

Bündnerschiefer streichen zwar vom Minderskopf bis in den Bereich der westlichen Ochsenbergalpe, keilen hier aber ca. 200 m NE des Frudiger K. aus. Die Basis der Pezidserie läßt sich am Kamm Minderskopf – Blauer Talrücken im Detailprofil selbst nicht festlegen (siehe Bericht 1988), auf Grund der nunmehr abgeschlossenen Flächenkartierung glaube ich, diese Basis mit jenem Zug grauer Bündnerschiefer angeben zu können, der den Gipfel des Minderskopfes aufbaut.

Sowohl in der Pezid- wie in der tieferen Pfundserie stecken im Gebiet der Ochsenbergalpe sowohl in den bunten wie fallweise in den grauen Bündnerschiefern, überwiegend aber im Grenzbereich dieser beiden Gesteinsserien, zahlreiche kleine und kleinste Blöcke und Schollen von Kalken und Dolomiten, die überwiegend als grobklastische Einstreuungen, als Olistholithe, gedeutet werden, einzelne ganz kleine Blöcke aber auch als (glazial verschlepptes) Felssturzmaterial aus den großen Triaskomplexen am und um den Frudiger Kopf.

Am SE-Rand endet die am NE-Ende des UEF, im Raum Fendels, viele hundert Meter breite Zone der bunten Bündnerschiefer gegen S hin etwa 300 m S des Pleiskopf-Rückens; im Hangenden des südlichsten Aufschlusses der bunten Bündnerschiefer treten – einschaltet in „normale“ graue Bündnerschiefer – in mehreren, charakteristisch massigen Lagen noch Krinoidenmikrobrecien sowie grünbräunliche Quarzite der Sadererjochserie auf. Vorbehaltlich der mikroskopischen Bestätigung des Handstückbefundes wird diese bunte Bündnerschiefer-Zone hier durch eine etwa W–E-streichende Querverwerfung abgeschnitten, durch welche die südlich der Störung gelegenen Mikrobrecien, Quarzite und Phyllite der Sadererjochserie um wenigstens 300–400 m gegen W, als gegen das Fensterinnere, verworfen wurden.

Blatt 149 Lanersbach

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 149 Lanersbach

Von ALOIS MATURA

Im Sommer 1989 wurde mit der Kartierung des Bereiches des Innsbrucker Quarzphyllit-Komplexes in der Nordostecke des Blattgebietes begonnen und gegen Westen der Rastkogel-Pfaffenbichl-Kamm, gegen Süden der Kamm Pangert – Hoarbergkarspitze – Gerennte erreicht.

Es herrschen eintönige Phyllite vor, die aus wechselnden Mengen von Chlorit, Serizit, Albit und Quarz bestehen. Örtlich sind auch geringe Mengen an Karbonat vorhanden, eher fein verteilt, ohne daß größere Mengen an Mobilisaten sich entwickelt hätten. Den Phylliten sind vereinzelt, im regionalen Streichen eingeregelt, flach linsenförmige Körper von Grüngesteinen eingeschaltet, die Mächtigkeiten von einigen Metern bis wenige Meterzehner erreichen und eine Längserstreckung von wenigen hundert Metern. Größere Vorkommen dieser Chlorit, Hornblende, Epidot und Albit führenden Schiefer treten im Bereich der Rastkogelhütte und nördlich davon im Bereich des Kreuzjoches, des

Kraxentragers und westlich davon zur hinteren Pfundalm hinunter auf. Westlich des Roßkopfes sind den Phylliten wenige Meter mächtige, homogene, kompakte, örtlich kataklastisch stark beeinflusste Metadiorite eingeschaltet. Die jüngste Schieferung als dominierendes Gefügeelement streicht E–W und pendelt um die Saigerstellung. Gegen Westen im Bereich des Rastkogel-Pfundsjoch-Pfaffenbichel-Kammes stellt sich auch W-Fallen ein, was in Verbindung mit beobachtbaren flach bis mittelsteil W-fallenden Faltenachsen auf einen größeren Faltenbau hinweist.

Im Bereich Schafkopf – Unterbergalm – Mühlwald sind den Phylliten im Südteil des kartierten Gebietes neben Grünschiefern auch weißer Quarzit, Eisendolomit in engem Verband mit Bändermarmor, und Chloritoid führender Phyllit (bei K 1302 im Sidanbachgraben südlich Grün) eingeschaltet. Dabei scheinen die mehrere Meterzehner mächtigen weißen Quarzite aufgrund der erkennbaren W-fallenden Faltenachsen eine vom Schafkopfkamm nach Osten bis fast zum Hochleger der Unterbergalm reichende Mulde zu bilden. Im Muldenkern am Schafkopf Grünschiefer und Serizitphyllite; an den steilen Südschenkel schließen Eisendolomite und Bändermarmore an. Zwischen Hochleger und dem verfallenen Niederleger der Unterbergalm bilden die erwähnten Karbonatgesteine eine größere, in sich intensiv verfaltete Ansammlung. In der östlichen Fortsetzung dieses Vorkommens im Bereich des Mühlwaldes und im Talboden des Sidanbachtals treten größere Linsen von vorwiegend Eisendolomit mit untergeordnet Bändermarmor auf.

Der Innsbrucker Quarzphyllit ist kein sehr standfester Untergrund. So zeigt der Rücken im Bereich des Sidanjoches besonders auffallend mehrere Staffeln von kamm-parallelen Zerrspalten. Ähnliches ist auch am Rücken nordöstlich des Rauhenkopfes zu beobachten. In den Hangbereichen darunter ist der ursprüngliche Felsverband durch beträchtliche Massenbewegungen nicht mehr erhalten. Davon ist demgemäß besonders ausgedehnt die gesamte Nord- und Nordostflanke des gekrümmten Sidantales betroffen, sowie auch die Ostflanke des Rauhenkopf-Nordostrückens. Eine musterhafte Sackungsmasse liegt nördlich des Gerennte mit Anrißnische und gegen das Sidantal vorgewölbtem Unterteil vor. Noch stärker und intensiver als der Sidanjoch-Rücken ist der Hoarbergkarspitz-Gerennte-Rücken durch zahlreiche Staffeln von Zerrklüften besetzt, die auch weit nach Süden den Hang hinunter reichen.

Bei Aue ist der Talbereich des Sidanbachtals durch mächtige Moränenablagerungen ausgefüllt. Jenes grobe Blockwerk, das am Fuße der Sandeggalm einen markanten Wall bildet, dürfte auf einen (?spät-) glazialen Bergsturz zurückgehen.

Blatt 150 Mayrhofen

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Mayrhofen

Von PETER NEUMAYR, THOMAS STADLMANN
& CHRISTIAN STEJSKAL
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die Aufnahmen auf Blatt 150 umfaßten die Talschlüsse des Zemmgrundes, der Floiten und der Stilluppe. Im

Bereich Zillergründl und Hundskehle fanden vergleichende Begehungen statt.

Geologisch beinhaltet das Gebiet Zentralgneise des Tuxer- und Zillertaler-Kernes, sowie Mitgmatite und hochmetamorphe Gneise neben prävarizischen Metasedimenten und Metavulkaniten der Greinerformation. Für die geologische Kartierung war es unerlässlich, die relativen Altersbeziehungen zwischen den einzelnen Zentralgneisvarietäten und deren Intrusionsbeziehungen zum alten Dach (Greinerformation und Migmatite) zu erfassen.

Im einzelnen ergaben sich folgende Ergebnisse:

Zemmgrund

Als tiefste Zentralgneiseinheit des Zillertaler-Kernes erstreckt sich ein mittel- bis grobkörniger Metagranodiorit vom Zillertaler Hauptkamm ins Mörchnerkar bis 500 m nördlich der Kote 2945 m. In wenig deformierten Bereichen zeigen sich annähernd idiomorphe Kalifeldspate mit Durchmesser um 1 cm. Im Randbereich gegen Norden nimmt die Deformation deutlich zu.

Charakteristisch für den Metagranodiorit sind häufig auftretende, linsenförmige Biotitgneisschollen. Sie sind mit ihrer „Längsachse“ diskordant zur Hauptschieferung des Metagranodiorites eingeregelt, die Schieferung in den Schollen steht diskordant zur Schieferung im Metagranodiorit.

In den Gletscherschliffen ca. 1 km westlich des Schwarzensteinsattels wird der Granodiorit von basischen, maximal 2 m mächtigen, NW-SE-streichenden Gängen durchschlagen. Die Gänge zeigen bis 5 mm große idiomorphe Biotite und 1 mm lange Plagioklasleisten in feinkörniger, grauer Matrix. Weiters wird der Granodiorit hier von Leukogranitgängen diskordant durchschlagen.

500 m NW von Punkt 2945 m im Randbereich des Metagranodiorites bzw. Granodioritgneises, in Sh. 2670 m wird dieser von einem mittelkörnigen, grauen Metagranit intrudiert, wobei bis mehrere Meter mächtige Metagranitgänge im Granodioritgneis mehrere dm große Schollen von Granodioritgneis führen. Die Metagranitgänge zeigen in ihrer Schieferungsrichtung eine eindeutige Diskordanz (bis 20°) zur Schieferungsrichtung des umgebenden Granodioritgneises und dessen Schollen innerhalb der Gänge. Petrographisch weisen diese Gänge eine große Ähnlichkeit mit dem im Mörchnerkar im N des Granodioritgneises folgenden grauen, mittelkörnigen Zweiglimmergranitgneis auf. Dieser führt bereichsweise deformierte bis hypidiomorphe Kalifeldspate mit Kantenlängen um 1 cm. Die unmittelbare Grenze zwischen diesem Zweiglimmergranitgneis und dem Granodioritgneis konnte in Folge Moränenüberdeckung im Mörchnerkar nicht untersucht werden. Direkt SW des Mörchnerkees intrudiert der Zweiglimmergranitgneis in dm bis mehrere Meter mächtigen, der Hauptschieferung parallelen Lagen feinkörnige Biotitgneise, Amphibol-Chlorit-Schiefer und Amphibolite, die petrographisch dem Gesteinsverband der Greinerformation entsprechen. Lokal treten migmatische Biotit-Hellglimmergneise im Intrusionsverband auf, wobei nicht eindeutig festgestellt werden konnte, ob die Migmatisierung im Zuge der Intrusion oder präintrusiv erfolgt ist. Die Intrusionslagen sind fein- bis mittelkörnig, führen Biotit und Hellglimmer, sowie lokal hypidiomorphe deformierte Kalifeldspate bis 1 cm Größe und fein verteilten Granat (meist um 1 mm, selten gehäuft und bis 1 cm Durchmesser). Randlich zeigen diese Lagen

einen Aufschmelzungssaum zum feinkörnigen, stark geschieferten Biotitgneis. Diese etwa 300 m mächtige Intrusionszone bildet den Randbereich der Zentralgneise, die hier das alte Dach parallel zu einer bestehenden Schieferungsebene intrudierten und dabei teilweise alten Gesteinsbestand (z.B. Biotitgneise) aufgeschmolzen haben.

Generell nimmt der Grad der Verschieferung innerhalb der Zentralgneisvarietäten vom Hauptkamm nach N zu, am stärksten deformiert sind die Gneise und Metagranite innerhalb der Intrusionszone im nördlichen Mörchnerkar. Die Gesteine fallen allgemein gegen NNW mit 30–50° ein.

Der Bereich zwischen Schwarzenbachjoch zur I. Hornspitze und zur II. Hornspitze wird von einem Grobkornamphibolitkomplex aufgebaut, der randlich Aplitinjektionen führt und am Schwarzenbachjoch im Grenzbereich zum Metagranodiorit stark deformiert ist. Vom Schwarzenbachjoch zur I. Hornspitze nimmt die Deformation ab, teilweise zeigt sich gut erhaltenes Intersektalfüge mit bis zu 1 cm großen Amphibolen. Stellenweise tritt der Plagioklasgehalt bis zum reinen Amphibolfels ganz zurück. In 3100 m taucht ein feinkörniger Biotit-Amphibolit mit geringer Mächtigkeit auf.

Floiental

Im Floiental wurde der Karboden zwischen Kleinem Löffler (3224 m) und Greizerspitze (3010 m) im E, dem Floitenkees im S bis ins Lapenkar im N kartiert. Die westliche Grenze bildete der orographisch linke Talrand des Floientales. Dabei ist der vom Zemmgrund als tiefste Zentralgneisvarietät bekannte Granodiorit im S noch nicht angetroffen worden. Die Intrusionszone von Zentralgneisvarietäten ins alte Dach erreicht im Griesfeld eine S-N Horizontalerstreckung von etwa 2 km (und damit eine größere Mächtigkeit als im Mörchnerkar) bei W- bis NW-Einfallen mit 20–30°.

Am Fuß des Kleinen Löffler Westgrates in ca. 2800 m Sh. steht als tiefste hier beobachtbare Zentralgneisvarietät ein kaum deformierter, homogener und grobkörniger Granit an. Gegen NW ins Griesfeld nimmt der Deformationsgrad zu, erste Biotitgneislagen vom alten Dach treten auf. Weiter gegen N zieht eine etwa 800 m breite Zone aus Schollenmigmatiten mit leukogranitischem teils auch porphyrischem Granitgneis als Leukosom von P. 3053 m ins Griesfeld. Gegen W lassen sich diese Schollen bis auf Sh. 2380 m und gegen N bis zum Fuß der Greizer Spitze verfolgen. Das Paläosom besteht im wesentlichen neben Biotitgneisen aus dm bis m großen, leicht ausgelängten Schollen von Amphiboliten und Amphibol-Chloritgneisen. Gegen NW beinhaltet der Metagranit und Granitgneis an Stelle von Schollen Meter bis Zehnermeter mächtige Lagen von Biotitgneisen, Amphiboliten und Amphibol-Chloritgneisen, die wohl abgelöste Großschollen bzw. Lagen des alten Daches darstellen (entsprechend den Verhältnissen im nördlichen Mörchnerkar). Weiter nach N gegen den SW-Grat des Gigalitz nimmt der Deformationsgrad der Gneise zu. Im Steilabbruch des Griesfeldes zur Floitenkeesgletscherzunge zwischen Sh. 2120–2300 m bilden mehrere Generationen von aplitischem injizierten, fein- bis mittelkörnigen Leukograniten die Fortsetzung der SW-NE-streichenden Schollenmigmatitzone des mittleren Griesfeldes. In Teilbereichen führt der Leukogranit Granodiorit- bis Tonalitschollen und intrudiert im Gebiet direkt unterhalb der Gletscherzunge bzw. an deren orographisch linker Seite einen Amphibolitkom-

plex mit mehreren 100 m Durchmesser. Dieser Amphibolitkörper beinhaltet neben melanokraten Feinkornamphiboliten bis Amphibolfelsen auch gröberkörnige gabbroide Amphibolite und ist lokal stark aplitisches injiziert.

Gegen N, ins Hangende, nimmt die aplitische Durchhäderung zu, hier auftretende Granatamphibolite sind an- bzw. teilweise aufgeschmolzen worden, wobei in diesen Bereichen ein Granat- und strahliges Amphibolwachstum im Neosom zu beobachten ist.

In den Gletscherschliffen zwischen der Gletscherzunge des Floitenkees und Sh. 1930 m auf der orographisch linken Seite des Floitentalabschlusses nimmt der Grad der Aufschmelzung der Amphibolite bis zu Bänder- und Schollenmigmatiten zu. Den Paläosomanteil (ca. 70 %) bilden Granatamphibolite, Amphibolite, Granat-Hornblendeschiefer und Biotitgneise bis -schiefer. Das Leukosom (ca. 30 %) besteht aus aplitischem Leukogranit und porphyrischem Metagranit mit Kalifeldspaten um 1 cm Kantenlänge.

Im mittleren Floitental zwischen Böckachalm und Baumgartenalm bestehen die Talflanken aus Augenflasergneis (Tuxer Kern), der unterschiedliche Mengen an prävariszischem Material (Biotitgneise und Amphibolite) in Form von Lagen und Schollen des alten Daches beinhaltet.

Die im Mörchnerkar beobachteten Streichrichtungen setzen sich auch im Floitental mit WSW-ENE fort.

Stillupptal

Im Stillupptal wurden der Talschluß und die Talflanken gegen N bis zur Grüne Wand-Hütte aufgenommen.

Die Wandstufe im Talschluß („Gfaller“) wird von Schlierenmigmatiten dominiert. Das Paläosom besteht aus dunklen, schlierigen Biotitgneisen (vgl. Floitental, Gletscherschliffe unterhalb Gletscherzunge Floitenkees), das im allgemeinen feinkörnige Neosom führt lokal bis 4 cm große idiomorphe Kalifeldspate. Ungefähr 800 m südlich der Stapfenalm folgt gegen S (im Liegenden der Migmatite) eine 20–30 m mächtige Zone, die in einer aplitisches-leukogranitischen Grundmasse schwimmende Schollen von Bänderamphibolit, Biotit-Chloritgneis, Feinkornamphibolit und Tonalit führt. Die eckigen bis rundlichen Schollen zeigen kaum Anschmelzung und keine Aufschmelzungserscheinungen. Diese Zone bildet den Grenzbereich zu einem mittelkörnigen, amphibolführenden Tonalit, der ab Sh. 1950 m 850 m südlich der Stapfenalm gegen S und daher dem Migmatit im Liegenden folgt.

Eine weitere, geringermächtige Schollenzone zeigt sich in einem kleinen Bachgraben ca. 650 m SE der Stapfenalm innerhalb der Migmatite.

Talauswärts Richtung Taxachalm zeigen die Talflanken ebenfalls Schlierenmigmatite bis Augenflasergneis (Tuxer Kern) mit nicht aufgeschmolzenen Biotitgneisen und Biotit-Chloritgneislagen entsprechend dem mittleren Floitental.

*

Im Zusammenhang ergeben sich für das Kartierungsgebiet folgende Schlußfolgerungen:

Insgesamt lassen sich auf Grund der Kartierung eines kleinen Ausschnittes des Zillertaler- und Tuxer-Kernes noch keine generellen und das gesamte Gebiet erfassenden Aussagen über relative Altersbeziehungen zwischen allen Zentralgneisvarietäten machen. In einzelnen Bereichen konnten jedoch Beziehungen zwischen zwei oder mehreren Granitoiden beobachtet werden. Der Granodiorit des Zillertaler Hauptkammes

(Schwarzenstein – III. Hornspitze) bildet offenbar die älteste bis jetzt erfaßte Zentralgneisvarietät des Zillertaler Kernes. In dessen Randbereich sind Granite, Leukogranite und porphyrische Granite eingedrungen, die Lagen des alten Daches (größtenteils den Gesteinen der Greinerformation entsprechend) abgespalten und teilweise aufgeschmolzen haben. Die Kontaktzone zwischen letzteren Granitoiden und altem Dach ist über weite Bereiche als Schlieren-, Bänder- und Schollenmigmatit ausgebildet, wobei die Migmatitbildung nicht unbedingt im Zusammenhang mit Zentralgneisintrusionen gesehen werden muß. Größere Amphibolitkörper aus dem alten Dach wurden dabei nicht aufgeschmolzen und sind aplitisches injiziert (z.B. an der Floitenkees-Gletscherzunge und am Fuß des Greizer Spitze W-Grates). Weiters sind Gesteine des alten Daches in Form von Linsen und Lagen mit teilweiser Anschmelzung auch sehr häufig im „Augen-Flasergneis“ des Tuxer-Kernes angetroffen worden (Floitental – Stillupptal). Jedoch können auf Grund fehlender Untersuchungen noch keine Vergleiche und Aussagen über Zusammenhänge des Augenflasergneises (Tuxer-Kern) zu den Granitoiden des Zillertaler-Kernes gemacht werden.

Blatt 154 Rauris

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 154 Rauris

Von THOMAS STADLMANN, CHRISTIAN STEJSKAL
& PETER NEUMAYR
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die Hauptfragestellung der Aufnahmen auf Blatt 154 bestand in der Klärung der Randbeziehung der Zentralgneise des Sonnblickkernes zu deren paläozoisch/mesozoischen Hüllgesteinen. In Hinblick auf einen geologischen Vergleich entsprechender Abfolgen in den mittleren und östlichen Hohen Tauern zum Sonnblickgebiet wurden meist Profile ausgehend vom Zentralgneiskern durch die Reste des Alten Daches bis ins Mesozoikum der Schieferhülle bearbeitet. Folgende Gebiete wurden dazu ausgewählt: Niedere Scharte – Schareck, Stanzwurten, Fleißtäler, Zirmsee – Hocharn und Krumltal.

Niedere Scharte – Schareck

Als tektonisch tiefste Einheit baut der Zentralgneis des Sonnblickkernes den Alteck NE-Grat bis wenige 100 m sw der Niederen Scharte 2695 m auf. Im Bereich der Niederen Scharte folgt gegen E eine Zone mit Einschaltungen praevariszischer Anteile des Alten Daches in stark deformierten Zentralgneis. Amphibolite und leukokrate, plattige Hellglimmer-Gneise (vergleichbar mit basischen bis sauren Metavulkanitassoziationen der Habachformation in den mittleren Hohen Tauern) und gebänderte Biotit-/Plagioklasgneise (ähnlich der „Alten Gneise“ der Riffdecke) sind mit Zentralgneisanteilen in einen NE-vergenten Faltenbau (b um 315/20) einbezogen.

Weiter gegen NE folgt die „Knappenhauswalze“ (EXNER, 1964), die den Goldberg-Tauernkopf und den Bereich der Fraganter Scharte bis zum Fuß des Herzog-Ernst SW-Grates einnimmt. Am Herzog-Ernst-SW-Grat