

senlagen konform mit jenen der Greinerzone haben, gibt es im Südwesten der Greiner Zone – knapp außerhalb der Blattgrenze von ÖK 149 – eine bemerkenswerte tektonische Großstruktur. Im hinteren Schlegeistal steht in etwa 2220–2240 m SH – zum Teil bedeckt von der linken Seitenmoräne der ehemaligen Gletscherzunge – ein hellgrauer Kalk- und Dolomitmarmor (an, zusammen mit Prasinit. Er lagert offenbar den Gneisen und Metagraniten auf, die den in den letzten Jahrzehnten aper gewordenen Bereich der ehemaligen Gletscherzunge aufbauen. Gegen Westen und Nordwesten hin wird dieser Deckenscheider von Porphyrgnitgneis sowie tonalitisches-dioritischen Gneisen überlagert. Die s-Flächen, die zuerst ein steiles Westfallen zeigen, schwenken – talauswärts fortschreitend – bald in steiles Nordfallen bis schließlich – im nördlichen Teil der „Gewantler“ – in steile bis saigere Stellung mit WSW-Streichen um. Die oft sehr deutlich ausgeprägten B-Achsen zeigen durchwegs steiles Westfallen (260/75° und ähnlich). Nach Luftbild und Schweizerhammer hält das steile Westfallen der Achsen bis in den Kammbereich des Hochstellergrates an, um dann jenseits der österreichischen Grenze erst rasch, dann allmählicher zu dem 21° WSW-Fallen abzuflachen, das laut BEHRMANN & FRISCH im Steinbruch von Stein im Pfitschtal herrscht.

Die Struktur im hinteren Schlegeistal liegt fast genau im Streichen zwischen den Analysenpunkten Stein und Berliner Hütte von BEHRMANN & FRISCH, wurde aber von den beiden Autoren bei ihren Interpretationen nicht berücksichtigt. Es zeigt aber gerade diese Struktur, daß die zur Debatte stehenden Lineationen keinem den Deckenbau durchsetzenden Schervorgang zugeordnet werden können, sondern den (nordvergenten) Deckenstrukturen räumlich folgen und mit ihnen kausal verbunden sind.

Blatt 150 Mayrhofen

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Mayrhofen

Von MICHAEL MAHRLE & THOMAS STADLMANN
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die in den vergangenen Jahren ausgeführte Aufnahmetätigkeit auf Blatt 150 wurde im Sommer 1991 mit ergänzenden Kartierungen im Stillupptal und Sundergrund fortgesetzt. Im Stillupptal wurde der Anschluß zwischen Stillupptalschluß und oberem Sundergrund hergestellt. Im Sundergrund wurde die Aufnahme weiter Richtung Hundskehlgrund fortgesetzt.

Stillupptal (M. MAHRLE)

Im Stillupptal wurde der Bereich zwischen Eurerköpfen – Hintere Stangenspitze und Roßwand–Roßwandkopf begangen, sowie das Gebiet zwischen Stillupp und Sundergrund (Wollbachspitze – Stangenjoch – Hintere Stangenspitze) ergänzend bearbeitet.

Der Gipfel der Wollbachspitze wird von den bis in früheren Aufnahmsberichten beschriebenen Metatonaliten/Metagranodioriten des Zillertaler Kernes aufgebaut, denen teilweise (N-Fuß Wollbachspitze) Biotit-Plagioklas-Gneisschollen eingelagert sind.

Entsprechend den Beobachtungen der Vorjahre schließt sich gegen Norden, im tektonisch höchsten Teil des Zillertaler Kernes, eine über 100 m mächtige Randzone an (siehe Aufnahmsbericht 1990). Im Stangenjoch tritt sie direkt am N-Fuß der Wollbachspitze (Kote 3152 m) auf und ist bis zum Gipfelaufbau (SSE-Seite) der Hintere Stangenspitze aufgeschlossen. Die Randzone verbindet mit einer Reihe von granitischen Intrusionskörpern den Zillertaler Kern mit den nördlich anschließenden Migmatiten. Die Südbegrenzung der Migmatitzone führt von P. 2532 unterhalb des östlichen Stilluppkees über die S-Wand der Hintere Stangenspitze in den oberen Sundergrund.

Im südlichen Sonntagskar stehen die Gesteine der Migmatitzone an. Sie enthält Bänder-, Schlieren- und Schollenmigmatite. Im Bereich westlich der Vorderen Stangenspitze scheinen wieder gangförmige Leukogranite auf (siehe Aufnahmsbericht 1989, 1990).

Sundergrund (T. STADLMANN & M. MAHRLE)

Im Sundergrund konzentrierten sich die Aufnahmen auf den Bereich Roßkopf – Roßkar – Napfspitze bis ins Schönhüttenkar. Der Metagranodiorit/Metatonalit – Hauptintrusivkörper des Zillertaler Kernes – reicht in der Ostseite des obersten Sundergrundes mit seiner Nordgrenze bis in den Raum Mösla P. 2215 – Roßkopf-Nordflanke – Napfspitz-Nordflanke. Eine ausgeprägte Deformationszone verläuft innerhalb des Intrusivkörpers von knapp östlich der Vernässung am Mösla über den Reißkopf-Ostgrat in den Gateinschnitt ca. 150 m nördlich der Napfspitze. Im Südteil des Kares – bis auf Höhe P. 3103 m – treten die für die „Randzone“ des Zillertaler Hauptkörpers charakteristischen sauren Intrusiva auf. Im Nordteil des Roßkars (zwischen Napfspitze und P. 3096) wurden durch den fast vollständigen Gletscherrückgang zahlreiche frische Aufschlußbereiche freigelegt. Der Nordteil des Kares wird von Migmatiten („Migmatitzone“) gebildet.

Da Aufbau und Gesteine der aufgeführten tektonischen Einheiten über weite Strecken keine nennenswerten Variationen aufweisen, wird auf ausführlichere Beschreibungen in früheren Aufnahmsberichten (1989 und 1990) verwiesen.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Zentralgneisen auf Blatt 150 Zell/Ziller

Von ANDREAS SCHERMAIER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Begangen wurden die südliche Talflanke des Oberen Zillergundes, der Bodengrund und die westliche Talhälfte des Unteren Sundergrundes (vgl. AV Karte 1 : 25.000 Nr. 35/2). Dieses Gebiet erschließt einen Abschnitt des nördlichen Randbereichs des Tuxer Zentralgneisastes sowie dessen Grenzbereich zu den nördlich anschließenden Gesteinen der Schönachmulde und ist seit 1972 auch als Teil einer geologischen Karte von P. RAASE im Maßstab 1 : 25.000 erfaßt, die er im Rahmen seiner Dissertation (Universität Kiel) anfertigte (vgl. Aufnahmsberichte 1968 bis 1972, Verh. Geol. B.-A.). Hauptziel der jetzigen Kartierung war die Unterscheidung einzelner Zentralgneistypen und die Aufklärung ihrer relativen Intrusionsfolge. Die Gesteine der Schönachmulde wurden nicht näher untergliedert.

Im Bereich der Zentralgneise wurden folgende Gesteinseinheiten unterschieden:

- Mittelkörnige Tonalite (Tonalitgneise) mit Übergängen zu gröberkörnigen Granodioriten (Granodioritgneise) vom „Typus Venediger“.
- Mittelkörnige Granodiorite und Granite (mittelkörnige Augengneise bis Zweiglimmergneise) vom „Typus Kainzenkar“.
- Grobkörnige Granodiorite und Granite (grobkörnige Augengneise bis Zweiglimmergneise) vom „Typus Roßwandspitze“.
- Kleinkörnige Granodiorite und Granite (kleinkörnige Augengneise) vom „Typus Popbergkar“.
- Gangförmige fein- bis mittelkörnige Aplitgranite und Aplite.

Diese petrographische Gliederung entspricht im wesentlichen jener von RAASE (1972) und erwies sich auch für die jetzige Aufnahme als geeignete Grundlage. Ebenso konnten die meisten Grenzziehungen zwischen den einzelnen Gesteinseinheiten und viele Geländebeobachtungen von RAASE im Prinzip bestätigt werden, wenn sich auch durch den genaueren Maßstab bei der nunmehrigen Aufnahme (1 : 10.000) freilich da und dort Neuerungen ergaben und eine entsprechende Reambulierung der Gesteinsgrenzen erforderlich war.

Um vor allem die vielen granitisch-granodioritischen Varianten möglichst gut unterscheiden und definieren zu können, habe ich zusätzlich zu den allgemein petrographischen Gesteinsnamen von RAASE eine Reihe von Typusbezeichnungen eingeführt (siehe oben). Dies soll auch helfen, bei regionalen Vergleichen mit anderen granitoiden Gneisen des Tauernfensters die größeren Zusammenhänge oder Verwandtschaften aufzuzeigen und andererseits zu vermeiden, daß man z.B. heterogene Gesteinsvorkommen zusammenhängt, wenn sie z.B. nur lokal in der Korngröße oder in der Stärke der Deformation übereinstimmen.

Tonalite (Typus Venediger)

Im kartierten Abschnitt ist das Zentralgneisgebiet vorrangig aus einem etwa 4 km breiten Streifen von mittelkörnigen Metatonaliten bis Tonalitgneisen aufgebaut, welchen man auf dem obersten Abschnitt der Fahrstraße in den Zillergrund zwischen dem Gasthaus „In der Au“ und dem Gasthaus „Bärenbad“ quert, wobei man typisches Belegmaterial leicht erreichbar an Sturzblöcken und Straßenanschnitten studieren kann. Die Tonalite gehen nach Norden kontinuierlich in gröberkörnige Granodiorit(gneise) über. Diese Granodiorite entsprechen dem „porphyrischen Randbereich des nördlichen Tonalitzuges“ bei RAASE (1972). Die schwarz-weiß gesprenkelten Tonalite (durchschnittlicher Modalbestand in Vol.-% – 52 % Plagioklas, 28 % Quarz, 4 % Kalifeldspat, 14 % Biotit, 2 % Rest) führen zahlreiche dunkle, meist entsprechend der alpidischen Deformation fischförmig ausgelängte dioritische Schollen (mafic enclaves, cognate enclaves; vgl. auch SCHINDLMAYR & ARMING, 1991, Jb. Geol. B.-A., 134/3).

In besonders stark tektonisierten Bereichen kommt es durch entsprechende Deformation der schollenführenden Tonalite auch zur Ausbildung von streifigen Gneisen als extremes Umwandlungsprodukt (z.B. Oberer Bodengrund zwischen ca. 2000 und 2100 m Höhe). Die so entstandenen Gneise sind (dunkel)grau bis grünlich, teilweise amphibolitähnlich und dabei sehr hart, teilweise aber auch biotitschieferähnlich. Durch diese Kompetenzunterschiede und wegen der saigeren Lagerung kommt es in

den entsprechenden Felswänden infolge der Verwitterung oft zu mächtigen mauerartig vorspringenden Platten. RAASE (1972) interpretierte solche Bereiche als Wechsellagerung von tonalitischen Gneisen und gestreckten (Riesen)-Schollen von Biotit-Amphiboliten. Nachdem die Gesteine aber ausschließlich in Scherzonen auftreten und von dort weg kontinuierliche Übergänge zu den anschließend weniger deformierten Tonaliten zeigen, möchte ich annehmen, daß hier primär weitgehend einheitliche Tonalite paketweise zu plattigen und streifigen Gneisen oder Schiefen umgearbeitet wurden. Dementsprechend sollte man die Bezeichnung Amphibolite vermeiden und die Gesteine eher als Tonalittektonite bezeichnen.

Bereichsweise ist der Tonalit samt Scholleneinschlüssen aber von der alpidischen Durchbewegung auch weitgehend verschont geblieben und erscheint sogar völlig massig, wie dies z.B. am Blockmaterial im Bachbett unmittelbar südwestlich des Wirtshauses „In der Au“ beobachtet werden kann. Die Menge des dioritischen Materials überwiegt dort stellenweise bei weitem die des Tonalits, und die Dioritschollen erreichen z.T. mehrere Meter Größe. Die nieren-, lappen- und ballenförmigen Kontakterscheinungen der dioritischen Schollen zum helleren Wirtsgestein (Hinweis G. FRASL) gelten als typische Anzeiger für magma-mingling Prozesse (vgl. z.B. EBERZ & NICHOLLS, 1988, Geol. Rdsch., 77), wie sie besonders bei kalkalkalischen I-Typ Plutonen häufig auftreten.

Die Tonalite im Bereich Oberer Zillergrund – Unterer Sundergrund wurden bisher vielfach als ein Teilstück eines viel größeren Tonalitzuges angesehen, der vom Wildgerlostal im Osten durchgehend über etwa 40 km mindestens bis zum Breitlahner im Schlegeistal im Westen reichen soll (vgl. KARL, 1962, Verh. Geol. B.-A.; MORTEANI, 1971, Verh. Geol. B.-A.). Wie die Kartierung gezeigt hat, keilt der Tonalit jedoch im Bereich des Sundergrundes unter dem Kainzenkar und dem Grundschartner nach Westen zu aus (vgl. auch bei RAASE, 1969, 1972; nicht aber bei MORTEANI, 1971). Auch in den nahen Karen des gleich westlich anschließenden Stillupptales konnte der Tonalit bei einer Übersichtsbegehung nicht mehr aufgefunden werden. Erst tiefer unten im Tal (beim Stillupphaus) steht wieder der typische Tonalit an. Bloß die grobkörnige granodioritische Randfazies setzt sich im Gratabereich zum Stillupptal zwischen dem Mugler und dem Wilhelmer in ihrem Streichen kontinuierlich nach Westen fort.

Abgesehen von diesem geschlossenen Verbreitungsgebiet tritt der Tonalit im Bereich des Tuxer Zentralgneisastes auch mehrmals in kleineren isolierten Körpern innerhalb der granodioritisch-granitischen Zentralgneise auf, z.B. auch unmittelbar SW der Kainzenalm. Eine Fortsetzung dieses kleinen Tonalitkörpers nach Westen ins Stillupptal (vgl. MORTEANI, 1971) konnte nicht bestätigt werden, vielmehr keilt die dortige Tonalitlinse nach Westen und Osten zu rasch aus (vgl. RAASE, 1969, A 52).

Jedoch konnte dafür im Bereich der östlichen Talflanke des Stillupptals bei einer gemeinsamen Begehung mit A. SCHINDLMAYR und W. ARMING gleich N des Samerkarjochls (W der Roßwandspitze) ein neues Tonalitvorkommen noch unbekannter Ausdehnung entdeckt werden.

Insgesamt weisen die Tonalitvorkommen des Tuxer Kerns in ihrer ganzen Charakteristik derartig weitgehende Übereinstimmungen mit dem typischen Tonalit des Zillertal-Venedigerkerns auf, daß sie genetisch ohne Bedenken demselben zugeordnet werden können, wie dies schon MORTEANI (1971) und RAASE (1972) aufgrund der modalen Übereinstimmung der Tonalite vorgeschlagen haben.

Meine eigenen geologischen, petrographischen, geochemischen und zirkontypologischen Daten bestätigen eine solche Zusammengehörigkeit ohne Abstrich.

Die granodioritische Randfazies des Tonalitstreifens ist gröberkörnig und beinhaltet tw. cm-große, oft verzwilligte Kalifeldspateinsprenglinge, welche dem Granodiorit oft ein gesprenkeltes, porphyrisches Aussehen bzw. in deformiertem Zustand ein „augengneisartiges“ Gepräge verleihen können. Der völlig kontinuierliche Übergang vom Tonalit zum Rand-Granodiorit gleicht der Situation im Zillertaler Hauptkamm, wo die hornblendeführenden Metatonalite bereichsweise ebenfalls gegen den Plutonrand zu kontinuierlich in „augengneisartige“ porphyrische Biotit-Granodiorite übergehen (gut zu sehen z.B. in den Felsen und im Blockwerk gleich südwestlich des Stilluppkesses; vgl. auch SCHINDLMAYR & ARMING, 1991).

Die Rand-Granodiorite führen seltener dunkle Schollen als der Tonalit. Analysenfrisches Material kann am leichtesten an teilweise hausgroßen Blöcken beiderseits des Fahrweges gleich NW der Sonnseitigalpe (gegenüber der Fahrstraße in den Zillergrund, SE Häusling) studiert werden.

Mittelkörniger Granit/Granodiorit vom Typus Kainzenkar

Unmittelbar nördlich und südlich des Grundschartners treten hauptsächlich große Massen von homogenen, leukokraten mittelkörnigen Granodioriten und Graniten auf (sie entsprechen den mittelkörnig bis körnelig-augigen Meta-Graniten bis Granodioriten bei RAASE (1972) oder der Meta-Granit-Serie A6 bei MORTEANI (1971). Da dieser Zentralgneistyp in seiner typischen Variationsbreite am besten im Bereich des Kainzenkars aufgeschlossen ist (vgl. RAASE, 1972, S. 26) möchte ich ihn mit dem Namen „Typus Kainzenkar“ (nov. nom.) belegen.

Selbst die granodioritischen Varianten vom Typus Kainzenkar führen im allgemeinen mehr Kalifeldspat und Quarz, aber weniger Biotit als die Rand-Granodiorite des Tonalits. Dunkle Scholleneinschlüsse kommen noch viel seltener vor. Je nach Deformationsgrad besitzen diese granodioritischen bis granitischen Zentralgneise ein recht unterschiedliches Aussehen. Neben völlig massigen, regellos körnigen Typen kommen alle Übergänge zu mittelkörnigen Augengneisen und Zweiglimmergneisen vor. Bereichsweise (z.B. Nordwestwand des Mullner) sind auch graduelle Übergänge in grobkörnige Augengneise festzustellen, wie sie auch weiter südlich im Bereich des Hasenkars und der Roßwandspitze (s. u.) auftreten. Im Bereich von Zerrklüften der mittelkörnigen Gneisvarianten tritt verbreitet rauchiger Gangquarz auf.

In massigeren Partien sind z.T. Intrusionskontakte zu Metatonaliten erhalten. Die mittelkörnigen Granodiorite und Granite vom Typus Kainzenkar erweisen sich dabei immer als jünger, da sie von den Tonaliten Schollen übernehmen (vgl. auch RAASE, 1972, S. 26), die allerdings meist unscharf begrenzt sind, sodaß teilweise nur mehr schlierige Tonalitfetzen vorliegen. Schöne derartige Kontakte konnten im Bachschutt bei der Künighütte im Unteren Sundergrund, im Bereich des Hasenkarkopfes (2753 m) WSW der Kainzenalm, im Grenzbereich der Tonalite zu den Granodioriten NW des Mullner und im Bereich des Oberen Rachkars beobachtet werden.

Die unregelmäßig verlaufende Grenzlinie der mittelkörnigen Augengneise vom Typus Kainzenkar zum Tonalit im Bereich des Rachkars deutet offensichtlich den ehemali-

gen Intrusionsrand der Granodiorite an. Dementsprechend sind dort auch weiter im Osten innerhalb der Tonalite noch kleinere, meist schwer abgrenzbare Aufbrüche und Apophysen von Kainzenkargneis auffindbar. Der südliche Ast der Gneise vom Typus Kainzenkar setzt sich weiter nach Osten in den Hundskehlgrund fort, wo RAITH (1971, Verh. Geol. B.-A.) diese granitoiden Gneise als Muskovit-Epidot-Biotit-Gneise kartierte. Noch weiter im Osten mündet der Kainzenkargneis schließlich im bis dato noch nicht näher untergliederten Komplex der „Augen- und Flasergneise“ sensu F. KARL & O. SCHMIDEGG (vgl. Geologische Spezialkarte 1 : 50.000, Blatt 151 Krimml).

Grobkörniger Granit/Granodiorit vom Typus Roßwandspitze

An seiner Südbegrenzung geht der Kainzenkargneis völlig kontinuierlich in grobkörnige Augengneise über (Helle Augen- und Flasergranitgneise bei RAASE, 1972, Homogene Augen- und Flasergneis-Serie A4 bei MORTEANI, 1971). Dieser Übergang ist besonders gut an Gletscherschliffplatten ganz im Süden des Kainzenkarkesses zu studieren. Der Gipfelaufbau der Roßwandspitze erschließt die groben Augengneise in ihrer typischen Ausbildung (vgl. nov. nom.). Die leukokraten, groben Augengneise entsprechen im Bereich des kartierten Gebietes am besten der klassischen Definition der „Augen- und Flasergneise“ (vgl. KARL, 1959, Jb. Geol. B.-A., 102, S. 10ff./S. 82 ff.). Sie entsprechen auch ganz den Augen- und Flasergneisen beim Grünen Wand Haus im Stillupptal (vgl. MORTEANI, 1966, Verh. Geol. B.-A.).

Obwohl bei diesem groben Zentralgneistyp gegenüber dem Tonalit bislang keine Intrusionskontakte gefunden wurden, ist aufgrund der vorhandenen kontinuierlichen Übergänge zum Kainzenkargneis zu schließen, daß diese groben Augengneise ebenfalls jünger sind als die Tonalite (vgl. RAASE, 1972).

Granit/Granodiorit vom Typus Popbergkar

Ganz am Nordrand des Tuxer Zentralgneisastes tritt schließlich ein etwa 1 km breiter Streifen von hellen feinkörnigen Granodiorit- und Granitgneisen (feinkörnige Meta-Granite-Granodiorite bei RAASE, 1972, feinkörnige helle Granit-Granodioritgneis-Serie A7 bei MORTEANI, 1971) auf. In ihrer gesamten Variationsbreite sind diese feinkörnigen Granodiorite am besten im Popbergkar (Stillupptal), das gleich westlich des heurigen Kartierungsgebietes liegt, aufgeschlossen. Es wird deshalb vorgeschlagen, sie unter dem Namen „Typus Popbergkar“ (nov. nom.) zu führen.

Ein verbreitetes Charakteristikum dieses Zentralgneistyps sind cm- bis dm-große rundliche bis langgestreckte Einschlüsse von hellglimmerreichen Flecken und Butzen, welche teilweise von einem schmalen hellen Randsaum umgeben sind. Auch glimmerreiche Schlieren sind häufig zu beobachten. In stärker deformierten Bereichen sind die Gneise von zahlreichen glimmerreichen Scherzonen durchzogen. Viel häufiger als in den anderen Zentralgneistypen treten überdies cm- bis dm-mächtige Pegmatite auf, die ungewöhnlich oft rauchigen Quarz führen.

Im Bereich des Zillergrunds sind diese hellen, feinkörnigen Granodiorite am besten W der Lokalität „Schneiderställe“ zugänglich (steinbruchartiger Abbau von Bergsturzmaterial).

Gangförmige Intrusionen der feinkörnigen Granodiorite/Granite in die südlich anschließenden Rand-Granodiorite des Tonalits belegen, daß dieser Zentralgneistyp jünger ist als der Tonalit. Dies widerspricht der Annahme von RAASE (1972, S. 28), wonach die feinkörnigen granodiori-

tischen und granitischen Zentralgneise älter als die Tonalite wären.

Die feinkörnigen Granodiorite und Granite wurden geochemisch jüngst als S-Typ-Granite klassifiziert und aufgrund zirkontypologischer Untersuchungen mit dem Zentralgneis des Granatspitzkerns im mittleren Tauernfenster parallelisiert (vgl. WINKLER et al., 1990). Aufgrund der eigenen Untersuchungen kann ich aber sagen, daß sich besonders die Geochemie des Popbergkargneises deutlich von der des Granatspitzkerns unterscheidet. Während der Granatspitzkern aufgrund seiner hohen molaren $Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O$ -Verhältnisse sowie seiner Spurenelementchemie als S-Typ-Granit zu klassifizieren ist (vgl. FINGER & STEYER, 1988, *Geodinamica Acta*, **2/2**), weist die Spurenelementchemie (niedrige Gehalte an Rb, erhöhte Gehalte an Sr und Ba) den Zentralgneis vom Typus Popbergkar eher als I-Typ-Granit aus.

Nach MORTEANI (1971) keilen die feinkörnigen Granodiorite und Granite im Bereich des Zemmgrundes nach Westen zu aus. Den Beschreibungen von FRANZ et al. (1986, *TMPM*, **35**) zufolge, dürfte ein vergleichbarer Zentralgneistyp aber weiter im Westen im Bereich des Tuxer Hauptkamms beim Schrammacher S des Oplerers wieder zu Tage treten. Die ebenfalls dort auftretenden cm-großen Hellglimmerbutzen werden allerdings von FRANZ et al. (1986) als Pseudomorphosen nach Cordierit interpretiert, wobei in der betreffenden Paragenese auch Beryll als alpidische Mineralneubildung vorkommen kann.

Fein- bis mittelkörnige Aplitgranite

Im Bereich aller beschriebenen Zentralgneistypen treten immer wieder diskordante fein- bis mittelkörnige (aplit)granitische Intrusionen recht unterschiedlicher Charakteristik auf. Inwieweit manche dieser gangförmigen leukokraten Intrusiva tatsächlich mit dem besonders im östlichen Teil des Tuxer Kerns verbreitet auftretenden Aplitgranit vom „Typus Reichenspitz“ zu vergleichen sind (vgl. KARL, 1961, SCHMIDEGG, 1961; MORTEANI, 1971; RAITH, 1971, RAASE 1972, alle *Verh. Geol. B.-A.*), ist auf makroskopischer Basis, also für den kartierenden Geologen, nicht zu entscheiden. Die Zuordnung der allerjüngsten leukokraten granitoiden Intrusionen innerhalb der Zentralgneise wäre – wenn überhaupt – am ehesten mit Hilfe geochemischer und/oder zirkontypologischer Kriterien möglich (vgl. SCHERMAIER, 1992, *Diss. Salzburg*).

Tektonik

Die Schieferungsflächen der verschiedenen Gesteinseinheiten im kartierten Bereich sind meist nahezu saiger gelagert und streichen einheitlich WSW–ENE. Die Streikungslineare tauchen generell mit 20 bis 30° flach nach WSW ab. Nur im Grenzbereich zur Schönachmulde (Lahnkar, Bodengrund) pendeln die Achsen stellenweise um die Horizontale. An den Grenzen der einzelnen Zentralgneistypen treten bevorzugt ausgeprägte Scherzonen auf, die teilweise weit über 100 Meter mächtig sind (z.B. im Bereich der Kamper im Bodengrund NE des Wilhelmer).

Auch die Grenze der Tuxer Zentralgneismasse zu den Gesteinen der Schönachmulde (vgl. KUPKA, 1953; RAASE, 1972; THIELE, 1974) ist durch eine mehrere 10er Meter mächtige, praktisch saigere Scherzone charakterisiert. Im nördlichen Lahnkar (W Bodengrund) wird diese Grenzzone durch einen mehrere Meter mächtigen weißen, weit hin sichtbaren „Quarzit“härtling (ähnlich manchen „Pfahlquarz“vorkommen im Bayrischen Wald) markiert. Im Randbereich zu den Gesteinen der Schönachmulde ist

der Zentralgneis stark zerschert, wobei die Aplite straff eingeschichtet sind. Die Grenze zwischen den hellen, härteren Zentralgneisen und den dunkleren, oft in rotbraun-gelben Farben verwitternden und im allgemeinen weicheren Gesteinen der Schönachmulde ist im Gelände meist schon von der Ferne deutlich erkennbar. Während im Bereich der Schönachmulde im Westen (Trenkner) vor allem verschiedene z.T. granatführende Glimmerschiefer dominieren, treten gegen Osten hin vermehrt saure tuffitische Gneise in Form von grünlich-weißen Muskovitquarzen, Serizit- und Quarzphylliten auf (gut aufgeschlossen z.B. in der Blirschklamm, oberhalb der Straße 1,5 km SE Häusling).

Zur regionalen Intrusionsfolge der Zentralgneise

Zunächst ist festzuhalten, daß sich im hiesigen Aufnahmsgebiet die hellen Granodiorite und Granite allesamt als jünger erwiesen haben als die Tonalite und deren co-genetische granodioritische Randfazies. Demnach kann die immer wieder vertretene Auffassung nicht bestätigt werden, wonach die sogenannten „Augen- und Flasergneise“ (KARL, 1959) – also die Hauptmasse der hellen Anteile des Tuxer Zentralgneiskerns – älter wären als die Tonalite (KARL, 1959, 1960, *Geol. Rundschau*, **50**, 1966, *TMPM*, **11**; SCHMIDEGG, 1961, *Verh. Geol. B.-A.*).

Die mir vorliegenden geochemischen und zirkontypologischen Daten sprechen vielmehr dafür, daß die meisten dieser hellen Gneise des Tuxer Zentralgneisastes lediglich höher differenzierte Glieder der tonalitisches-granodioritischen Zillertal-Venediger Zentralgneisgruppe sind, also auf eine höher evolvierte kalkalkalische I-Typ-Granitoid-Reihe zurückgehen.

Obwohl sich die Bezeichnung „Augen- und Flasergneise“ (KARL, 1959) zwar seit langem in der Fachliteratur etabliert hat, erweist sich dieser Sammelbegriff im Hinblick auf eine moderne magmengenetische Gliederung der Zentralgneise als unzureichend und sollte deshalb nicht mehr verwendet werden. Denn, wie eine Reihe von Arbeiten gezeigt hat (z.B. MORTEANI, 1971; RAASE, 1972; WINKLER et al., 1990, *Vortragskurzfassung TSK III*; FINGER et al., 1992, in: *Pre-mesozoic Geology in the Alps*, Springer Verlag), umfassen die „Augen- und Flasergneise“ des westlichen Tauernfensters ein breites Spektrum verschiedener leukokrater Zentralgneistypen mit unterschiedlicher textueller, modaler, geochemischer und zirkontypologischer Charakteristik, die auf mehrere genetisch unterschiedliche Granitgenerationen zurückzuführen sind.

Der feinkörnige Augengneis vom Typus Popbergkar ist aufgrund seiner Geochemie ebenfalls als höher fraktionierter kalkalkalischer I-Typ zu klassifizieren. Ebenso spricht das relativ jüngere Intrusionsalter gegenüber dem Tonalit sowie der weitaus überwiegende granodioritische Anteil dafür, diesen Zentralgneistyp der tonalitisches-granodioritischen Intrusionssequenz im Tauernbereich (vgl. FINGER et al., 1992) zuzuordnen. Er ist somit auch jünger als die Gruppe der kalibetonen oft biotitreichen monzonitisch-granitischen Zentralgneise, die sich (wie z.B. der Hochweißfeldgneis beim Ostende des Venedigertonalits) ganz am Anfang der Zentralgneisentwicklung schon vor der Intrusion der tonalitisches-granodioritischen Magmen vermutlich im Zuge einer weiträumigen Krustenana-texis gebildet haben (SCHERMAIER, 1991, *Jb. Geol. B.-A.*, **134/2**; FINGER et al., 1992). Dazu paßt auch die Beobachtung, daß die feinkörnigen Granodiorite und Granite im Bereich des Popbergkars (Stillupptal) des öfteren einen älteren biotitreichen Zentralgneistyp mit cm-großen idiomorphen Kalifeldspateinsprenglingen diskordant intru-

dieren (z.B. Blockwerk W Popbergspitze in 2400 m Höhe).

Abgesehen von diesem eher isolierten Vorkommen konnten aber Vertreter jener älteren Zentralgneisgruppe, die in Form grober biotitreicher Augengneise auch ganz im Westen des Tuxer Kerns weite Verbreitung besitzt, im Aufnahmegebiet nicht festgestellt werden.

Neben den genannten höher fraktionierten I-Typ-Granitoiden gibt es da aber noch eine jüngere Generation von sehr hellen Graniten mit eigenständiger Magmenabkunft (A-Typ-Granite, FINGER et al., 1992). Zu dieser Gruppe sind vermutlich die Granite des Typs Reichenspitz (KARL, 1961) zu zählen, die im Bereich des östlichen Tuxer Kerns immer wieder Erwähnung finden (vgl. MORTEANI, 1971; RAITH, 1971; RAASE, 1972). Im hiesigen Aufnahmegebiet kommt diesen „A-Graniten“ allerdings keine besondere Bedeutung zu, lediglich einige der gangförmigen Aplit-(granit)e (s.o.) könnten hier einzureihen sein.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen (strukturgeologische Untersuchungen) auf Blatt 150 Mayrhofen

Von HANS PETER STEYRER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmearbeiten umfaßten strukturgeologische Detailstudien und waren einerseits auf Grenzbereiche zwischen den großen Orthogneiskörpern in der Südhälfte des Kartenblattes (südlicher Grenzbereich der Schönachmulde zu Metatonaliten bis Tonalitgneisen sowie Augen- und Flasergneisen des Tuxer Massivs) gerichtet, andererseits auch auf Spuren von Deformationen im Inneren der Gneiskörper.

Ziel der Untersuchungen war, in einigen Aspekten die Geometrie der Verformung der Orthogneiskörper und ihrer Grenzen zu erfassen.

Wenn auch km-große Anteile in den Gesteinskörpern auftreten, die kaum oder wenig Spuren von Beanspruchung zeigen, so ist doch die (alpine, s.u.) Deformation grundsätzlich penetrativ und sowohl die Orthogneise als auch die zahlreichen Gänge zeigen fast durchwegs eine Regelung, also Schieferung sowie Auslängung von Mineralen und Mineralaggregaten.

Deformation der Tonalite im Bereich oberer Zillergrund – Unterer Sundergrund (Rachkar – Gaulkar – Aukar)

Die Tonalite sind Teil eines durchschnittlich 2 km mächtigen Körpers (vergl. Aufnahmebericht SCHERMAIER), der etwa in der Blattmitte von WSW Richtung ENE streicht. Die Schieferung in den Metatonaliten fällt im Bereich zwischen Rachkar, Gaulkar und Aukar steil nach S bis SSE ein, Streckungslineare auf den s-Flächen tauchen flach nach W bis WSW ab. Insbesondere auf Gletscherschliffen im Talboden des hinteren Zillertales und in den Karen sind somit ideale Voraussetzungen für kinematische Studien gegeben, da einerseits die Aufschlüsse kontinuierliche Beobachtungen zulassen und die (sub)horizontalen Anschnitte einen xz-Schnitt der finiten Deformation darstellen, in dem insbesondere allfällige Scherbewegungen beobachtet und interpretiert werden können.

In den Metatonaliten ist die Deformation in Bereichen duktiler Verformung konzentriert. Diese Scherzonen sind überwiegend parallel zu den lithologischen Grenzen, d.h. sie streichen WSW–ENE. Sie sind oft nur geringmächtig

(dm- bis m-Bereich), können aber auch bis zu 200 m mächtige, oft einige km verfolgbare und kartierbare Zonen intensiver Verformung sein, verursacht durch duktilen Verhalten der Gesteine innerhalb der Scherzone, während außerhalb derselben die Gesteine wenig Spuren von Beanspruchung zeigen. Infolge des hohen Anteils oblater Deformation lassen sich Scherkriterien nicht immer mit Sicherheit anwenden, doch ist für die im westlichen Tauernfenster weitverbreitete WSW–ENE-streichende Schar von Scherzonen meist sinistraler Versatz beobachtet worden. Eine dieser mächtigen Scherzonen ist auch im Untersuchungsgebiet aufgeschlossen und streicht vom Rachkar Richtung ENE in das Aukar.

Quer über die zahlreichen kleineren, ebenfalls um WSW–ENE-Streichrichtungen pendelnden duktilen Scherzonen ist der Bewegungsverlauf kontinuierlich zu verfolgen und ergibt überraschend oft dextralen Schersinn. An manchen Stellen gehen die Scherzonen in Störungen über, aber diese haben meist mineralogische und strukturelle Eigenschaften, die auf eine spätere und niedriger temperierte Bildung gegenüber der Hauptformung der Scherzonen schließen lassen.

Für den Tonalit(gneis) sind weiters die zahlreichen dunklen Dioritschollen von dm- bis m-Größe charakteristisch. Die Kontakte zwischen Tonalit und den eingeschlossenen Dioritschollen sind scharf, aber die Schollen sind in verschiedenem Ausmaß duktil deformiert. Die Deformation ist überwiegend oblat, teilweise prolat mit etwa WSW–ENE-gerichteter (sub)horizontaler x-Achse.

Während der Intrusion von Aplitgranit- und vereinzelt Pegmatitgängen verhielt sich der Tonalit bereits spröde, wie aus den meist scharfen und gut zusammenpassenden Gangbegrenzungen abzuleiten ist. Die Schwächezonen, Scherflächen und Kluftsysteme, die schon bei der Intrusion der Gänge benützt worden waren, wurden auch bei späteren Scherbewegungen bevorzugt, und das führt mit auffälliger Regelmäßigkeit zu Bewegungen (sub)parallel zu den mehr oder weniger gut eingeschichteten Gängen. Die Bewegungen beginnen im duktilen Bereich – abzuleiten aus dem sigmoidalen Einbiegen von s-Flächen – und sie halten teilweise bis in den spröde-duktilen Bereich an, wie an en-echelon Quarzadern zu erkennen ist, die ebenso wie die duktile Deformation wieder überwiegend dextralen Blattverschiebungen zuzuordnen sind. Wesentliches Argument für alpines Alter der regionalen Hauptdeformation ist die steilstehende, etwa WSW–ENE-streichende Schieferung, die z.B. in den Greinerschiefern die reliktschen, prä-alpinen Gefüge überprägt (BEHRMANN & FRISCH, 1990) und die auch noch die jüngsten aplitischen und pegmatitischen Gänge erfaßt und sich bis ins Mesozoikum der jüngeren Schieferhülle im nördlichen Blattbereich weitgehend lagekonstant verfolgen läßt.

Deformation im Grenzbereich Schönachmulde – Tuxer Zentralgneiskern

Die Gesteine der Schönachmulde sind im Zillertal (N der Blireschenklamm) helle, quarzreiche, lagige Feinkorn-Orthogneise (vereinzelt mit dunkleren Schöllchen im cm-Bereich), deren Ausgangsmaterial nach Vergleichen mit entsprechenden Gesteinen der Habachformation am ehesten rhyolitische Tuffe mit etwas basischeren vulkanoklastischen Einstreuungen gewesen sind. Die steilstehende Schieferung der Gesteine streicht um E–W, auf den s-Flächen ist eine flach W-tauchende Lineation (Muscovit, Biotit, Chlorit) ausgebildet.

Die Gneisedukte wurden häufig von geringmächtigen Aplitgranitgängen durchschlagen. Bei den späteren De-