SCHEDL vorgenommen wurde, möchte ich nicht empfehlen, da es zwischen diesen Gesteinsserien kontinuierliche Übergänge gibt.

Auf den Halden des Lagerstättenbereiches Zinkwand – Vetterkar wurden einige Erzproben gesammelt. Herr Doz. BERAN (Institut für Mineralogie der Universität Wien) ließ freundlicherweise von einigen dieser Proben Anschliffe anfertigen, an denen folgende Erzparagenesen festgestellt werden konnten (1–4 sind Proben aus dem Schnabelkar; 5 kommt aus dem Vetterkar, 170 m N Freying):

- 1) Kupferkies + Magnetkies + Pyrit + Arsenkies + Zinkblende + Bleiglanz + Fahlerz

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1985

Band/Volume: [128](#)

Autor(en)/Author(s): Alber Johann

Artikel/Article: [Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge \(Schladminger Tauern\) auf Blatt 127 Schladming 283](#)