

trudiert (z.B. W unterhalb der Scharte zwischen IV. und V. Hornspitze und NW-Wand der V. Hornspitze). Wegen der unterschiedlichen Festigkeit weisen übrigens die sauren Zentralgneisgranitoide regelmäßig in der Umgebung der Dioritkörper eine deutlich stärkere Deformation auf.

Alle Varianten der Zillertal-Venediger Tonalitgruppe, also die tonalitischen ebenso wie die granodioritischen und granitischen Differentiate werden schließlich noch von jüngeren Ganggenerationen scharf und diskordant durchschlagen (hervorragende Aufschlüsse dazu auf den ausgedehnten Gletscherschliffen unterhalb des Schwarzensteinkeeses zwischen Sh. 2500–2700 m). Fünf Generationen von Gängen können bisher unterschieden werden:

- 1) Die älteste Ganggeneration bilden dm bis m mächtige Aplite und Aplitgranite die als Gangfolge der Tonalitgruppe aufzufassen sind.
- 2) Die älteren Aplite der Gruppe 1 werden von feinkörnigen Ganggraniten durchschlagen, die zum Teil charakteristische mm bis cm große Biotitbutzen führen. Solche können sich zum Beispiel auf den oben genannten Gletscherschliffen über 100 m weit verfolgen lassen. Diese bis einige m mächtigen Ganggänge folgen bevorzugt dem regionalen Streichen und nehmen an Häufigkeit und Mächtigkeit gegen den Nordrand der Zentralgneise zu (hier bis zu 10er m mächtig).
- 3) Diese Ganggranite der Gruppe 2 werden wiederum von dm mächtigen Apliten durchschlagen (z.B. Gletscherschliffe südlich der Berliner Hütte).
- 4) Seltener treten intermediäre biotitreiche Ganggesteine auf, die zum Teil feinkörnige Granitgänge als Aufstiegsbahnen benützen (gemischte Gänge!), aber diese auch völlig verdrängen können bis hin zur selbständigen Platznahme im Zentralgneis. Eine solche Intrusion erreicht auf den Gletscherschliffen unterhalb des Schwarzensteinkeeses in ungefähr Sh. 2700 m eine Mächtigkeit von 50 m und intrudiert hier u.a. auch die Biotitbutzen führenden Gänge der Gruppe 2. Nicht selten führen die jungen granitischen und intermediären Gänge der Gruppe 2 und 4 eckige, dm bis m große Tonalitschollen.
- 5) Als jüngste Ganggeneration intrudieren sowohl parallel als auch quer zum Streichen dm bis m mächtige, feinstkörnige Lamprophyre (CHRISTA, 1931; PROSSER, 1975; LAMMERER, 1986). Gute Beispiele dazu finden sich auf den Gletscherschliffen orographisch rechts (Sh. 2600–2700 m) und links (Sh. 2600 m) oberhalb der Schwarzensteinkeeszung und auf den Hornkeesgletscherschliffen E des Roßrugg (Sh. 2500 m).

Bei der Annäherung gegen den nördlichen Randbereich der Zillertaler Zentralgneismasse fallen zunehmend duktile, überwiegend sinistrale Scherzonen auf, die diesen Bereich der Zentralgneise etwa parallel zum regionalen Streichen steil durchsetzen (siehe auch LAMMERER, 1986; BEHRMANN & FRISCH, 1990). Während sich aber innerhalb des Zillertaler Zentralgneiskörpers solche Scherzonen nur vereinzelt und in geringer Mächtigkeit (<1 m) finden, ist die Deformation am nördlichen Randbereich des Zentralgneiskörpers viel stärker. Zwischen Mörchnerkees und Schwarzensteinkees im Bereich des Großen Mörchners setzt in den Zentralgneisen ein mehrere 100 m mächtiger, parallel

zum Streichen verlaufender Scherhorizont an, der sich nach N hin bis in die Greinerserie hinein ausdehnt.

Auf den Gletscherschliffen unterhalb des Mörchnerkeeses bis hinunter zum Karboden (Schaflahner) treten mittelsteil bis steil NNW-fallende und ENE-WSW-gestreckte Feldspat-Augen führende Gneise auf (vgl. PROSSER, 1975; LAMMERER et al., 1976; LAMMERER, 1986). Diese stehen in tektonischem Parallelkontakt zur südlich anschließenden Zillertal-Venediger-Tonalitgruppe und reichen auf jeden Fall mit über 100 m Mächtigkeit nach N bis zum Saurüssel (nördliche Grenze des Kartierungsbereiches). Diese Augengneise sind sehr inhomogen, und es besteht starke Variabilität in der Größe und Verteilung der Feldspat-Augen ebenso wie in ihrer tektonischen Beanspruchung (Bereiche mit völlig idiomorphen, bis 4 cm großen K-Feldspäten stehen stark augig deformierten Bereichen gegenüber).

Im Bereich der Berliner Hütte bildet eine etwa 100 m mächtige Migmatitzone die ENE-WSW verlaufende Grenze zwischen Zentralgneis und Greinerserie. (CHRISTA, 1931; MORTEANI, 1971; LAMMERER et al. 1976; LAMMERER, 1986). Diese wird in der Hauptsache von einem schlierig-nebulitischen Migmatit bzw. Anatexit gebildet, der eine fein- bis mittelkörnige Grundmasse aus Quarz, Feldspat und Biotit aufweist, worin sich auffällige, oft mehrere cm große idiomorphe Kalifeldspäte befinden. Innerhalb des Anatexits gibt es bis über 1m große eckige bis stark gerundete Amphibolitschollen, die intern eine ältere voranatektische Gefügeprägung erkennen lassen. Die Migmatitzone vom Bereich der Berliner Hütte zeigt gegen ENE eine zunehmend alpine Deformationseinengung und keilt zwischen Kastenklamm und Schaflahner aus.

### **Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Zell am Ziller**

VON THOMAS STADLMANN & MICHAEL MAHRLE  
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Sommer 1990 wurden die 1989 begonnenen Aufnahmen im nördlichen Teil des Zillertales Hauptkammes nach Osten fortgesetzt. Als Schwerpunkt wurde die Aufnahme des Stillupptalschlusses vervollständigt und der obere Sundergrund kartiert. Entsprechend der Tätigkeit im Vorjahre stand wieder die Bearbeitung der komplexen Zusammenhänge von Zentralgneisen des Zillertaler Kerns zu den älteren, hochmetamorphen Gneisen bzw. Migmatiten seines nördlichen Randbereiches im Vordergrund.

#### **Stillupptal**

Der Aufnahmsbereich im Stillupptal erstreckte sich von der Eisenklamm im W über das Löfflerkar, Keilbachspitze, Eiskar, Grüne Wandspitze bis zur Kasseler Hütte im NE. Am weitesten im S, am Alpenhauptkamm, wurde der Hauptkörper des Zillertaler Kerns – ein aus Zemmgrund und Floite bekannter mittel- bis grobkörniger Metagranodiorit bis Metatonalit erfaßt. Dieser Intrusionstyp weist in Bezug auf Korngröße, Mineralbestand und Struktur eine über weite Strecken relativ einheitliche Ausbildung auf und stellt im bisher aufgenommenen Gebiet die Hauptvarietät des Zillertaler Kerns dar. Charakteristisch ist der hohe Biotitgehalt und das Fehlen von Hellglimmer in nicht bzw. nur schwach defor-

mierten Bereichen. Kalifeldspat tritt meist als Hauptbestandteil auf und fehlt nur selten gänzlich.

Als weiteres Merkmal führt diese Zentralgneisvarietät dm-große, längliche Biotit-Plagioklas-Gneisschollen. Lokal sind fein- bis mittelkörnige Bi-Amph-Plag-Felse und feinkörnige Biotitamphibolite als Schollen mit bis zu mehreren Metern Durchmesser anzutreffen (z. B. Grat zwischen Löfflerkees und Westl. Stillupkees, Sh. 2630 m, Sh. 2720 m, Grüne Wandspitze NE-Flanke 2680 m).

In den Bi-Amph-Plag-Felsschollen weisen die Plagioklas teilweise idiomorphe Leistenform mit Größen bis 1 cm auf und liegen regellos in der feinkörnigeren Grundmasse aus Biotit, Amphibol und xenomorphem Plagioklas.

Neben den – relativ zum Metagranodiorit/Metatonalit – älteren Gesteinstypen in Schollenform beinhaltet dieser einige jüngere Intrusionsvarietäten, die teils gangförmig (z.B. Leukogranitgänge in der N-Wand der Keilbach- und Kasseler Spitze; Metagranitgänge 100 m N des Keilbachjoches), teils in Form von größeren Intrusionskörpern vorliegen.

Die nördliche Begrenzung des Metagranodiorites/Metatonalites – Hauptintrusivkörper des Zillertaler Kernes – verläuft vom Kleinen Löffler über die Ostbegrenzung des Löfflerkeeses, in etwa 2500 m Seehöhe durchs Eiskar und weiter über die N-Seite der Grünen Wandspitze ins Stangenjoch.

Nördlich schließt sich eine hauptsächlich aus verschiedenen Intrusivgesteinen bestehende „Randzone“ an, die strukturell und aufgrund ihrer intrusiven Zusammenhänge zum Zillertaler Kern zu stellen ist. Diese ist im hintersten Stillupptal senkrecht zum Streichen mehrere 100 m an der Oberfläche aufgeschlossen und trennt die Metagranodiorite/Metatonalite von der Migmatitzone (z.B. am Grat zwischen Löfflerkees und Westl. Stillupkees bzw. in der N-Begrenzung des Östlichen Stillupkees). Vor allem feinkörnige, Biotit und Granat (<1 mm) führende Leukogranite, mittelkörnige Metagranite und Migmatite treten hier auf. Die erwähnten Intrusionsbeziehungen unterschiedlichen Alters von Granitoiden des Zillertaler Kernes innerhalb der Randzone lassen – analog zum Mörchnerkar im Zemmgrund – folgende relative Altersstellung erkennen (vom älteren zum jüngeren): Metagranodiorite/Metatonalite – Metagranite – Leukogranite. Aplitgänge treten sowohl im Gefolge von Metagraniten als auch von Leukograniten auf.

Neben Granitoiden des Zillertaler Kernes sind in dieser Randzone auch Anteile der – relativ älteren – Migmatitzone enthalten: stärker deformierte Augengneise, Bi-Plag-Gneise (meist migmatitisch mit leukokrater Neosom) und untergeordnet Bi-Amphibolite. Schollen von Migmatit und Metagranodiorit/Metatonalit in größeren Migmatitkörpern zeigen in diesem Stockwerk (z.B. 500 m ENE P. 2532 im N-Bereich des Östlichen Stillupkees) ein relativ höheres Alter der Migmatite, wobei die Migmatitisierung (Paläosom: Bi-Plag-Gneis, Neosom: Leukogranitgneis) offenbar schon vor Intrusion der Zillertaler Zentralgneise erfolgt ist. Die Altersstellung der Augengneise innerhalb der Randzone des Zillertaler Kernes ist dagegen aufgrund widersprüchlicher Aufschlüsse nicht eindeutig.

Auf die Randzone des Zillertaler Kernes folgt gegen N eine Migmatitzone, deren Charakter im Stillupptal im wesentlichen den Beobachtungen aus dem Floiental entspricht. Eine scharfe Abgrenzung des Zillertaler Ker-

nes inklusive Randzone gegenüber den älteren Migmatiten ist aufgrund der komplexen Intrusionsverhältnisse naturgemäß nicht möglich.

Innerhalb der Migmatitzone herrschen Schlieren- bis Schollen- und Bändermigmatite vor, deren Paläosom aus Bi-Plag-Gneisen besteht. Das Neosom ist ein leukokrater, Bi-führender feinkörniger Granit bis Granitgneis mit lokal großen, idiomorphen Kalifeldspaten.

Gegenüber dem Floiental, wo mehrere Metabasitkörper in den Migmatiten aufscheinen, sind im Stillupptal nur geringmächtige (bis zu 10 m) Lagen von Bi-Amphibolit, Feinkornamphibolit und Körpern mit Bi-Chl-Amph-Plag-Felsen anzutreffen. Eine Besonderheit stellen mehrere Meter bis über 10 m mächtige, gangförmige Leukogranite dar, die eine Vielfalt an dm-großen, rundlichen „Schollen“ verschiedener Zusammensetzung führen (siehe Aufnahmebericht 1989; vgl. LAMMER, 1986). Die mächtigsten Bereiche dieser Leukogranite mit polymikten Gesteinskomponenten sind in den Gletscherschliffen knapp NW von P. 2532 am NW-Rand des Östl. Stillupkeeses und in den Gfaller Wänden in 1940 m Höhe zu finden.

In den Migmatiten treten an einigen Stellen (z.B. 200 m ESE Kasseler Hütte, in Bereichen der Gfaller Wände z.B. Sh. 1950 m) bis über 10 m mächtige Gesteinszüge auf, die aufgrund ihrer hohen Amphibolanteile als Amphibol-Tonalit bzw. als Biotit-Oligoklas-Amphibolit zu bezeichnen sind. Gegenüber dem Metatonalit des Zillertaler Kernes unterscheiden sie sich wesentlich im mafischen Mineralbestand und durch das Fehlen von Kalifeldspat. Zusammen mit diesem Gesteinstyp treten innerhalb der Migmatitzone häufig Amphibolitlagen geringer Mächtigkeit und der erwähnte Leukogranit mit polymikten Gesteinskomponenten auf.

### Sundergrund

Im östlich ans Stillupptal anschließenden Tal, dem Sundergrund, wurde der hinterste Talschluß von der Kl. Grasleite über Langeben bis zum Roßkar aufgenommen.

In Weiterführung vom Stillupptal zieht sich die N-Grenze des Metagranodiorit/Metatonalites über den P. 2708 m nach E durch die Wandstufe. Sie trennt den oberen Talgrund von der Verebnung des Mösla (Sh. ≈2200 m) und verläuft weiter nach Osten über die N-Seite des Roßkopfes.

Während im Stillupptal eine breite Randzone zwischen Migmatit und Metagranodiorit/Metatonalit aufscheint, ist der Grenzbereich im Sundergrund enger zu ziehen. Im Gegensatz zu den bisher aufgenommenen Talschlüssen treten hier Leuko- und Metagranitkörper – wie sie weiter westlich für die Randzone typisch sind – nur mehr untergeordnet auf und Metabasitkörper fehlen nach derzeitigem Aufnahmezustand gänzlich.

Im Sundergrund zeigt die Migmatitzone allgemein einen höheren Deformationsgrad mit häufig straff ausgeprägter Schieferung gegenüber den Tälern weiter im Westen.

Im Grenzbereich zwischen Metagranodiorit/Metatonalit und Migmatit lassen einige Aufschlüsse (z. B. Bachbereich unterhalb Mösla Sh. 2110 m und Gletscherschlicke 650 m W P. 2215 unterhalb des Grasleitenkees) eindeutige Intrusionsbeziehungen mit Metagranodiorit/Metatonalitgängen in Schlieren- bzw. Lagenmigmatiten erkennen. Stellenweise besitzen die Gänge Saalbänder in Millimeterstärke.

Sowohl im Stillupptal als auch im Sundergrund streichen die Gesteinseinheiten (Zillertaler Kern mit Randzone und Migmatitzone) WSW–ENE mit Fallwerten zwischen 30° und 60° nach SSE. Auffallend sind auch hier größere, sehr steil stehende Störungen – im Verlauf meist parallel zum Streichen – in den Grenzbereichen der geologischen Großeinheiten. Vor allem der N-Rand der Migmatitzone zum Granitgneis („Augenflasergneis“) des Tuxer Kernes weist große Störungen (Lapenscharte, Bereich der Eisenklamm und Bachgraben aus dem Sonntagskar) auf.

Weiters tritt innerhalb des in der Regel nur schwach deformierten Zillertaler Kernes eine ebenfalls parallel zum Streichen verlaufende und etwa saiger stehende Deformationszone mit einer Mächtigkeit von ca. 100 m auf. Sie verläuft im Stillupptal vom Kl. Löffler im W, ca. 400 m N des Frankbachjoches, knapp NE der Kasseler Spitze nach ENE über das Wollbachjoch. Hier zeigt der Metagranodiorit/Metatonalit eine straffe Schieferung, teilweise auch Mylonitisierung.

### **Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Mayrhofen**

Von OTTO THIELE  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Begehungen auf Blatt 150 Mayrhofen dienten auch heuer vor allem wieder der Revision der auf verschiedenen alten topographischen Karten aufgezeichneten Kartierungen von O. SCHMIDEGG und ihrer Übertragung auf die moderne Kartengrundlage. Ergänzende Kartierungen zur Abgrenzung von anstehendem Fels und Schutt mußten im Bereich des Ziller- und Stillupptales ausgeführt werden. Die Neukartierungen betrafen aber hauptsächlich das Verbreitungsgebiet des porphyrischen Granitgneises des Ahornkernes, sodaß keine berichtenswerten wissenschaftlichen Neuergebnisse anfielen.

### **Blatt 153 Großglockner**

#### **Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Quartär des Dorfertales auf Blatt 153 Großglockner**

Von GERHARD POSCHER  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

#### **Allgemeines**

Im Auftrage der Osttiroler Kraftwerksgesellschaft (OKG) wurden 1988 geologische Untersuchungen über Verbreitung, Internbau und Kubatur der Lockergesteinsvorkommen im Dorfertal vorgenommen. Das Arbeitsgebiet erstreckte sich dabei auf den gesamten Talbereich nördlich Kals bzw. nördlich der Daba-Klamm. Neben den Schwemmfächern und Bergsturzmassen der Talbereiche wurden auch Hochkare und Seitentäler in die Untersuchung mit einbezogen.

Nach lithofaziellen Kriterien wurde das Korngrößenpotential sämtlicher Vorkommen aus einer Kombination

von „Fotosieving“ und klassischer Korngrößenanalyse unter Einbeziehung petrographischer Aspekte ermittelt.

Nachfolgend werden einzelne Ergebnisse der quartärgeologischen Aufnahmarbeiten im Bereich der Trogschulter und der Kare kurz dargestellt. Angaben zur Kubatur, Korngrößenverteilung und Petrographie sowie zur Geologie der Talsohle sind dem Gutachten zu entnehmen.

#### **Hintere Ochsenalm, Stotzboden, Vordere Ochsenalm**

Das einzige Grundmoränenvorkommen dieser „unteren Karböden“ liegt westlich des Spinewitrols am hinteren Stotzboden.

Die südlich anschließende großteils aufschlußfreie Fläche (nördlich „sen“ von Ht. Ochsenalm) ist partiell aus umgelagerter Grundmoräne (ss=180/5–7°) aufgebaut und wird in ihrer Gesamtheit als Moränenmaterial kartographisch erfaßt.

Einzelne Reste spätglazialer End- und Ufermoränen charakterisieren das Gebiet des Hinteren Stotzbodens, wobei jedoch nur der dreigliedrige Endmoränenstand westlich des Spinewitrols bzw. nördlich des Grundmoränenareals in morphologischer Geschlossenheit vorliegt.

Randterrassenkörper (Eisrandterrassen) liegen der Trogschulter am Vorderen Stotzboden und bei der Vorderen Ochsenalm auf. Stotzbach und Trajasilbach haben sich bis zu 10 m tief in diese Terrassen eingeschnitten. Die Erosionsleistung des Muntanitzbachs im Randterrassenkörper der Vorderen Ochsenalm beträgt bis zu 30 m. Die Terrassen bestehen aus umgelagertem Moränenmaterial (glazial gekritzte Komponenten petrographisch bedingt ausgesprochen selten), Hang- und Murschutt und sind im Vergleich zu den Schwemmkegeln des Dorfertalbodens auffallend sand- und schluffreicher.

Während die Randterrassen am Vorderen Stotzboden wegen möglicherweise sehr seicht liegendem Felsrelief nur unbedeutende Kubaturen aufweisen, stellt die Randterrasse der Vorderen Ochsenalm das mengenmäßig bedeutsamste Lockersedimentvorkommen der westlichen Trogschulter dar. Weite Bereiche der Ochsenalmen sind von einem großteils aufschlußfreien „Hangschuttmantel“ bedeckt. Teilweise handelt es sich dabei um Reste einstiger Moränenverkleidung. Die Morphologie ist durch vielfältige Beispiele periglazialer Formung (Schuttkriechen, Rasenloben etc.) charakterisiert, das seicht liegende Felsrelief (<10 m Schuttmächtigkeiten) ist oftmals durch Quellhorizonte angezeit.

#### **Laimeskar**

Im Rahmen der Kartierung der Flanken des Stotzbodens wurde dieses Hochkar überblicksmäßig mitbearbeitet. Eine Toteislandschaft prägt weite Abschnitte des Zungenfeldes der Gletscherstände um 1920/1930. Die Lockersedimente dieses Kares bestehen aus enormen Kubaturen blockreicher, schluff- und sandarmer Ufer- und Endmoränen mit zehnermeterhohen Erosionsanrissen. Bedingt durch den klammartigen Abfluß des Laimesbachs über eine Felsschwelle, war dieses Kar im Südteil stets eine ausgezeichnete Sedimentfalle – wahrscheinliche Grundmoränen sind durch Ablationsschuttdecken verhüllt.

Während im Südteil des Kars das Moränenmaterial hauptsächlich Glimmerschiefer, Granatphyllite, Kalk-