

GLIEDERUNG DER ZENTRALGNEISE

IM MITTLEREN UND WESTLICHEN TAUERNFENSTER

Geologie - Petrographie - Zirkontypologie - Geochemie

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
an der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Salzburg



eingereicht von

Mag. ANDREAS SCHERMAIER

Salzburg, im Juni 1993



Inhalt

Dank	5
Zusammenfassung	6
1. Zentralgneisforschung im Wandel der Zeit.....	7
2. Ein neues Gliederungsprinzip der Zentralgneise im mittleren und westlichen Tauernfenster	10
2.1. Theoretische und methodische Grundlagen.....	10
2.2. Synopsis	11
3. Die Gruppe der älteren kalibetonten I-Typ und S-Typ Zentralgneise	12
3.1. Der Granatspitzgneis	13
3.1.1. Petrographie	15
3.1.2. Zirkontypologie	16
3.1.3. Geochemie	19
3.1.4. Vergleich mit fraglichen Äquivalenten des Granatspitzgneises im mittleren und westlichen Tauernfenster.....	20
3.2. Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:10000 vom Talschluß des Krimmler Achentales	22
3.2.1. Zur regionalen Intrusionsfolge der Zentralgneise.....	22
3.2.2. Diskussion der bisherigen geologischen Arbeiten im Hinteren Krimmler Achental	28
3.3. Die Krimmler Augengneise	30
3.3.1. Petrographie	30
3.3.2. Zirkontypologie	33
3.3.3. Geochemie	36
3.4. Der Ahorn-Porphyrgneis.....	37
3.4.1. Petrographie	39
3.4.2. Zirkontypologie	41
3.5. Die Valsertal-Porphyrgneise.....	44
3.5.1. Der Metagranit der Nördlichen Gfrorenen Wand	46
3.5.2. Petrographie	47
3.5.3. Zirkontypologie	49
3.6. Der Grießscharten-Porphyrgneis.....	52
3.6.1. Petrographie	54
3.6.2. Zirkontypologie	56
3.7. Zur Geochemie der biotitreichen Porphyrgneise vom Typus Ahornkern, Valsertal und Grießscharte	59
3.8. Der Knappenwand-Porphyrgneis	60
3.8.1. Petrographie	62
3.8.2. Zirkontypologie	64
3.8.3. Geochemie	66
3.9. Der Knorrkogel-Porphyrgneis	68
3.9.1. Petrographie	71
3.9.2. Zirkontypologie	72
3.9.3. Geochemie	74
3.10. Der Hochweißentfeldgneis.....	76
3.10.1. Petrographie	79
3.10.2. Zirkontypologie	81
3.10.3. Geochemie	84

4. Die kalkalkalische Suite der Zentralgneise des Zillertal/Venediger und Tuxer Kerns	85
4.1. Erläuterungen zur geologischen Karte 1:25.000	
Oberer Zillergrund - Bodengrund - Unterer Sundergrund.....	86
4.1.1. Tonalite und Granodiorite vom Typus Venediger und deren Gneise...	87
4.1.2. Mittelkörniger Granodiorit/Granitgneis vom Typus Kainzenkar.....	93
4.1.3. Grobkörniger Granodiorit/Granitgneis vom Typus Roßwandspitze.....	97
4.1.4. Kleinkörniger Granodiorit/Granitgneis vom Typus Popbergkar	99
4.1.5. Fein- bis mittelkörnige Aplitgranite, Lamprophyre.....	101
4.1.6. Tektonik	102
4.1.7. Zur regionalen Intrusionsfolge der Zentralgneise	102
4.2. Die kalkalkalischen Zentralgneise des Zillertal Venediger Kerns.....	104
4.2.1. Petrographie.....	105
4.2.2. Die tonalitischen Gneise sensu KARL 1959.....	107
4.2.3. Zirkontypologie.....	108
4.2.4. Einige Bemerkungen zu den "mafic enclaves" der kalkalkalischen Suite des Zillertal-Venediger und Tuxer Kerns	112
4.3. Zum Begriff "Augen- und Flasergneise" (sensu KARL 1959).....	115
4.4. Die kalkalkalischen Zentralgneise des Tuxer Kerns.....	118
4.4.1. Petrographie.....	118
4.4.2. Zirkontypologie.....	120
4.5. Zur Geochemie der kalkalkalischen Zentralgneise des Zillertal-Venediger und Tuxer Kerns	123
5. Die A-Typ Zentralgneise.....	124
5.1. Der Reichenspitzgranit(gneis)	125
5.1.1. Petrographie.....	126
5.2. Der Felbertauern Augengneis	129
5.2.1. Petrographie.....	130
5.3. Der Zentralgneis der Nördlichen Sulzbachzunge (Nördl. Randbereich) und der Habachzunge (Östlicher Teil)	131
5.3.1. Petrographie.....	131
5.4. Die Zirkontypologie der Zentralgneise mit A-Typ Charakter	132
5.4.1. Zentralgneis vom Typus Reichenspitz.....	134
5.4.2. Felbertauern Augengneis.....	136
5.4.3. Zentralgneis der Nördlichen Sulzbachzunge.....	136
5.5. Zur Geochemie der A-Typ Zentralgneise	138
6. Die modale Zusammensetzung der Zentralgneise - Zusammenschau	139
7. Die zirkontypologische Charakteristik der Zentralgneise - Zusammenschau	143
7.1. Gruppe der älteren kali- und biotitreichen Zentralgneise.....	147
7.2. Kalkalkalischen Suite der Zentralgneise des Zillertal-Venediger und Tuxer Kerns	149
7.3. Gruppe der A-Typ Zentralgneise	150
8. Zur Geochemie der Zentralgneise - Übersicht	151
9. Conclusio	161
10. Literatur.....	164
11. Methodik	172
12. Probenliste	173
Lebenslauf	175



Dank

Mein herzlicher Dank für die umfassende Betreuung dieser Arbeit und viele anregende und weiterführende Diskussionen und Hinweise gilt vor allem meinem sehr verehrten Lehrer und "Doktorvater" Prof. Dr. G. Frasl.

Einen ebenso lehrreichen Beitrag zu dieser Arbeit leistete auch Univ. Doz. Dr. Fritz Finger, dem ich neben den vielen fachlichen Ratschlägen auch sonst für die kollegiale wissenschaftliche Zusammenarbeit während der gemeinsamen Forschungsjahre in Salzburg herzlich danke.

Für etliche fachliche Diskussionen und die Reinzeichnung der geologischen Karten und mehrerer Diagramme danke ich auch Herrn Dr. H.P. Steyrer.

Weiters danke ich Herrn Prof Dr. Köhler vom min.-petr. Inst. der Univ. München, der dort für mehrere Tage die Benützung des Naßrütteltisches zur Schwermineraltrennung ermöglichte. Für die diesbezügliche Einschulung danke ich den Herren Dr. P. Tondar und Dr. A. Neumayr.

Herr Dr. Spiegel und Prof. Dr. Morteani vom Inst. für angewandte Mineralogie und Geochemie der TU München ermöglichten in dankenswerter Weise die Durchführung von 30 RF-Analysen.

Sehr herzlich danke ich dem Vorstand des mineralog. Instituts, Prof. Amthauer, der bereitwillig die Institutseinrichtungen zur Verfügung stellte. In diesem Zusammenhang danke ich auch Frau Prof. Kirchner für die Benützung des Photo-Mikroskops.

Einige Zirkon-Konzentrate wurden auch mittels Flotation gewonnen. Für die diesbezügliche Einschulung am Inst. für Mineralogie danke ich Herrn Prof. Dr. P. Ney.

Unzählige gemeinsame Diskussionen und Hilfeleistungen verbinden mich besonders mit meinen Kollegen und Freunden Mag. Bruno Haunschmid und Andreas Schindlmayr, wofür ich ihnen ganz herzlich danke.

Einen wichtigen Anteil an dieser Arbeit hat auch Frau Mag. Ulli Weißenbacher, die mich häufig im Gelände begleitete und mir während der ganzen Arbeit oftmals auch durch ihr geologisches Verständnis weiterhalf. Für die mehrmalige Begleitung im Gelände danke ich auch meiner Schwester Gabi, meinem Bruder Matthias sowie nicht zuletzt meinem Freund Gernot.

Mein inniger Dank gilt schließlich auch meinen Eltern, die mich während des ganzen Studiums immer großzügig unterstützt haben.

Zusammenfassung

Die Zentralgneise des mittleren und westlichen Tauernfensters können aufgrund geologischer, petrographischer und geochemischer Kriterien in drei Großgruppen von Granitoiden eingeteilt werden:

Eine erste Gruppe umfaßt kalireiche Granitoide mit oft monzonitischer Tendenz. Sie entstanden im Zuge großräumiger Krustenana-taxis am Ende des Unterkarbons.

Die Hauptmasse der Zentralgneise geht auf kalkalkalische I-Typ Granitoide zurück (vorw. Tonalite und Granodiorite), die im Oberkarbon als Hochplutone intrudierten.

Vermutlich im Perm drangen schließlich noch einige saure Granite mit A-Typ Charakteristik auf.

Die festgestellte Intrusionsfolge ist granittypologisch und zeitlich gut mit anderen Batholithbildungen an der Südflanke des Variszikums zu vergleichen (z.B. Südböhmischer Batholith, Aar-Massiv, Korsika, Sardinien).

1. ZENTRALGNEISFORSCHUNG IM WANDEL DER ZEIT

Die Zentralgneise ("Centralgranite" bei WEINSCHENK 1903), also jene großen Massen von granitoiden Gneisen im Bereich der Hohen Tauern und Zillertaler Alpen, wurden (wie wir heute wissen) während der variszischen Gebirgsbildungsphase vor rund 300 Millionen Jahren als granitische Gesteinsmassen gebildet, später dann während der Auffaltung der Alpen metamorph verändert und treten heute in den tiefsten tektonischen Einheiten der Ostalpen wieder zu Tage. Seit der Entdeckung des Tauernfensters durch TERMIER im Jahre 1903 nehmen die Zentralgneise bei der geologischen Erforschung und Diskussion des Ostalpenbereichs breiten Raum ein.

Im Folgenden werden aus der reichen Zentralgneisliteratur bloß einige wesentliche Beiträge zur Erforschung der Zentralgneise kurz skizziert, wobei ich vor allem auf die Forschungsergebnisse aus dem Bereich des westlichen und mittleren Tauernfensters etwas näher eingehen möchte.

Unter allen wissenschaftlichen Beiträgen war von Anfang an besonders die Alterseinstufung der Zentralgneise als "Kardinalfrage der Ostalpengeologie" (KARL 1960) heftig umstritten. Sollte man die Zentralgranitgneise der Tauern den in Mitteleuropa weit verbreiteten variszischen Graniten zuordnen oder konnte man sie nicht auch als Äquivalente der periadriatischen alpidischen Granite deuten? Oder waren in den Tauern sogar Granite beider Gebirgsbildungsphasen zu finden?

Während namhafte Geologen (z.B. P. TERMIER, L. KOBER, R. STAUB) aufgrund tektonischer Überlegungen ein voralpidisches Alter der Zentralgneise befürworteten, wurde von den petrographisch orientierten Bearbeitern (z.B. F. ANGEL, F. HERITSCH, LEITMEIER 1940, 1942, 1950; Ch. EXNER bis 1957) ein alpidisches (bes. tertiäres) Bildungsalter gefordert. Die zuerst von SALOMON (1899) und später von SANDER (1921) geäußerte Möglichkeit verschieden alter Zentralgneise, also variszisch und alpidisch gebildeter Granite im Tauernbereich, setzte sich als Standpunkt in der Altersdiskussion nur zögernd durch (H.P. CORNELIUS 1940, G. FRASL 1954, 1957; H. LEITMEIER 1955, 1956), wurde schließlich aber besonders durch F. KARL (1953-1969) zur entscheidenden Doktrin erhoben und stand damals im Mittelpunkt der Zentralgneisdiskussionen.

Und zwar folgerte F.KARL aufgrund von Dünnschliff- und Feldbeobachtungen, daß die Tonalite und Tonalitgneise des Zillertaler und Venedigerbereichs, aber auch diejenigen im östlichen Tauernfenster, ...*"während der letzten im Tauernbereich wirksamen tektonischen Phase gebildet wurden"*..., also in alpidischer Zeit. Als besonders gewichtiges Argument für einen alpidischen Magmatismus im Tauernfenster wertete KARL vor allem die gute petrographische Übereinstimmung der Tauerntonalite mit periadriatischen Tonaliten (bes. Adamello), deren alpidisches Alter aufgrund geologischer Befunde unumstritten war. In Anbetracht der verblüffenden Ähnlichkeit der Mineralausbildung der Plagioklase, Biotite und Hornblenden sowie der übereinstimmenden Gesamtgesteinschemie und der räumlichen Nahebeziehung der Tonalitvorkommen (z.B. Rieserferner Massiv) war ein derartiger Analogieschluß auch nicht von der Hand zu weisen, ja sogar durchaus naheliegend und plausibel.

Den Tonalit(gneisen) stellte F. KARL die Gruppe der "Augen- und Flasergneise" als zweite große Zentralgneisgruppe gegenüber. Er faßte darin i.w. jene meist hellen granitischen bis granodioritischen Gneise in den westlichen Hohen Tauern zusammen, die im wesentlichen die Zentralgneisgebiete nördlich des tonalitischen Zillertal-Venediger Kerns aufbauen. Aufgrund im Gelände beobachtbarer relativer Altersverhältnisse (KARL

bezieht sich hier bes. auf Beobachtungen nahe der Zillerplattenscharte, vgl. dazu Kap. 4.3.) sollten die "Augen- und Flasergneise" älter sein als die Tonalite und somit eventuell frühalpindisch, wahrscheinlich aber variszisch gebildet worden sein (KARL 1959, S.25, 37; KARL 1960, S.502).

Neben der Gliederung und Alterseinstufung war besonders auch die Frage der Entstehung, also die Petrogenese der Zentralgneise im Tauernbereich ein ganz wesentlicher Aspekt in der historischen Entwicklung der Zentralgneisforschung. Man erkannte bald, daß die Zentralgneise metamorphe Granitoide sind (WEINSCHENK, BECKE & LÖWL), die im Zuge der "Tauernkristallisation" (SANDER 1911) mehr oder minder ausgeprägte mineralogische und strukturelle Veränderungen erfahren hatten. Daher gab es einerseits die Auffassung, daß granitoide Schmelzen zuerst normal erstarrt sind und nach \pm langer Zeit verschiefert und metamorph wurden ("zweiphasige" Entstehung; u.a. BECKE, PREY, FRASL), während eine andere Gruppe mit den Hauptverfechtern WEINSCHENK, CHRISTA und KÖLBL eher an eine niedrigtemperierte Überprägung unter veränderten Druckbedingungen ("Piezokristallisation") zu Ende der Erstarrung dachten ("einphasige" Entstehung).

Nach dem zweiten Weltkrieg war die Diskussion um die Entstehung der Zentralgneise auf ihrem Höhepunkt. Dies wird durch ein Zitat von G.FRASL deutlich, der 1957 ein Referat über den aktuellen Stand der Zentralgneisforschung (vgl. FRASL 1957) mit folgenden Worten begann:

... "Über die Entstehung der Zentralgneise zu sprechen, ist heute noch immer ein heikles Thema, ein sogenanntes "heißes Eisen", denn die Vertreter der verschiedenen Auffassungen stehen in einem heftigen, wenn auch in akademischen Bahnen gelenkten Wettstreit"...

Besonders in den 50er Jahren war nämlich die Lehre der Granitisation durch "Transformation" besonders aktuell, sodaß auch für die Zentralgneise eine Petrogenese ohne Durchschreiten eines schmelzflüssigen Zustandes angenommen wurde. Als wesentliches Agens für die Granitisation wurden in den Poren des festen Gesteins zirkulierende, niedrigtemperierte, wässrige Lösungen angesehen, für deren Wirken der Begriff "Ichorese" geprägt wurde (vgl. bes. die Arbeiten von EXNER Anfang der 50er Jahre). FRASL (1954, 1957) konnte schließlich aber die Fachwelt davon überzeugen, daß die allermeisten Zentralgneise doch eindeutig ursprüngliche Schmelzflußgranite waren und daß ein solches Konzept einer niedrigtemperierten "Granitisation" im Tauernbereich zur Bildung der großen Zentralgneismassen nicht herangezogen werden kann.

Obwohl seit den 60er und 70er Jahren durch radiometrische Altersdatierungen (BESANG et al. 1968, JÄGER et al. 1969, CLIFF 1977, 1981) das variszische Bildungsalter der Hauptmasse der granitoiden Gesteine im Tauernfenster als erwiesen gilt, blieb jedoch das relative Alter der einzelnen Zentralgneistypen zueinander, besonders im Bereich des mittleren und westlichen Tauernfensters, bis in die heutige Zeit umstritten (vgl. dazu v.a. MORTEANI 1971, 1974, RAITH 1971, RAASE 1972, THIELE 1974, BAGGIO & DE VECCHI 1982, WINKLER et al. 1990, SCHERMAIER 1991). Denn durch die alpidische Deformationen wurden die ursprünglichen magmatischen Kontaktverhältnisse zumeist gravierend verändert oder zerstört, wodurch die Aufklärung der Reihenfolge der einzelnen granitoiden Gesteine derartig erschwert ist, daß es häufig auch zu widersprüchlichen Schlußfolgerungen kam.

Die Erfahrung, daß es innerhalb der Zentralgneise und des Altkristallins durchaus noch alpidisch strukturell geschonte Bereiche gibt, wo man die alten variszischen Kontaktverhältnisse der Granitoide beinahe unversehrt studieren kann (z.B. FRASL 1955), wurde lange Zeit zu wenig beachtet, wodurch die Fortschritte im Bereich der Generationsgliederung der einzelnen Zentralgneistypen über mehrere Jahrzehnte nahezu stagnierten. Erst in jüngerer Zeit gelang es in bestimmten Bereichen die relative Reihenfolge einzelner Zentralgneistypen aufzuklären (vgl. FRASL et al 1987, HOLUB & MARSCHALLINGER 1989, SCHERMAIER 1991, HAUNSCHMID et al. 1991). Die vorliegende Arbeit ist ein weiterer Beitrag hierzu und soll eine moderne Charakterisierung aller wichtigen Zentralgneistypen des mittleren und westlichen Tauernfensters vermitteln, wobei versucht wird, die einzelnen Granitoide in eine relative Altersreihenfolge bzw. Intrusionsfolge einzubinden (für das östliche Tauernfenster siehe diesbezüglich HAUNSCHMID 1993).

Da die primären Beziehungen der heute vergneisten präalpidischen Sedimente, Vulkanite und Granitoide bzw. deren Entstehungsmilieu infolge der alpidischen Tektonisierung und Metamorphose im Gelände so schwer zu erfassen sind, wurden in den letzten Jahren verstärkt moderne geochemische, isotopenchemische, radiometrische und zirkontypologische Untersuchungsmethoden herangezogen, mit deren Hilfe man einige Vorstellungen über die voralpidische Krustenentwicklung des Tauernfensters erhielt (z.B. STEYRER & HÖCK 1985, FRISCH & RAAB 1987, VAVRA & HANSEN 1991, VON QUADT 1992).

Bei der plattentektonischen Rekonstruktion des Variszikums im Tauernfenster sind besonders auch die Zentralgneise von entscheidender Bedeutung, wobei die plattentektonische Stellung und geotektonische Signifikanz der Zentralgneise aber z.T. kontroversiell beurteilt wird (vgl. besonders die Arbeiten von FINGER & STEYRER 1988, VAVRA 1989, FRISCH & NEUBAUER 1989, VAVRA & FRISCH 1989, FINGER & STEYRER 1990, FINGER et al. 1993, FRISCH et al. 1993). Eine ausführliche Berücksichtigung der diesbezüglich unterschiedlichen Standpunkte unter Einbeziehung der in dieser Arbeit vorgestellten Daten erfolgt in einem Schlußkapitel dieser Dissertationsarbeit.

2. EIN NEUES GLIEDERUNGSPRINZIP DER ZENTRALGNEISE IM MITTLEREN UND WESTLICHEN TAUERNFENSTER

2.1. Theoretische und methodische Grundlagen

Nach Jahrzehnten relativer Stagnation erhielt die internationale Granitforschung in den 70er und 80er Jahren erheblichen Auftrieb durch die Entwicklung neuer Klassifikationskonzepte bzw. neue Modelle zur Entstehung von Schmelzen bzw. neue Kenntnisse über den im Zusammenhang mit plattentektonischen Prozessen. Grundlegend neue Ideen wurden zunächst v.a. in den Arbeiten australischer Wissenschaftler vorgestellt (CHAPPEL & WHITE 1974, WHITE & CHAPPELL 1983). Im Zentrum dieser Arbeiten steht die Annahme, daß die Zusammensetzung von granitischen Schmelzen i.w. die Zusammensetzung der Magmenquelle ("source") widerspiegelt. Material, das schon länger in der kontinentalen Kruste existiert und hier einen oder mehrere Zyklen von Verwitterungsprozessen passiert hat (sedimentogene Magmenquelle), ergibt bei der Aufschmelzung entsprechend der chemischen Charakteristik reifer Krustensedimente peraluminische und kaliumreiche Granite (S-Typ Granite, S = sedimentary source). Die Aufschmelzung von magmatogenen Materialien (die in einem früheren Prozeß durch Mantelaufschmelzung entstanden sind, also Andesite etc.) führt hingegen zu sogenannten I-Typ Graniten (I = igneous source) mit metalumischer bis schwach peraluminischer Chemie und hohem Na₂O. Zur Unterscheidung dieser beiden großen Granitoidgruppen sind in der Literatur etliche Parameter eingeführt (vgl z.B. Kap. 8 Abb. 64-67).

Diese I-Typ/S-Typ Klassifizierung wurde später um die sog. M- und A-Typ Granite erweitert (M-Typ = mantle derived, A-Typ = anormalous, anorogenic). M-Typ Granite wären demnach solche, die direkt aus Schmelzen aus dem Oberen Erdmantel abstammen (beispielsweise Granite an mittelozeanischen Rücken und ozeanischen Inselbögen). Sie zeichnen sich meist durch sehr primitive CaO-reiche Zusammensetzung aus (CHAPPELL & STEPHENS 1988). Als A-Typ Granite hat man eine Gruppe von meist sauren, oft subalkalischen bis alkalischen Graniten mit hohem Gehalt an bestimmten seltenen Elementen (meist Rb, Ga, Ta, Y, Nb, HREE) zusammengefaßt, deren Geochemie weder durch Aufschmelzung von Metasedimenten noch durch Aufschmelzung konventioneller magmatogener Protolithe hinreichend zu erklären ist (WHITE & CHAPPEL 1983, WHALEN et al. 1987). Im Prinzip gibt es zwei verschiedene genetische Modelle zur Erklärung dieser A-Typ Granite. In einem ersten Modell, das besonders von der australischen Schule von CHAPPEL & WHITE verfochten wird, werden A-Typ Schmelzen durch hochtemperierte Anatexis einer tiefen, durch vorherige Extraktion von I-Typ Schmelzen restitisch gewordenen Unterkruste erklärt (COLLINS et al. 1982). Einer anderen Vorstellung zufolge können sich derartige Schmelzen auch durch fraktionierte Kristallisation aus Intraplattenbasalten entwickeln (HARRIS 1982).

Große Fortschritte im Verständnis granitbildender Vorgänge brachten in der Folge die Arbeiten von PITCHER (1982), PEARCE et al. (1984) und HARRIS et al. (1984), in denen versucht wird, bestimmte Granitchemismen mit bestimmten plattentektonischen Situationen zu verbinden. Nach PITCHER wären I-Typ Granite für aktive Kontinentalränder typisch (Cordillerian I-Type) aber auch für bestimmte postorogene Situationen (Caledonian I-Types), A-Typ Granite hingegen für anorogene Plattenkonstellationen.

PEARCE et al. (1984) und HARRIS et al. (1984) stellen Spurenelementdiagramme zur Diskriminierung von Graniten aus verschiedenen plattentektonischen Positionen vor (ORG - ocean ridge granites, VAG - volcanic arc granites, WPG - within plate granites, syn COLG - syn collision granites).

Der Umstand, daß die meisten dieser Granitklassifikationen auf geochemischer Basis beruhen, erlaubt eine Anwendung auch im metamorphen Bereich, sofern man weitgehend

isochemische Verhältnisse bei der Metamorphose voraussetzen kann. Variationsdiagramme von immobilen inkompatiblen Elementen (z.B. Zr, Y) gegen mobilere inkompatible Elemente (z.B. Rb, K₂O) zeigen üblicherweise positive Korrelation und schließen daher größere sekundäre chemische Veränderungen aus (vgl. dazu z.B. ARMING 1993).

Zur Diskriminierung von Granitoiden hat sich auch die Untersuchung von Zirkontrachten sehr bewährt. Auf empirischen Weg konnte von PUPIN (1980) gezeigt werden, daß Granite verschiedener Genese verschiedene Zirkontrachten aufweisen. SCHERMAIER et al. (1992) konnten zeigen, daß die Diskriminierung von Granittypen aufgrund zirkontypologischer Kriterien zur I-Typ/S-Typ/A-Typ Klassifikation von WHITE & CHAPPELL ein völlig konsistentes Bild ergibt, d.h. I-, S- und A-Typ Granite können auch aufgrund zirkonmorphologischer Daten klassifiziert werden. Die von PUPIN (1980, 1985) postulierte Unterscheidungsmöglichkeit von "mantle derived" und "crustal derived granites" ist hingegen in dieser strikten Form vermutlich nicht haltbar (FINGER et al. 1992b).

Die Zirkonuntersuchung bietet besonders in hochdeformierten Graniten, bei denen geochemische Stoffwanderungen wahrscheinlich sind, aufgrund der enormen Stabilität magmatischer Zirkone noch den Vorteil einer effektiven Klassifikations- bzw. Korrelationsmöglichkeit.

Abgesehen von der klassischen Geländearbeit (Kartierung von Intrusionsfolgen etc.) und Dünnschliffpetrographie sind die genannten geochemischen und zirkontypologischen Methoden ein Kernstück der vorliegenden Dissertation und eine wichtige Grundlage der vorgestellten genetischen Neueinteilung der Zentralgneise im mittleren und westlichen Tauernfenster.

2.2. Synopsis

Aufgrund des erarbeiteten Datenmaterials werden die Zentralgneise des mittleren und westlichen Tauernfensters in drei verschieden alte und magmengenetisch eigenständige Granitoid-Gruppen unterteilt:

1. Am Beginn der plutonischen Aktivität stehen K₂O-reiche Magmen mit hauptsächlich (quarz)monzonitischer bis granitischer Zusammensetzung. Radiometrische Datierungen weisen darauf hin, daß diese Granitoide vor etwa 320/330 Mio. Jahren im späten Unterkarbon gebildet wurden und zwar, wie der Feldbefund zeigt, im Zuge einer weiträumigen Regionalmetamorphose mit Anatexis, wobei große Mengen älterer kontinentaler Kruste aufgeschmolzen wurden. Im folgenden wird diese Granitoidgruppe unter der Bezeichnung "Ältere kalibetonte I-Typ und S-Typ Zentralgneise" geführt.

2. Im Oberkarbon intrudieren in der Folge große Massen von kalkalkalischen I-Typ Granitoiden, vor allem jene Tonalite und Granodiorite, die heute etwa 80% der Zentralgneise im mittleren und westlichen Tauernfenster ausmachen. Diese Granitoide werden in der Folge als "kalkalkalische Suite der Zentralgneise des Zillertal/Venediger und Tuxer Kerns" bezeichnet.

3. Als jüngste Granitoid-Generation intrudieren, vermutlich im Perm, sehr saure Granite mit A-Typ Charakteristik. Sie sind überall im Tauernbereich als unterschiedlich große Intrusivkörper innerhalb der I-Typ Granitoide anzutreffen.

Die Feldbefunde zeigen, daß die plutonische Aktivität in variszischer Zeit mit einer starken Krustenhebung parallel lief, da das Intrusionsniveau der Granitoide im Laufe der Zeit immer höher wird.

3. DIE GRUPPE DER ÄLTEREN KALIBETONTEN I-TYP UND S-TYP ZENTRALGNEISE

Im gesamten Bereich des mittleren und westlichen Tauernfensters kommen **kalireiche Granitoide** vor, die aufgrund der Geländebefunde und radiometrischen Daten der **ältesten Zentralgneis-Generation** zuzuordnen sind.

In dieser Gruppe werden folgende Zentralgneise zusammengefaßt:

- **Granatspitzgneis**
- **Krimmler Augengneise**
- **Ahorn-Porphyrgneis**
- **Valsertal-Porphyrgneis**
- **Grießscharten-Porphyrgneis**
- **Knappenwand-Porphyrgneis**
- **Knorrkogel-Porphyrgneis**
- **Hochweißfeldgneis**

Nur der leukokrate **Granitgneis des Granatspitzkerns** zeigt geochemisch **S-Typ Eigenschaften**. Die **übrigen** Zentralgneise dieser Gruppe sind meist ziemlich **biotitreiche I-Typ Granitoide**, die **petrographisch** hauptsächlich als **(Quarz)monzonite und quarzarme Granite** zu klassifizieren sind.

Nd-Isotopendaten belegen, daß die meisten dieser Zentralgneise hauptsächlich auf die **Aufschmelzung alter** (vermutlich mittelproterozoischer) **Kruste** zurückgehen (FINGER et al. 1993). Zwei Zentralgneis-Typen wurden jüngst mit der U/Pb Zirkon-Methode datiert (VON QUADT unpubl.), wobei beim **Knorrkogelgneis** ein Bildungsalter von **334 ± 8 Mio. J.** gemessen wurde. Beim **Hochweißfeldgneis** ergab sich ein Alter von **312 ± 8 Mio. Jahren.**

3.1. DER GRANATSPITZGNEIS (Nr.1 in Beilage 1)

Die über 100 km² große, annähernd kreisrunde kuppelförmige Aufwölbung des Granatspitz-Zentralgneises ist die tektonisch tiefste und zugleich markanteste geologische Einheit des mittleren Tauernfensters (vgl. Beilage 1). Der Zentralgneiskörper ist im Vergleich zu den Zentralgneismassen des westlichen und östlichen Tauernfensters ungewöhnlich einheitlich aufgebaut. Es kommen praktisch ausschließlich leukokrate, mittel bis grobkörnige zweiglimmerige Granitgneise vor, die je nach Deformationsgrad als richtungslos körnige Metagranite (vgl. Abb. 1) oder mehr oder weniger (porphyrische) Augengneise vorliegen, wobei praktisch alle Übergänge zu beobachten sind (vgl. FUCHS 1958, FRASL 1967, FRANK 1969, FRISCH 1970). Dieses strukturell wechselhafte Erscheinungsbild kommt auch im Stollenprofil des Südteils des Felbertauern-Straßentunnels (FRISCH 1970) deutlich zum Ausdruck. Ein typisches Merkmal des Granatspitz-Zentralgneises sind auch bereichsweise auftretende sehr helle Scherzonen, die als sog. "Weißschiefer" (CORNELIUS 1942a, S. 62) bekannt wurden. Es handelt sich dabei um Quarz-Glimmer Phyllonite, die als charakteristischen Gemengteil Phlogopit enthalten (FRISCH 1970, S.273/274).

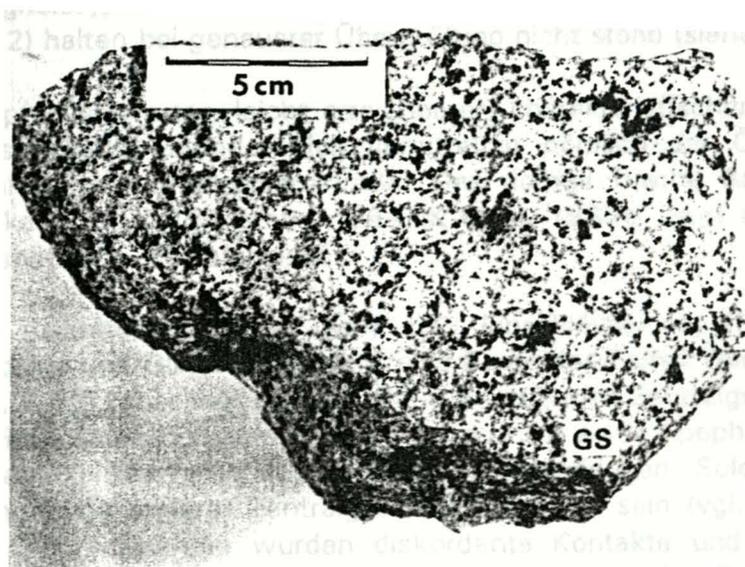


Abb. 1: Besonders massige Variante des Granatspitzgneises aus dem Tunnel der Felbertauernstraße (Probenmaterial von G. FRASL). Der Metagranit führt typischerweise cm-große, graugüne glimmerreichen Butzen (Pinit-Pseudomorphosen nach Cordierit, vgl. Petrographie 3.1.1.).

In der Regel wurden die innersten Partien der Granatspitzkuppel von der alpidischen Tektonik am wenigsten beansprucht, dementsprechend ist von dort auch das ursprünglichste und allermässigste Material bekannt (vgl. FRASL 1967, S.11). In Anbetracht dessen ist eine Zerlegung des Granatspitzmassivs in mehrere flachliegende Teildecken, wie sie im Sinne von TOLLMANN (1987, S.371) aufgrund von gravimetrischen Messungen im Felbertauerngebiet (vgl. GÖTZE et al. 1972) postuliert wird, unwahrscheinlich, auch fehlen entsprechende Fremdeinschaltungen, welche Überschiebungsflächen markieren könnten. Zu den diversen Auffassungen bezüglich der variszischen und alpidischen Tektonik im mittleren Tauernfenster siehe auch Kap. 3.10. bzw. Kap. 5.2.

Die besondere alpidische Schonung im Kernbereich des Granatspitz-Zentralgneiskörpers kommt auch in Rb/Sr Datierungen zum Ausdruck, wobei von den innersten Teilen des Felbertauern-Ölpipeinetunnels gegen den Randbereich zu eine zunehmende Verjüngung, also Teilrotation der Isochronen festzustellen war (vgl. CLIFF 1977). Während die Rb/Sr Gesamtgesteinsdatierung der Proben aus dem inneren Bereich des Granatspitzkerns auf ein Bildungsalter von 314 ± 32 Mio. J. verwies, erhielt CLIFF im Randbereich mit der Rb/Sr Methode 219 ± 25 Mio. J. eine Errorchrone von (mit $\lambda = 1,47 \times 10^{-11}$). Dasselbe Prinzip der Verjüngung der Rb/Sr Alter bei dem alpidisch beanspruchteren Material des Granatspitz-Zentralgneises konnte unlängst auch GRITZ (1990) feststellen.

Mit U/Pb Datierungen an Zirkonen wurde schließlich ein Alter von ca. 325 Mio Jahren ermittelt (CLIFF 1981), welches heute auch allgemein in etwa als Bildungsalter für die Granite des Granatspitzkerns angesehen wird. Ein unpubliziertes U/Pb Zirkon-Alter von A. VON QUADT ergibt 333 ± 38 Mio. Jahre. Damit würde der Granatspitzgranit ziemlich am Beginn des variszischen Plutonismus im Tauernfenster stehen (vgl. Review der bisher vorliegenden Altersdaten in FINGER et al. 1993).

Eine durch Geländebefunde abgesicherte Einbindung der Granatspitz-Zentralgneise in eine relative zeitliche Generationsfolge der Zentralgneise ist bislang aufgrund fehlender Intrusionskontakte zu anderen Zentralgneistypen nicht möglich. Vergleiche und Parallelisierungen des Granatspitz-Zentralgneises mit scheinbar ähnlichen Zentralgneistypen des westlichen Tauernfensters (vgl. WINKLER et al. 1990, FRISCH et al. 1992) halten bei genauerer Überprüfung nicht stand (siehe Kap. 3.1.4.).

Ein empfehlenswerter, leicht erreichbarer, charakteristischer Aufschluß im Bereich des Granatspitzkerns befindet sich unmittelbar nördlich der Ödalm (1547 m Höhe) im Amertal an der Felbertauernstraße. Das dortige frische Bergsturzmaterial (vgl. Geol. Spezialkarte Blatt 152 Matrei, FRANK et al. 1987b) zeigt alle wesentlichen Varianten des Granatspitz-Zentralgneises.

In den Granitoiden finden sich z.T. Einschlüsse von Fremdgesteinskörpern (bes. Amphibolite und Glimmerschiefer), also Reste des "Alten Daches" (vgl. z.B. CORNELIUS 1942a, S.62), aber viel seltener als in den übrigen Zentralgneistypen des mittleren und westlichen Tauernfensters. Relativ selten sind auch Apophysen, die vom Zentralgneis des Granatspitzkerns in dessen Umgebung eindringen. Solche Apophysen scheinen in der Umgebung anderer Zentralgneise häufiger zu sein (vgl. KARL 1959, SCHMIDEGG 1961). Als Ausnahme wurden diskordante Kontakte und einzelne (Aplit)Gänge des Zentralgneises in darüberlagernde Amphibolite bei der Bocksperrklamm östlich vom Enzingerboden im Stubachtal bekannt (CORNELIUS 1930, S.118).

Ansonsten ist die Grenze zur über dem Zentralgneis liegenden "Granatspitzhülle" meist als markanter Bewegungshorizont entwickelt, wodurch die Primärkontakte zerstört oder zumindest stark verschleiert wurden. Denn z.B. schon den Beschreibungen von KÖLBL (1925, S.308) folgend ist etwa der Bereich um den Glocken- und Seelenkogel (etwa 3,5 km östlich des Felbertauerntunnel-Südportals) trotz der dortigen Einschichtung der Zentralgneisintrusionen noch eindeutig zum primären Intrusionshof des Granatspitzplutons zu zählen.

Das vorgranitoide Alter und die (par)autochthone Position der "Granatspitzhülle" scheinen somit schon aus dem Geländebefund gesichert. Dies bestätigen U/Pb Altersdatierungen der den Zentralgneis direkt überlagernden Amphibolite (Basisamphibolit, FUCHS 1958), welche jungpräkambrische bis altpaläozoische Alterswerte ergeben haben, die als magmatische Bildungsalter interpretiert werden (VON QUADT 1992).

3.1.1. Petrographie

Auch petrographisch ist der Zentralgneis des Granatspitzkerns sehr homogen zusammengesetzt. Die MESONORM-Berechnungen (MIELKE & WINKLER 1979) der zwölf zur Verfügung stehenden Hauptelement-Analysen ergeben allesamt granitische Zusammensetzung. Mit Ausnahme einer Probe fallen alle in den zentralen Teil des Granitfeldes nach STRECKEISEN (vgl. Abb. 59 und 60).

Der durchschnittliche MESO-normative Modalbestand ist Tab. 1 zu entnehmen.

Makroskopisch sind in den metagranitischen Partien einerseits die oft um zwei cm-großen, meist nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligten Kalifeldspäte kennzeichnend, andererseits wurde als besonderes Charakteristikum des Granatspitz-Zentralgneises eine primäre Cordieritführung bekannt (vgl. FRASL 1967). Und zwar enthalten die leukokraten Metagranite... *"oft bis zu zwei cm große ± rundliche oder manchmal auch annähernd rechteckig begrenzte graugrüne Glimmeranhäufungen"*...die aufgrund mikroskopischer Vergleiche...*"unschwer als Pseudomorphosen nach Cordierit angesprochen werden können"* (FRASL 1967, S. 11).

In den MESONORM-Berechnungen äußert sich der Aluminiumüberschuß des Granatspitz-Zentralgneises typischerweise in einem mengenmäßig teilweise beträchtlichen (1-3,5 Vol.%) Korundgehalt (vgl. auch Geochemie 3.1.3.).

Tab. 1:

Variationsbreite des normativ-modalen Mineralbestandes (MESONORM nach MIELKE & WINKLER 1979) von Zentralgneisen des Granatspitzkerns. Analysen aus FINGER & STEYRER (1988 und unpubl.), RAAB (1983), VON QUADT (1985).

Quarz	32 - 41 Vol. %
Plagioklas	31 - 35 Vol. %
Kalifeldspat	26 - 33 Vol. %
Biotit	4 - 7 Vol. %
Apatit	0,1 - 0,6 Vol. %
Korund	1 - 3,5 Vol. %
Rest	0 - 1,2 Vol. %

Detaillierte **mikroskopische Beschreibungen** finden sich vor allem bei FRASL (1967) und FRISCH (1970). Demnach ist zu folgern, daß der heute vorliegende Hellglimmer (1-4 Vol.%, vgl. Tab. 1) zu einem überwiegenden Teil metamorph gebildet wurde.

Dies bestätigen auch die eigenen Beobachtungen in einem Dünnschliff (GSK), der von allermässigstem metagranitischem Probenmaterial aus dem innersten Teil des Felbertauern-Tunnels angefertigt wurde (welches mir dankenswerterweise Prof. Frasl zur Verfügung stellte). Dementsprechend sind die Deformations- und Rekristallisationserscheinungen im Schliffbild äußerst geringfügig und im wesentlichen auf die manchmal auftretende Subkornbildung von Quarz- und Plagioklasaggregaten sowie Umwandlungserscheinungen des Cordierits und der Glimmer beschränkt.

Es wurde darauf geachtet, daß der Schliff den Querschnitt einer möglichst musterhaft ausgebildeten **Cordierit-Pseudomorphose** beinhaltet. Diese äußert sich in Form eines ca. 1 cm großen praktisch vollkommen rechteckig idiomorphen Kornquerschnittes aus musterhaft miteinander parallel verwachsenen Biotit- und Hellglimmertafeln, völlig den Beschreibungen von FRASL (1967, S.14/15) entsprechend. Der **Biotit im Inneren der Pseudomorphosen** ist deutlich pleochroitisch (nz - blaßgrün, nx - blaßgelb). In den Spaltrissen und kleinen Zwickeln der Glimmerminerale treten verbreitet opake Phasen auf. Der **Hellglimmer** ist farblos. Außerhalb dieser größeren lamellaren Verwachsungen mit Biotit im Bereich der Pinite kommt der Hellglimmer vor allem als Füllungsmineral im Plagioklas vor, wobei die kleinen oft sperrig angeordneten entmischten Hellglimmertäfelchen und -spieße klar gegenüber dem Klinozoisit dominieren, der im Granatspitz-Zentralgneis als "Füllungsmineral" der Plagioklase viel weniger Bedeutung hat. Nur ganz untergeordnet finden sich bis zu 0,3 mm große Hellglimmerscheiter, die nicht pseudomorph aus Biotit oder Cordierit hervorgegangen sind, bei denen also am ehesten ein primärmagmatischer Ursprung anzunehmen wäre.

Die überwiegend hypidiomorph entwickelten **Plagioklase** (meist zwischen 1 und 4 mm) sind meist nach dem Albitgesetz polysynthetisch verzwilligt mit oft sehr engständigen Zwillingslamellen. Zonarbau ist üblich

(vgl. auch FRISCH 1970, S.270), wobei gewöhnlich eine größere, schwach mit Hellglimmertäfelchen "gefüllte", weitgehend idiomorphe Innenzone von einem schmäleren etwas An-ärmeren Randsaum umgeben ist. Im vorliegenden Schriff konnte nur Oligoklas (ca. 22 - 17 % An) festgestellt werden.

Zonar gebaute und im Kern gefüllte annähernd idiomorphe 1 bis 2 mm große Plagioklase kommen auch häufig als Einschlüsse im Kalifeldspat vor. Schon G. FRASL (1954, S.94) wies darauf hin, daß die \pm idiomorphen Plagioklaseinschlüsse des Granatspitz-Zentralgneises meist nach den Wachstumsflächen der Kalifeldspate orientiert sind (also epitaktische Einschlüsse).

Die Kalifeldspäte sind meist 1-2 cm groß, idiomorph, fast immer nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt und liegen als Mikroklinperthite vor. Neben Plagioklasen sind relativ häufig Quarzaggregate und kleine Biotitleisten, die randlich zu Hellglimmer umgewandelt sind, eingeschlossen. Die Kalifeldspäte sind mit sehr feiner Hellglimmer-, daneben auch etwas Klinozoisit-Fülle durchsetzt (vgl. auch FRISCH 1970, S.270). Myrmekite sind im Schriff sehr häufig in bis zu 3 mm großen Ansammlungen zu beobachten. Die Plagioklase und Kalifeldspäte der Grundmasse sind xenomorph und unverzwillingt.

Die Biotite außerhalb der Pinite und manchmal auch schon in deren Randzone zeigen einen ausgeprägten Pleochroismus (nz - \pm intensiv rotbraun, nx - hellocker bis blaßgelb) und bilden meist 0,5 bis 2 mm große dünn tafelige Scheiter, wobei oft ein Saum mit sekundärer Umwandlung in Hellglimmer zu beobachten ist. In den stärker vergneisten äußeren Partien des Granatspitzkernes wurde hauptsächlich der Biotit zur Bildung von Phengit herangezogen (Zweiglimmergneis bis Phengitgneis, vgl. FRASL 1967).

Mit G. FRASL (1967, S.15) will ich den Umstand betonen, daß auch beim vorliegenden Schriff die Tauernkristallisation derartig schwach war, daß der Unterschied zwischen den hellgrünen und braunen Biotiten innerhalb und außerhalb der Pinite noch nicht durch eine einheitliche Rekristallisation ausgelöscht wurde.

Die Biotite sind im allgemeinen vollgespickt mit pleochroitischen Höfen, die vor allem von (isotropisierten) Orthiten und Zirkonen, aber auch von Monaziten verursacht werden. In Verbindung mit den Biotiten kommen vor allem unregelmäßig geformte Aggregate von opaken Phasen (Ilmenit ?) und Apatite vor. Die Apatite sind meist hypidiomorph und um 0,1 mm groß, in Ausnahmefällen bis zu 0,8 mm. Darin sind sehr oft zahlreiche kleine (zwischen 10 und 30 μ m) \pm nadelförmige Zirkonkristalle eingeschlossen. Daneben kommt Zirkon besonders im Biotit bzw. den Cordieritpseudomorphosen vor, es kommen aber auch Zirkone in den Plagioklasen, dem Kalifeldspat und sogar im Quarz vor. Weitere, jedoch sehr untergeordnete Akzessorien sind Granat und Titanit.

3.1.2. Zirkontypologie

Insgesamt wurden sechs Zirkonstreupräparate untersucht, wobei mir vier von Dr. Finger und eines von Prof. Frasl zur Verfügung standen. Ein Streupräparat wurde zusätzlich von der Probe GSK (vgl. Mikroskopie) aus dem zentralen Teil des Felbertauerntunnels angefertigt. Abb. 2 zeigt eine typische Auswahl der am häufigsten zu beobachtenden Zirkontypen.

Das dominierende Trachtmerkmal der Zirkone in den Streupräparaten des Granatspitz-Zentralgneises ist die bevorzugte Ausbildung der steilen (211) Pyramide in Kombination mit dem (110) Prisma, das i.a. deutlich größer als das (100) Prisma entwickelt ist. Oft fehlt das (100) Prisma sogar völlig (vgl. a,b,c,f,h,e,n). In allen Präparaten kommen aber auch Zirkone vor, bei denen die flache Pyramide (101) gegenüber der steileren (211) dominiert (vgl. j-r) bis hin zu Kristallen mit der einfachen Flächenkombination (101) + (110). In manchen Präparaten (z.B. G 5, vgl. Abb. 3 c) überwiegen sogar bei weitem Kristalle mit (101) > (211).

Diese für die Zentralgneise des Tauernfensters eher untypische Zirkontrachtausbildung wird durch die statistische Auswertung nach der Methode von PUPIN (1980) gut veranschaulicht (vgl. Abb. 3). Die ermittelten Schwerpunkte der Trachtverteilung (vgl. Abb. 63) liegen bei zwei von drei ausgewerteten Präparaten im linken oberen Quadranten des PUPIN-Diagramms. Dies stimmt gut mit den Ergebnissen von WINKLER et al. (1990) überein, wo die Schwerpunkte von 4 ausgewerteten Proben des Granatspitzkerns ebenfalls im linken oberen Quadranten des PUPIN-Diagramms liegen.

Wie u.a. die Arbeiten von PUPIN (1980, 1985) gezeigt haben, treten solche Zirkon-Trachtverteilungen vor allem in (\pm anatektischen) peraluminischen Granitoiden der

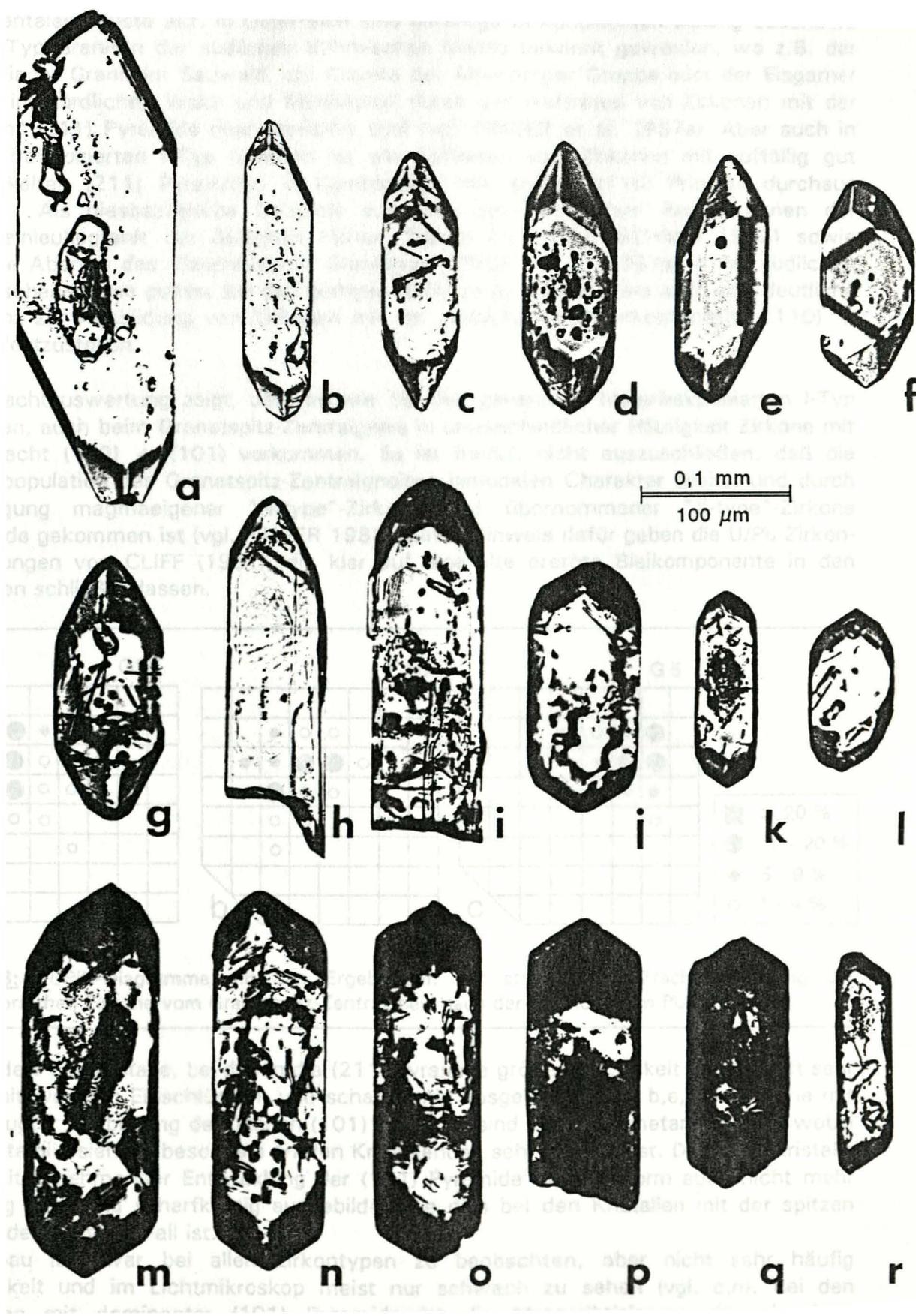


Abb. 2: Repräsentative Auswahl von akzessorischen Zirkonen des Granatzpitz-Zentralgneises. Vergrößerung 200x. Die Zirkone stammen aus folgenden Proben: GSK (a,b,c,d,h,i,k,l,n); F16 (f,g,j,m); G5 (o,p,q,r); der Zirkon in Abb. 2e ist in einem Präparat von Prof. Frasl enthalten;

kontinentalen Kruste auf. In Österreich sind derartige Zirkontrachten bislang besonders aus S-Typ Graniten der südlichen Böhmisches Masse bekannt geworden, wo z.B. der Schäringer Granit im Sauwald, die Granite der Altenberger Gruppe oder der Eisgarner Granit im nördlichen Wald- und Mühlviertel durch das Auftreten von Zirkonen mit der "steilen" (211) Pyramide charakterisiert sind (vgl. FINGER et al. 1987a). Aber auch in höher fraktionierten I-Typ Graniten ist ein Auftreten von Zirkonen mit auffällig gut entwickelten (211) Pyramiden in Kombination mit großen (110) Prismen durchaus üblich. Als diesbezügliche Beispiele aus dem österreichischen Raum können der Kölnbreinleukogranit der östlichen Hohen Tauern (vgl. HAUNSCHMID 1993) sowie manche Abarten des Mauthausener Granittyps (FINGER et al. 1987a) in der südlichen Böhmisches Masse gelten. Bei den dortigen Graniten ist jedoch stets auch eine deutliche Tendenz zur Ausbildung von Zirkonen mit der einfachen Flächenkombination (110) + (101) festzustellen.

Die Trachtauswertung zeigt, daß, so wie bei den genannten höherfraktionierten I-Typ Graniten, auch beim Granatspitz-Zentralgneis in unterschiedlicher Häufigkeit Zirkone mit der Tracht (110) + (101) vorkommen. Es ist freilich nicht auszuschließen, daß die Zirkonpopulation des Granatspitz-Zentralgneises bimodalen Charakter besitzt und durch Beteiligung magmaeigener "N-type"-Zirkone und übernommener "X-type"-Zirkone zustande gekommen ist (vgl. FINGER 1989). Einen Hinweis dafür geben die U/Pb Zirkon-Datierungen von CLIFF (1981), die klar auf eine alte ererbte Bleikomponente in den Zirkonen schließen lassen.

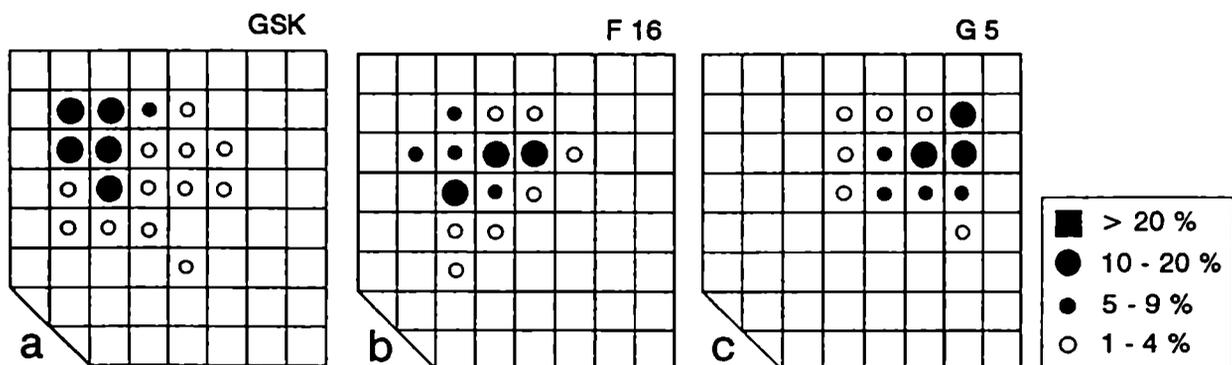


Abb. 3: PUPIN-Diagramme mit den Ergebnissen der statistischen Trachtauswertung der akzessorischen Zirkone vom Granatspitz-Zentralgneis nach der Methode von PUPIN (1980).

Besonders die Kristalle, bei denen die (211) Pyramide größer entwickelt ist, sind oft sehr klar, mit wenigen Einschlüssen, und scharfkantig ausgebildet (z.B. b,e,f,h). Zirkone mit bevorzugter Ausbildung der flachen (101) Pyramide sind viel öfter metamikt (m-q) wobei die Metamiktisierung besonders an den Kristallenden sehr intensiv ist. Die Zirkonkristalle sind mit zunehmender Entwicklung der (101) Pyramide in ihrer Form auch nicht mehr derartig ideal und scharfkantig ausgebildet wie dies bei den Kristallen mit der spitzen Pyramide meist der Fall ist.

Zonarbau ist zwar bei allen Zirkontypen zu beobachten, aber nicht sehr häufig entwickelt und im Lichtmikroskop meist nur schwach zu sehen (vgl. c,n). Bei den Zirkonen mit dominanter (101) Pyramide ist die Metamiktisierung der einzelnen idiomorphen Innenzonen oft sehr unterschiedlich, d.h. es wechseln braune mit klaren Zonen ab (z.B. p).

Bei den Kristallen o-r ist an den Pyramiden ein höckriges Neuwachstum von Zirkonsubstanz zu sehen, was an den Kristallenden rundlich buchtige Unebenheiten erzeugt. Da diese Zirkone aus einer Probe stammen (G 5), welche aus dem äußersten, südlichen, tektonisch mehr beanspruchten Randbereich des Granatspitzkerns (Aderwand/Dorfertal) kommt, ist es wahrscheinlich, daß dieser ungleichmäßig buchtige Außensaum eine metamorphe Zirkonneubildung während der alpidischen Regionalmetamorphose darstellt (vgl. DÖLZLMÜLLER et al. 1989, S.42), ein Weiterwachsen, das sich eher in den stärker verschieferten und umkristallisierten Randpartien des Granatspitzkerns abzeichnet.

Die Größe der Zirkonkristalle schwankt sehr stark. Große Kristalle erreichen im Streupräparat Längen über $200\mu\text{m}$. Im Dünnschliff sieht man hingegen sehr oft winzige ($5\text{-}40\mu\text{m}$), bleistiftförmig ausgebildete Zirkonkristalle, die als Einschlußminerale im Apatit oder Biotit vorhanden sind, die aber offensichtlich bei der Schwereretrennung wegen ihrer Kleinheit nicht ohne weiteres zu gewinnen sind.

3.1.3. Geochemie

Neben den bislang publizierten Analysen (RAAB 1983, VON QUADT 1985, FINGER & STEYRER 1988) stand mir freundlicherweise für die geochemische Auswertung auch bislang unpubliziertes Datenmaterial von Dr. Finger & Dr. Steyrer vom hiesigen Institut zur Verfügung (siehe Tab. 11, Analysen Nr. 22-33). Von den 8 in der Diplomarbeit von GRITZ (1990) aufgelisteten Analysen (vgl. Tab. 12, Nr. 24-31.) wurden zur Diskriminierung nur die Spurenelemente verwendet, da die Hauptelementanalysen aufgrund eines Fehlers des Szintillationszählers der RFA (nach pers. Mitt. von Mag. Gritz in einem Brief vom 24.7.1992) einer Revision bedürfen. Nur die SiO_2 Gehalte sind entsprechend den Referenzanalysen der übrigen Bearbeiter einigermaßen vertrauenswürdig und wurden deshalb in Tab. 12 ebenfalls aufgelistet.

Die recht sauren Granitgneise (SiO_2 70-78 Gew.%) sind meist deutlich peraluminisch und aufgrund der A/CNK Verhältnisse von 1,04 bis 1,25 nach CHAPPELL & WHITE (1974) bzw. PITCHER (1982) i.a. als S-Typ Granitoide zu klassifizieren. Auf die S-Typ-Charakteristik des Granatspitz-Zentralgneises wiesen erstmals FINGER & STEYRER (1988, S.81) hin. Bei der Diskriminierung des plattentektonischen settings nach PEARCE et al. (1984) plotten die meisten Analysen in den Grenzbereich von "volcanic arc" und "syn-collision" Granitoiden (vgl. Abb. 65).

Charakteristische geochemische Parameter des Granatspitz-Zentralgneises sind auch die hohen Rb-Gehalte (215-333 ppm), wobei sich vor allem relativ zum Sr und Zr teilweise sehr hohe Rb/Sr und Rb/Zr Verhältnisse ergeben, mittels denen die Granatspitz-Zentralgneise eindeutig von der großen Masse der I-Typ Granitoide des mittleren und westlichen Tauernfensters abzugrenzen sind. Die Rb, Sr und (niedrigen) Ba-Werte des Granatspitz-Zentralgneises ähneln eher den Tauernzentralgneisen mit A-Typ Eigenschaften. Eine deutlichere Abgrenzung zu diesen Graniten besteht aber bei den Elementen Y, Th und U, die in den A-Typ Graniten viel stärker angereichert sind (vgl. Kap. 5.5.).

Für die zentralen Anteile des Granatspitzkerns, also die alpidisch geschontesten Gesteinsproben (welche ein Alter von 314 Mio. J. anzeigen) ermittelte CLIFF ein $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ Initial von 0.7058, welches an und für sich nicht zum immer wieder postulierten S-Typ-Charakter des Granatspitzgneises paßt. Nur bei den stärker alpidisch

deformierteren Proben wurde von CLIFF ein Sr-Initial von 0.7188 errechnet. Zu einem ähnlichen Ergebnis kam GRITZ (1990), der für den Granatspitz-Zentralgneis ein durchschnittliches Initial von 0.7104 angibt. Diese Werte, die zwar im Bereich von S-Typ Granitoiden liegen (vgl. CHAPPELL & WHITE 1974), lassen sich aber leicht mit der metamorphen Verjüngung erklären, also als Teilrotation der Isochronen.

Bemerkenswert sind die stark negativen ϵ -Nd Werte (zw. -4 und -8 bei $T=320$, vgl. FINGER et al. 1993), die darauf hindeuten, daß die Zentralgneise des Granatspitzkerns erhebliche Mengen an wiederaufgearbeiteten Komponenten einer schon wesentlich älteren (vermutlich mittelproterozoischen) kontinentalen Kruste beinhalten (siehe dazu auch SCHERMAIER et al. 1990).

3.1.4. Vergleich mit fraglichen Äquivalenten des Granatspitzgneises im mittleren und westlichen Tauernfenster

Die nahegelegenen Augengneis-Vorkommen vom Felbertauern (CORNELIUS 1942a,b, FUCHS 1958, PESTAL 1987, FRANK et al 1987b, Kap. 5.2.) wurden des öfteren als tektonische Abspaltungen bzw. Äquivalente des Granatspitzkerns an der Basis der Riffdecke interpretiert (z.B. RAAB 1983, S.9; FRISCH & RAAB 1987, S.549). Die geochemischen und zirkontypologischen Unterschiede (vgl. Kap. 5.4.2. und 5.5., sowie WINKLER et al. 1990) sprechen jedoch gegen eine solche Verknüpfung, obwohl sich die Granitgneise makroskopisch teilweise verblüffend ähnlich sehen.

Jüngst wurden aufgrund zirkontypologischer Übereinstimmungen und mancher petrographischer Ähnlichkeiten auch aus dem Zentralgneisgebiet des westlichen Tauernfensters mögliche Äquivalente des Granatspitz-Zentralgneises beschrieben (vgl. WINKLER et al. 1990, FRISCH et al. 1992).

Und zwar wurden jene Teile der "Augen- und Flasergneise" des Tuxer Kerns mit dem Zentralgneis vom Typus Granatspitz parallelisiert, die in der vorliegenden Arbeit als Granodiorit- und Granitgneise vom Typus Popbergkar zusammengefaßt werden (Kap.4.1.4.). Es spricht aber schon der petrographische und geochemische Befund gegen eine magmengenetische Zusammengehörigkeit dieser beiden weit voneinander entfernten Zentralgneistypen.

Als weiteres Argument für solche Parallelisierungen mit dem Granatspitz-Zentralgneis gilt vor allem das Auftreten von Pseudomorphosen nach Cordierit (vgl. WINKLER & FRISCH 1991, FRISCH et al. 1992).

So beschrieb z:b. LAMMERER (1986) aus Graniten nahe der Berliner Hütte im Oberen Zemmgrund in den Zillertaler Alpen... "*zentimetergroße kugelige oder ellipsoidale Gebilde mit einem dunklen biotitreichen Kern und einer hellen kalifeldspatreichen und glimmerarmen Schale*"...wobei... "*es sich um Pseudomorphosen nach Cordierit handeln könnte*" (LAMMERER 1986, S.58). Diese Annahme wird durch MESONORM-Berechnungen (MIELKE & WINKLER 1979) einer chemischen Analyse (SCHINDLMAYR, unpubl.) durchaus gestützt (1 bis 2 Gew.% normativer Korund). Die Kartierungen von SCHINDLMAYR & ARMING (1991) ergaben jedoch, daß diese cordieritverdächtigen Granite im Bereich des Zemmgrundes (Zillertal) immer wieder als Gänge und kleinere Stöcke auftreten und daher jünger sind als die Zentralgneise der Zillertal/Venediger-Tonalitgruppe samt ihrem (aplit)-granitischen Gangfolge (SCHINDLMAYR & ARMING 1991, S.521). Rb/Sr Gesamtgesteinsdatierungen an diesem Zentralgneistyp, der

variszische Anatexite in der Umgebung der Berliner Hütte scharf diskordant durchschlägt (vgl. Abb.4 in LAMMERER 1986) ergaben ein Bildungsalter von 283 ± 28 Mio. J. (SATIR & MORTEANI 1982) .

Noch etwas weiter im Westen beim Schrammacher (3364 m Höhe) am Tuxer Hauptkamm beschreiben FRANZ et al. (1986) aus einem leukokraten Granitgneis Glimmer-Pseudomorphosen nach Na-Be Cordieriten. Der dortige Zentralgneistyp enthält zahlreiche pegmatitische Partien und wird von FRANZ et al. (1986, S.175) als späte hochdifferenzierte Granitintrusion interpretiert.

Auch MORTEANI (1971, S.302) beschreibt in den nördlichen Zillertaler Alpen aus diskordanten Aplitgranitstöcken ..."*rundliche 0,5 bis 2 cm große Flecken aus einem Filz von Hellglimmer und Biotit*"..., die er als Pseudomorphosen nach Cordierit deutet.

Zusammenfassend ergibt sich, daß alle bisher beschriebenen Cordierit-Pseudomorphosen außerhalb des Granatspitzkerns in hochdifferenzierten, ganz späten und immer deutlich diskordanten Granitintrusionen auftreten, die stets relativ jünger als die Tonalite und Granodiorite des Zillertal-Venedigerkerns sind. Somit widerspricht die Altersstellung dieser örtlich übrigens sehr beschränkten cordieritführenden Granitgneisvorkommen einer Parallelisierung mit dem Granatspitz-Kern, der aufgrund der vorliegenden U/Pb Altersdaten deutlich älter als der Zillertal-Venediger Kern einzustufen ist (vgl. Review der Zentralgneis-Altersdaten in FINGER et al. 1993).

3.2. ERLÄUTERUNGEN ZUR GEOLOGISCHEN KARTE 1:10 000 **VOM TALSCHLUSS DES KRIMMLER ACHENTALS** (Beilage 2)

Der Talschluß des Krimmler Achantals in den Hohen Tauern erschließt den südlichen Grenzbereich des Zillertal-Venediger Zentralgneiskörpers zu den Gesteinen der "unteren(=älteren) Schieferhülle" (vgl. Beilage 1 bzw. geologische Karten von SCHMIDEGG 1961, KARL & SCHMIDEGG 1979).

Dieser Grenzbereich (siehe Beilage 2) wurde geologisch und petrographisch im Maßstab 1:10.000 neu aufgenommen und eingehend bearbeitet, nachdem eine Übersichtsexkursion ergeben hatte, daß das dortige Gebiet eine Schlüsselposition zur Aufklärung der Generationsfolge der Zentralgneise im westlichen Tauernfenster einnimmt (vgl. SCHERMAIER 1992b).

3.2.1. Zur regionalen Intrusionsfolge der Zentralgneise

An leicht zugänglichen Gletscherschiffen südlich der Linie Warnsdorfer Hütte (2336m) - Gamsspitzl (2888m) ist zu sehen, daß der typisch mittelkörnige tonalitisch-granodioritische Zentralgneis, welcher den Großteil des Zillertal-Venedigerkerns aufbaut, hier etliche bis über 100 Meter große, z.T. gegeneinander verdrehte Schollen von groben, kalifeldspat- und biotitreichen granitoiden Gneisen (Krimmler Augengneise nov. nom., vgl. Kap. 3.3. bzw. Abb. 8 und 9) einschließt, welche ganz offensichtlich eine ältere Zentralgneisgruppe repräsentieren. Daneben beinhalten diese Schollen auch Reste von \pm migmatischen Paragneisen, Amphiboliten und stellenweise zehnermetergroßen Aplitgneismassen. Die Intrusion des tonalitisch-granodioritischen Magmas plombierte dabei diskordant und mit scharfen Grenzen viele ursprüngliche Strukturen dieser älteren Gneise und Amphibolite (z.B. anatektische Lagenbaue, Faltenbilder, Scherzonen), sowie bis zu 4 verschiedene Ganggruppen von Pegmatiten, Apliten und Lamprophyren (vgl. Abb. 4, 5 und 6). Die in Schollenform vorkommenden Granitoide sind in den Abbildungen 8 und 9 (Kap. 3.3.) zu sehen.

Insgesamt ist diese ältere, im Oberen Krimmler Achantal hauptsächlich in Schollenform vorliegende Gesteinsabfolge in vielen Erscheinungsformen gut mit dem Altkristallin der Riffeldecke im mittleren Tauernfenster am Ostrand des Venedigermassivs (Abretterkopffolge sensu SCHERMAIER 1991) zu vergleichen. Besonders was die mit dem Altkristallin engstens verknüpften kalifeldspat- und biotitreichen granitoiden Gneise beider Gebiete betrifft, lassen sich durch die petrographischen, geochemischen und zirkontypologischen Untersuchungsergebnisse zahlreiche Übereinstimmungen belegen (vgl. Kap. 3.3. und 3.10.). Zudem sind jene kalifeldspat- und biotitreichen Augengneise des mittleren Tauernfensters ebenfalls älter als die Tonalit- und Granodioritmassen des Zillertal-Venediger Kerns (vgl. auch SCHERMAIER 1991). Die Annahme einer Fortsetzung des Riffeldecken-Kristallins der mittleren Hohen Tauern etwa 20 bis 30 km weiter nach Westen (vgl. z.B. KARL & SCHMIDEGG 1964, FRISCH 1980) wird durch diese übereinstimmende Typologie der älteren Zentralgneise hier und dort erhärtet.

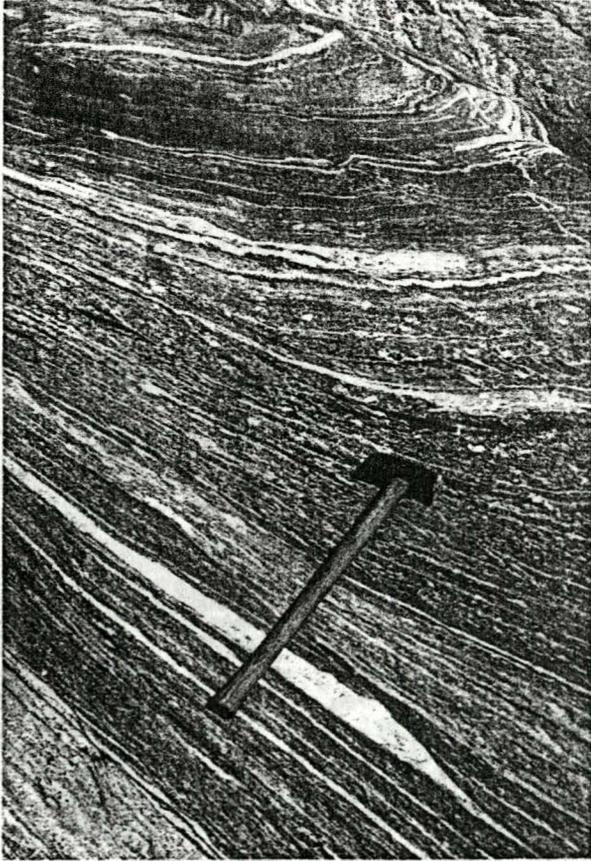


Abb. 4: Das Bild belegt die Variationsbreite der altkristallinen Gesteinsfolge im Hinteren Krimmler Achental. Auf engem Raum wechsellagern streifige, im wesentlichen metatektische Biotitgneise (untere Bildhälfte) mit mehr oder weniger feinlagig gebänderten Amphiboliten (obere Bildhälfte). Die schlierig diffusen Übergänge zwischen den einzelnen Lagen, die zahlreichen (stellenweise auch quergreifenden) aplitischen Mobilisate und an manchen (anderen) Stellen häufigen ptygmatischen Phänomene (vgl. MEHNERT 1968) sind Hinweise für die durchgreifende Anatexis, die den gesamten Altkristallinkomplex im Hinteren Krimmler Achental kennzeichnet. Ein typischer Bestandteil der altkristallinen Folge sind ihre konkordant zwischengeschalteten Aplit-(Gneis)lagen, die außerhalb des Bildes mitunter auch in Form 10er Meter mächtiger linsenförmiger Massen in ihr auftreten. Gletscherschliffe W Eisse, 2350 m Höhe.

Die den Zillertal-Venedigerkern hauptsächlich aufbauenden jüngeren Zentralgneise sind im Oberen Krimmler Achental petrographisch als Tonalite und Granodiorite zu klassifizieren (vgl. Abb. 7). Im kartierten Abschnitt konnte ich allerdings nirgendwo anstehend hornblendeführende Metatonalite, wie sie sonst im Venedigergebiet oft auftreten, feststellen. Die Granodiorite sind gewöhnlich leukokrat und enthalten nur 5 bis 10 Vol.% Biotit.

Die Verbreitung dunkler comagmatischer Scholleneinschlüsse (mafic enclaves) in den Granodioriten im Gebiet gleich N des Krimmler Keeses ist sehr variabel, insgesamt aber eher von untergeordneter Bedeutung. Nur stellenweise, wie z.B. SW der Kote 2685 am Käferfeld oder unmittelbar WSW des Gamsspitzls treten häufiger feinkörnige dunkle comagmatische Schollen auf. Auch dies paßt zum hauptsächlich relativ saureren, granodioritischen Charakter der Venediger-Zentralgneise im Oberen Krimmler Achental, da die dunklen Scholleneinschlüsse erfahrungsgemäß innerhalb der Tonalit-Granodiorit-Granit Gruppe innerhalb des Zillertal/Venediger Kerns mit zunehmender Differenzierung seltener auftreten (vgl. auch Kap. 4.1. bzw. SCHINDLMAYR 1993).

Geochemisch (vgl. Tab. 11, Analysen Nr. 38, 39 und 52-58) sind die Tonalite und Granodiorite im Oberen Krimmler Achental eindeutig als I-Typ Granite mit "volcanic arc" Charakter (PEARCE et al. 1984) zu klassifizieren. Sie fügen sich bei allen Haupt- und Spurenelementen zwanglos in den "primitiven" CaO-betonten kalkalkalischen Trend des Zillertal-Venediger Zentralgneiskerns (vgl. Kap. 4.5. bzw. FINGER et al.

1993) ein. Dementsprechend sind z.B. auch die Spurenelementgehalte an Rb (82-102 ppm), Sr (169-325 ppm), Ba (483-956 ppm) und Zr (94-207 ppm) deutlich niedriger als bei den Krimmler Augengneisen. Erwartungsgemäß unterscheiden sich die jüngeren Granodiorite auch zirkontypologisch von den älteren Krimmler Augengneisen. Und zwar beobachtet man in den Streupräparaten vor allem klare und scharfkantige Kristalle, wobei das typische Trachtmerkmal die bevorzugte Ausbildung von (101) Pyramiden und (110) Prismen ist. Die größten Besetzungsdichten der statistische Trachtauswertung nach PUPIN (1980) liegen somit im rechten oberen Quadranten des PUPIN-Diagramms (vgl. AS 75/90 Abb. 48 c). Wie die umfassenden Zirkonstudien im gesamten Bereich des mittleren und westlichen Tauernfensters ergeben haben (vgl. Kap.7) ist eine solche Trachtausbildung der akzessorischen Zirkone auch für die übrigen Granodiorite innerhalb der Tonalit-Granodiorit-Granit Reihe des Zillertal-Venediger Plutons typisch.



Abb. 5: Der Intrusion des Zillertal-Venediger Plutons geht eine hochgradige (variszische?!) Metamorphose und Anatexis voraus. Im Bereich des Hinteren Krimmler Tals sind im massigen Granodiorit der kalkalkalischen Zillertal/Venediger Tonalitgruppe zahlreiche Großschollen des Altkristallins mit älteren metamorphen und magmatischen Strukturen eingeschlossen. Im Bild ist eine etliche Meter große Bändergneisscholle zu sehen, deren Lagenbau vom massigen leukokraten Granodiorit scharf diskordant abgeschnitten wird. Das Interngefüge der Scholle ist gegenüber der Streichrichtung und Lineation des Granodiorits (NE-SW), die in etwa vom linken oberen Bildrand zum rechten unteren Bildrand zu denken ist, deutlich verdreht. Die intensive Verfaltung und anatektische Beeinflussung des Bändergneises muß somit älter sein als die Platznahme in der tonalitisch-granodioritischen Schmelze. Gletscherschliffplatten ca. 250 m SE Gamsspitzl in 2860 m Höhe.

Die am leichtesten erreichbaren, aussagekräftigen Aufschlüsse zur relativen Altersfolge der einzelnen Zentralgneistypen im Hinteren Krimmler Achenal befinden sich im Bereich des zweigeteilten namenlosen Baches SE der Warnsdorfer Hütte unterhalb des Eissees. Klare Intrusionsverhältnisse kann man auch an den flachen Gletscherschliffen S des Gamsspitzls SW der Kote 2980 beobachten. Gegen NW, in Richtung auf die in der geologischen Karte nicht weiter untergliederten Gneis-Glimmerschieferzone (nov. nom.)

hin nimmt die Deformation der Gesteine stark zu und es läßt sich in diesem Scherstreifen der schollenartige Charakter der eingelagerten Amphibolite, Biotitschiefer und -gneise sowie kalifeldspatreichen Augengneise viel schwerer erkennen. Man beobachtet dort meist eine durchgreifende intensive Parallelzersetzung aller Gesteine.

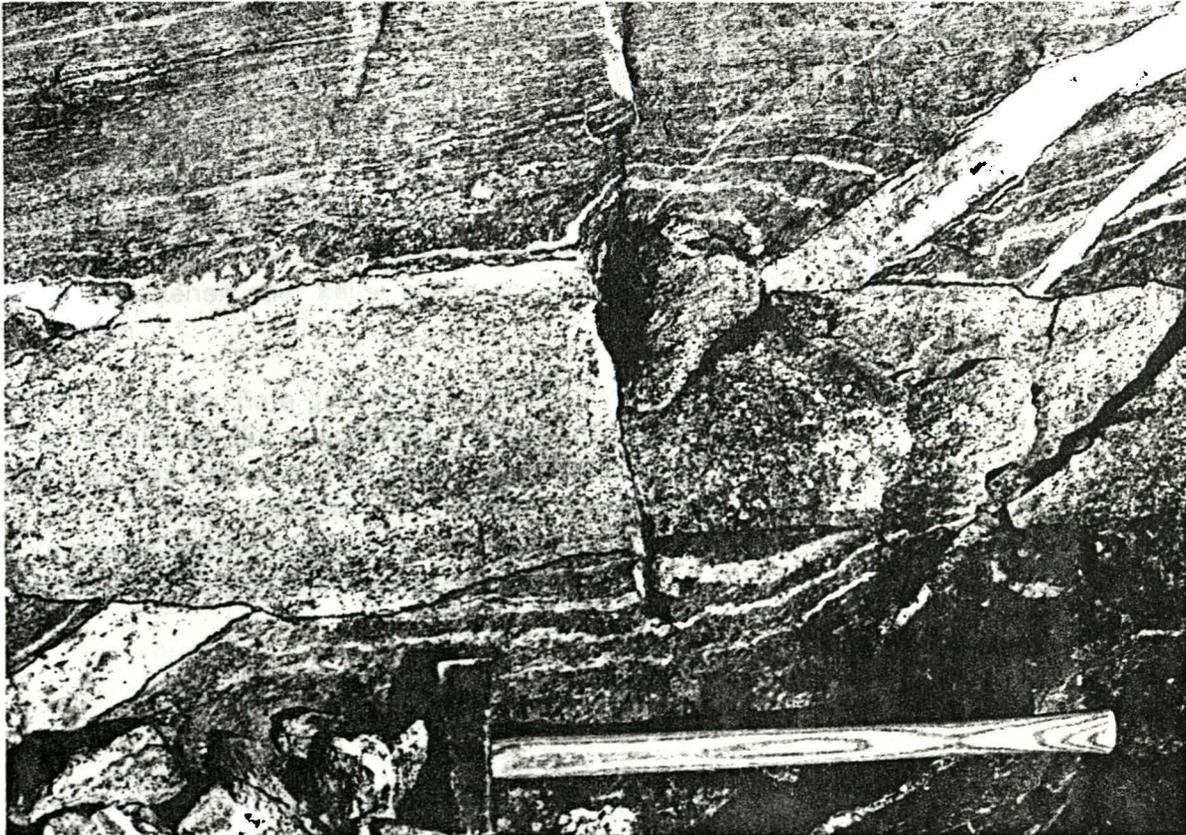


Abb. 6: Streifig-metatektischer biotitreicher Gneis mit vereinzelt Kalifeldspat-Augen, der samt diskordanten Aplitgängen nochmals diskordant mit scharfen Grenzen von einem Granodioritgang des Zillertal-Venediger Plutons durchbrochen wird (Intrusionsgrenzen sind in der Natur nachgezeichnet). Im oberen Randbereich der Spaltenfüllung ist z.T. ein schmaler aplitisch-pegmatitischer Randsaum des Granodioritgangs entwickelt.

Üblicherweise beobachtet man im Hinteren Krimmler Achenal mehrere "vortonalitische" Ganggenerationen. Dabei ist die älteste stets in Form konkordanter, teilweise pygmatisch gefalteter Aplitlagen ausgebildet, wie das auch auf Abb. 6 zu sehen ist. Es folgen danach meist noch mindestens zwei diskordante Ganggenerationen, von denen eine gewöhnlich stark pygmatisch gefaltet ist, während die andere in Form geringmächtiger scharf begrenzter Gänge vorliegt. Letztere ist auch auf der Abbildung zu sehen.

Schließlich ist noch eine zum Tonalit/Granodiorit gehörige Aplitgeneration weit verbreitet und daran zu erkennen, daß diese jüngeren Aplite sowohl die Schollen als auch den Granodiorit selbst diskordant durchbrechen.

Ca. 30 m S des markierten Weges von der Warnsdorfer Hütte zum Gamsspitzl in 2640 m Höhe.

Die von den schollenführenden Zentralgneisen scharf abgegrenzte Gneis-Glimmerschieferzone (vgl. auch BECKE 1903, CORNELIUS 1949) fällt unter diese gegen SSE ein, ist sehr heterogen zusammengesetzt und sticht im Gelände schon durch die braun-rostigen Verwitterungsfarben hervor. Sie besitzt einen bänderartigen Aufbau wobei in rascher Wechselfolge hauptsächlich helle Glimmerschiefer, Chlorit- und Albitgneise, aber auch Schwarzphyllite sowie Quarzitlagen auftreten. Neben

Paramaterial ist am Aufbau dieser Serie in geringem Maße offensichtlich auch vulkanogenes Gesteinsmaterial beteiligt.

Bei der geologischen Interpretation der Gneis-Glimmerschiefer Zone erhebt sich die Frage, ob es sich dabei um eine tektonische Lamelle handelt, oder ob dieser Bereich schlicht als Rest des "Alten Daches" des Venedigerplutons aufzufassen ist. CORNELIUS (1949) denkt an die Möglichkeit, es könnte sich bei diesen Paragesteinen um eine im Zentralgneis eingeschlossene Riesenscholle handeln.

Ich tendiere eher zur Auffassung, daß der Gneis-Glimmerschieferstreifen tektonisch eingeklemmt ist, da ich an keiner einzigen Stelle einen Intrusivkontakt des Venediger-Granodiorits zu den Paragneisen gefunden habe. Ebenso paßt der Gesteinsbestand der Gneis-Glimmerschiefer Zone nicht zur Lithologie der im Granodiorit eingeschlossenen Schollen, ganz im Gegensatz zum gleich südlich anschließenden Altkristallin, das diesbezüglich viel mehr Affinitäten bietet.

Im Liegenden, also NW der Gneis-Glimmerschieferzone folgen wieder massige Tonalitgneise, in denen aber keine größeren Schollen eines "Alten Daches" beobachtet werden konnten.

Der NE-SW gerichtete, tiefe grabenartige Einschnitt ganz im NW des kartierten Gebietes markiert eindrucksvoll die ausgeprägte jüngere Störungslinie, die vom Obersulzbachtal kommend über das Krimmler Törl weiter zur Birnlücke ins Ahrntal nach Südtirol verfolgt werden kann. Dieses bedeutende Lineament bedingt, daß dem SE Randbereich des Zillertal-Venediger Zentralgneiskörpers als sogenannter Venedigerlappen (FRISCH 1977) eine gewisse tektonische Eigenständigkeit zukommt.

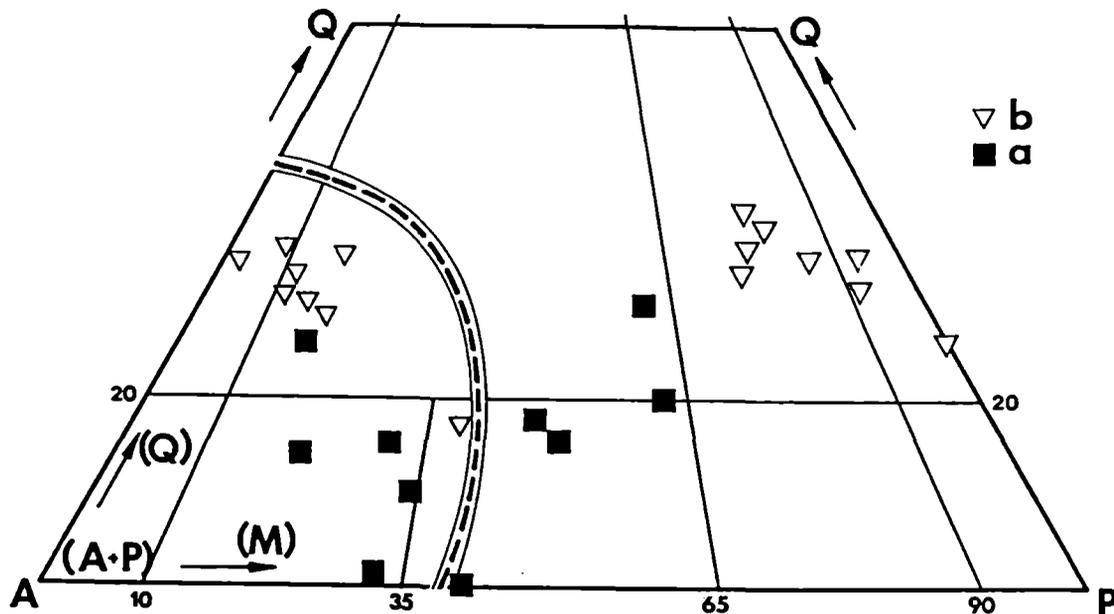


Abb. 7: Das Dreieck zeigt die petrographische Klassifizierung der im Oberen Krimmler Achtal auftretenden granitoiden Gesteine nach STRECKEISEN (1967).

Der modale Mineralbestand wurde hauptsächlich aufgrund von MESONORM-Berechnungen (MIELKE & WINKLER 1979) ermittelt. Neben eigenen Analysen wurden zur Verrechnung auch die chemischen Gesteinsanalysen von FIMMEL (1990) verwendet (vgl. Tab. 11 Analysen Nr. 52-58). Bei einigen Proben wurde zur Kontrolle der Modalbestand zusätzlich mittels Auszählen von 2000 Dünnschliffpunkten ermittelt (vgl. Tab. 2, Kap. 3.3.).

Die anschließend näher beschriebene ältere Zentralgneisgruppe umfaßt vor allem Monzonite, Quarzmonzonite und quarzarme Granite (a in Abb. 7, Krimmler Augengneise, vgl. Kap. 3.3.). Die jüngeren tonalitisches-granodioritischen Zentralgneise (b in Abb. 7) sind davon deutlich getrennt und folgen einem tonalitisches-trondjhemitischen Differentiationstrend, wie er für die Tonalite und Granodiorite des Zillertal-Venediger Zentralgneiskerns sehr charakteristisch ist (vgl. FINGER et al. 1993).

Dem linken Abschnitt des Dreiecks ist zu entnehmen, daß bei den älteren Zentralgneisen der Gehalt an mafischen Gemengteilen mit durchschnittlich 10-35 Vol% i.a. gegenüber dem Gehalt in den jüngeren Tonaliten und Granodioriten (5-15 Vol% Mafite) deutlich erhöht ist. Dieser Unterschied in der Farbzahl kommt natürlich auch im Gelände deutlich zum Ausdruck (vgl. z.B. Abb. 8).

3.2.2. Diskussion der bisherigen geologischen Arbeiten im Hinteren Krimmler Achental

In der geologischen Spezialkarte Blatt Krimml 151 von F. KARL & O. SCHMIDEGG (Geol. B.-A. 1979) wurde der Bereich SE des Gamsspitzls unter der Bezeichnung "Schollenmetatonalit bis -granit" ausgetrennt.

Die gleiche Kartenausscheidung ist in der Karte von KARL & SCHMIDEGG auch etwas weiter westlich am Krimmler Tauernpaß eingezeichnet, meiner Ansicht nach allerdings zu unrichtig. Während nämlich SE der Warnsdorfer Hütte in den Schollen eine mehrphasige, metamorphe und magmatische vortonalitische geologische Entwicklungsgeschichte eingefroren ist, kann dies am Krimmler Tauern nicht beobachtet werden. Die dort zahlreich auftretenden Meter bis 10er Meter großen dunklen, weitgehend homogenen hornblende- und biotitreichen Schollen im Tonalit sind nämlich, wie auch aus den dortigen Verbandsverhältnissen klar hervorgeht, magmatogene Autolithen ("cognate enclaves") und mit der Tonalitentwicklung selbst in Zusammenhang zu bringen.

Ch. EXNER (1961, S.59) wies mit den Worten "...eine der großartigsten Migmatitzonen, die ich jemals sah..." in einem Exkursionsbericht beeindruckt auf das Gebiet SE der Warnsdorfer Hütte hin. Man könne dort..."die aplitische Durchtränkung von Glimmerschiefern, Paragneisen und Amphiboliten und in Entwicklungsstadien vorhandene Feldspatsprossung bis zu mehreren cm-großen Kalifeldspat-Kristallaugen mit Karlsbader Verzwilligung in Glimmerschiefern"... exemplarisch studieren.

Die guten Aufschlußverhältnisse und zahlreichen unterschiedlichen geologischen Phänomene im Bereich zwischen Warnsdorfer Hütte und Gamsspitzl veranlaßten auch F. KARL des öfteren näher auf diesen Abschnitt einzugehen. Er beschrieb diese Zone als ein Musterbeispiel für eine Migmatitzone im Kontaktbereich des (nach seiner damaligen Auffassung alpidischen) Venedigertonalits zur Umgebung (KARL & SCHMIDEGG 1964, S.8; KARL 1966, S.423ff). Denn KARL forschte im Bereich des Venedigertonalits stets nach solchen anatektischen Kontakten, die ..."eine genetische Brücke zur tiefen Aufschmelzungszone"... des Tonalits (KARL 1966, S.423) belegen würden. Unter dem Stichwort "syntektonische Granitisation" erklärte KARL viele jener Phänomene, die im vorherigen Kapitel skizziert wurden.

KARL ging davon aus, daß die intrudierenden Magmen der Venediger "Tonalit-Granite" die umgebenden Gebiete durch Anatexis und Stoffdifferenzierungen etwa in Form einer Alkaliimmigration etc. verändern würden. F. KARL (1966, S.426) schreibt dazu:

"Die Kontakterscheinungen zu umgebenden Biotit-Plagioklasgneisen, Glimmerschiefern und Metabasiten sind durchschnittlich 50 bis 100 m mächtig und zeigen Agmatite, Nebulite und Metablastite in engräumigem Nebeneinander einer örtlichen Anatexis am Intrusionskontakt. Intensive Kalifeldspatblastese, teilweise Aufschmelzung, aplitische Durchtränkung und überzeugend diskordante Granitkontakte...in dieser Grobmengungszone SE der Warnsdorfer Hütte...belegen, daß Migmatisation, Tektonik und Granitplatznahme gleichzeitig geschehen sind."

Aus meiner Kenntnis der Geländesituation bezieht sich diese Analyse, zumindest im Bereich der Warnsdorfer Hütte (vgl. KARL 1966, Abb. 9 und 10), aber ganz bestimmt nicht auf die alpidisch geschontesten Partien, sondern trifft viel eher auf den Bereich gleich im Hangenden der Gneis-Glimmerschieferzone zu, die von der Hütte zum Gamsspitzl zieht. Die überaus intensive Deformation läßt aber dort die Identifizierung reliktscher primärmagmatischer Strukturen wohl nur mehr in Ausnahmefällen zu.

Dagegen ist in geschonteren Bereichen, wie gezeigt werden konnte, die detaillierte Reihenfolge eigenständiger magmatischer Zyklen im Dachbereich des Zillertal/Venedigertonalits durchaus plausibel und nachprüfbar zu beweisen.

Schließlich liegt über das neu aufgenommene Gebiet aus jüngerer Zeit noch eine Diplomarbeit aus Tübingen von R. FIMMEL (1990) vor. Neben einer Kartierung im Maßstab 1:10.000 wurden dabei auch die verschiedenen Gesteinstypen zwischen Krimmler Törl im SE und Birnlücke im SW des Krimmler Talschlusses petrographisch bearbeitet.

Was die darin dargelegten Beobachtungen und Schlußfolgerungen bezüglich der Zentralgneise im obersten Bereich des Krimmler Achantals betrifft, so unterscheiden diese sich von meinen eigenen Ergebnissen doch ganz erheblich.

Zunächst ist festzuhalten, daß die eigene geologische Kartierung SE der Warnsdorfer Hütte nur in Teilbereichen mit der geologischen Karte von FIMMEL (1990) übereinstimmt. In engräumigem Wechsel unterscheidet FIMMEL im Bereich zwischen dem Krimmler Kees und der Warnsdorfer Hütte eine große Anzahl verschiedener Zentralgneistypen, nämlich Granit, Augen/Flasergneis, Tonalitgneis mit Xenolithen, Porphyrgneis und Migmatit.

Bei meinen Begehungen konnte ich weder größere Bereiche an Graniten, noch typische Augen/Flasergneise (sensu KARL 1959) finden. Das schließt nicht aus, daß es innerhalb der leukokraten tonalitisch-granodioritischen Zentralgneise stellenweise auch kontinuierliche Übergänge zu mehr granitischen Varianten gibt (vgl. schon CHRISTA 1931, KARL 1959) bzw., daß die Granodiorite durch eine intensivere Deformation bereichsweise "augengneisartigen" Charakter besitzen. Solche lokalen Phänomene, die übrigens im Maßstab 1:10.000 kaum durchhaltbar zu kartieren sind, rechtfertigen jedoch sicher nicht die Ausscheidung petrogenetisch eigenständiger Zentralgneistypen.

Dagegen wurde das wesentliche geologische Kriterium des Gebietes SE der Warnsdorfer Hütte, nämlich der Umstand, daß es innerhalb der tonalitisch-granodioritischen Zentralgneise Anhäufungen bis zu mehrere 10er Meter und auch über 100 m große Schollen mit einer komplett eingefrorenen prätonalitisch-geologischen Entwicklungsgeschichte gibt, weder in der Karte von FIMMEL noch in der dazugehörigen Beschreibung berücksichtigt.

Ein weiterer wesentlicher Unterschied zur eigenen Arbeit besteht in der Interpretation der porphyrischen kalifeldspat- und biotitreichen Augengneise, die bei FIMMEL als "Metablastite" (Porphyrgneise) bezeichnet werden. FIMMEL kommt zum Schluß, daß es sich bei dieser augigen, tatsächlich jedoch in Schollen auftretenden, also nach dem Geländebefund ältesten Zentralgneisgeneration um ein "postgranitoides Ganggestein" (!) handelt, eine Ansicht, die keinesfalls haltbar ist.

3.3. DIE KRIMMLER AUGENGNEISE (nov. nom., Nr. 2 in Beilage 1))

Unter dieser Bezeichnung werden jene kalifeldspat- und biotitreichen, \pm porphyrischen, oft auch anatektische Augengneise zusammengefaßt, die im im Obersten Krimmler Achental die ältesten Zentralgneise bilden und dort vor allem in Form teilweise riesiger Schollen (vgl. Abb. 8) innerhalb jüngerer, (mehr leukokrater) tonalitisches-granodioritischer Intrusivmassen vorkommen (vgl Kap. 3.2.1.).

Diese älteren, biotitreichen und damit dunkleren Zentralgneise treten in engem Parallelverband zu oft \pm anatektischen Biotitgneisen und -schiefern sowie Amphiboliten auf. Die Amphibolite zeigen dabei mitunter venitische Phänomene wie sie mir z.B. auch von Amphiboliten der südlichen Böhmisches Masse etwa im Bereich der Wachau und des Kamptals/Niederösterreich in der Nähe des Gföhler Gneises bekannt sind. Ein häufiger Bestandteil dieser älteren Serie sind auch große, meist konkordant eingelagerte Aplitmassen.

Wie schon bei den Erläuterungen der geologischen Karte näher ausgeführt (vgl. Kap.3.2.) erinnert die geländepetrographische Charakteristik dieser Serie sehr an die Ausbildung des Riffdeckenkristallins im mittleren Tauernfenster.

3.3.1. Petrographie

Der Modalbestand der Krimmler Augengneise wurde vor allem aufgrund von MESONORM-Berechnungen (MIELKE & WINKLER 1979) ermittelt, da die grobe Körnigkeit und der meist porphyrische Charakter keine verlässliche optische Integration des Modalbestandes erlauben. Nur bei zwei Schliffen, nämlich dem eines stellenweise sehr homogenen mittelkörnigen Granitgneises (AS 83A/90), und von der Grundmasse eines grob porphyrischen Augengneises (AS 84A/90), wurde der Modalbestand mittels Auszählen von 2000 Dünnschliffpunkten ermittelt (vgl. Tab. 2).

Tab. 2

Optisch ermittelter Modalbestand der Krimmler Augengneise (nähere Angaben zum untersuchten Probenmaterial im Text)

Probe	Mineral (Vol.%)							
	Kf	Plag	Qu	Bio	Hbl	Hgl	Kl/Ep	Akz
AS 83A/90	34	31	14	18	-	1	+	2
AS 84A/90	27	26	10	30	1	+	3	3

Im Streckeisen-Diagramm (vgl. Abb. 7 und Abb. 60) sind die Krimmler Augengneise aufgrund des Quarz-Feldspat Verhältnisses als Monzonite, Quarzmonzonite und quarzarme Granite zu klassifizieren.

Modal ist bei beiden Augengneistypen der hohe Mafit-Gehalt (10-30 Vol.%) auffallend, der sich vor allem im Auftreten von Biotit äußert. Mitunter sind jedoch in Dünnschliffen (vgl. Mikroskopie) auch biotitisierte primärmagmatische Hornblendereste zu sehen. Die MESONORM-Berechnungen (MIELKE & WINKLER 1979) weisen darauf hin, daß Hornblende bei manchen Varianten ursprünglich in Mengen bis zu 25% vorhanden gewesen sein kann.

Bei den Krimmler Augengneisen sind makroskopisch im wesentlichen **zwei Granitoidtypen** zu unterscheiden, nämlich

1. schwarz-weiß gesprenkelte grob porphyrische Augengneise (vom Typ AS 84/90, vgl. Abb. 8) mit (quarz)monzonitischem Charakter (tw. auch mit Tendenz ins Syenitische). Für diese im Gelände schon von weitem auffälligen Porphyrgneise sind vor allem die meist 1,5 bis 3 cm, seltener bis über 5 cm großen, weißen bis blaugrauen Kalifeldspateinsprenglinge kennzeichnend. Die Kalifeldspäte sind tw. noch völlig idiomorph, bisweilen verzwillingt und oft erkennt man schon freiäugig zonar eingeregelter Biotite und epitaktische Plagioklase.

2. mittel/grobkörnige, dunkelgraue, eher meta- bis diatektische Augengneise mit quarzmonzonitischer bis granitischer Zusammensetzung (vom Typ AS 83/90, vgl. Abb. 9). Auch dieser Augengneistyp besitzt stellenweise einen ausgeprägten porphyrischen Charakter mit 1 bis 2 cm großen, ebenfalls oft völlig idiomorphen, verzwillingten Kalifeldspateinsprenglingen.

Diese zumeist auch stärker verschieferten Granitgneise hatten primär meta- bis diatektische Textur und weisen in ihrer makroskopischen und petrographischen Charakteristik große Übereinstimmungen mit dem Hochweißfeldgneis im mittleren Tauernfenster (vgl. Kap.3.10.) auf.

zu 1: Die Mikrostruktur der porphyrischen biotitreichen Augengneise (vom Typ AS 84/90, vgl. Abb. 9) wird durch die einförmige Grundmasse aus 0,5-1 mm langen dünntafeligen Biotiten, kleinen xenomorphen Kalifeldspäten und Plagioklasen bestimmt, worin mm bis cm-große, idiomorphe bis hypidiomorphe Kalifeldspäte und Plagioklase eingelagert sind. Quarz tritt hauptsächlich als Bestandteil der Grundmasse auf, jedoch auch hier nur als eher untergeordneter Gemengteil (vgl. Tab. 2 bzw. MESONORM AS 84/90).

Die magmatisch gewachsenen Kalifeldspäte sind meist als flaue Mikroklinae ausgebildet. Neben häufig auftretender Aderperthitbildung beobachtet man bereichsweise auch Schachbrettabbitisierung. Vor allem in perthitisierten Bereichen treten oft unzählige winzig kleine Klinozoisite und Hellglimmerfitter auf (vgl. Füllungsmikrolithen in Kalifeldspäten FRASL 1953b). Die Kalifeldspäte weisen intern örtlich auch eine charakteristische Trübung auf, die sich in Form einer durch feinstverteilten, niedrig licht- und doppelbrechenden Substanz äußert. Es handelt sich dabei um reliktsch erhaltene Orthoklasparteien, die noch nicht oder nur teilweise umkristallisiert, also triklinisiert sind (vgl. auch FRASL 1954, 1958).

Die Plagioklase (Oligoklas, meist 2-5 mm) sind überwiegend feinlamelliert, polysynthetisch verzwillingt (tw. Kombination Albit- Periklingesetz) und hypidiomorph. Zusätzlich ist häufig eine primärmagmatische Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz zu beobachten.

Biotit bildet neben einem feinkörnigen, durch Rekristallisation gekennzeichneten Oligoklas-Quarzpflaster den Hauptbestandteil der Grundmasse. Er ist deutlich pleochroitisch (nx blaßgelb, ny,nz bräunlich-olivgrün) und weist ungewöhnlich viele eingeschlossene Apatite und Titanite auf. Auch musterhaft entwickelte Sagenitgitter kommen vor.

Ein gewisser Anteil an Biotit dürfte aus Hornblende hervorgegangen sein, da man nämlich innerhalb von Biotitnestern kleine (bis 1 mm) blaßgrüne (tw. bräunliche Kernpartien), schwach pleochroitische (nx,ny farblos, nz blaßhellgrün) Hornblendeaggregate sieht und dabei eine schrittweise Umwandlung in Biotit zu beobachten ist. Manchmal beobachtet man auch typische Kopfschnitte von Hornblende.

Die Biotit-Augengneise vom Typ AS 84/90 sind durch zahlreich vorhandene Akzessorien gekennzeichnet, wobei die Dominanz Calcium- und Titan-reicher Minerale auffällt: Allenthalben beobachtet man syn- bis postkinematisch gesproßte Klinozoisit/Epidotaggregate, oft auch als Randsaum um ebenfalls ungewöhnlich häufig auftretende, bisweilen völlig idiomorphe und zonar gebaute, also primärmagmatische Orthite.

Titanite bilden 1 bis 1,5, selten 2 mm große, tw. völlig idiomorphe rautenförmige Kristalle. Diese großen vermutlich primärmagmatischen Titanite sind durch einen ausgeprägten Pleochroismus gekennzeichnet (nx - fast farblos, schwach bräunlich; nz - bräunlich, dunkelbraun) und führen als Einschlüsse opake Phasen. Daneben kommt Titanit auch reichlich als alpidisches Entmischungsprodukt der Biotite in Form kleinerer vor allem xenomorpher Körner und Aggregate vor.

Ebenfalls sehr häufig tritt Apatit in bis 0,5 mm großen Körnern auf. Die Apatite besitzen relativ oft idiomorphe Umrisse und sind meist mit Biotit verknüpft. Auffallend oft ist in ihnen als bemerkenswertes primärmagmatisches Relikt noch eine dunkle "Seele" mit teilweise idiomorphen Umrissen vorhanden, wie sie übrigens sonst in der gleichen Häufigkeit nur bei den Porphyrgneisen des Ahornkerns (vgl. Kap. 3.4.1.) beobachtet werden konnte.

Außer akzessorischen Zirkonen und Monaziten(?) sowie opake Phasen (Ilmenit) treten als sekundäre Zwickelfüllung schließlich nicht selten bis zu 0,5 mm große Karbonataggregate auf.

3.3. Die Krimmler Augengneise

zu 2: Auch bei den meta- bis diatektischen Augengneisen vom Typ AS 83/90 (vgl. Abb. 9) ist unter dem Mikroskop ein grundsätzlich porphyrischer Charakter mit 1 bis 2 cm großen Kalifeldspateinsprenglingen festzustellen.

Die großen Kalifeldspäte sind flaue Mikroklinperthite, wobei aufgrund der alpinen Deformation nur mehr die größeren Kristalle idiomorphe Formen aufweisen. Bereichsweise ist die Mikroklingitterung schärfer. Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz ist häufig zu beobachten; randlich sind in den Kalifeldspaten manchmal Myrmekite zu sehen.

Die Plagioklase sind mit durchschnittlich 2 bis 4 mm Größe viel kleiner entwickelt und weisen gewöhnlich eine intensive mikrolithenfüllung bzw. stärkere Rekrystallisationserscheinungen auf. Von randlich auftretenden "Mörtelzonen" sind mit zunehmender Oligoklasrekrystallisation alle Übergangsstadien bis hin zum völligen Kornerfall (Subkornbildung) zu beobachten.

Obwohl Quarz fallweise auch in bis zu 0,7 mm großen Kornaggregaten zu sehen ist, ist er im großen und ganzen doch typischer Bestandteil der Matrix, die aus einem Pflaster von Kalifeldspat, Oligoklas und Quarz mit einer durchschnittlichen Korngröße von 0,1 bis 0,3 mm gebildet wird.

Die Biotite (nx - blaßgelb, nz - hellbraun) finden sich in max. 4 mm großen Anhäufungen dünntafeliger Scheiter, sind aber meist in Form 0,5 mm großer Flitter locker über die Schlißfläche verteilt. Besonders im Bereich der Spaltrisse und an den Kornrändern treten als Entmischungsprodukt zahlreiche Titanitmikrolithen auf. Jene mm-großen idiomorphen Titanite, wie sie bei den biotitreichen Porphyrgneisen auftreten, kommen im Augengneistyp AS 83/90 nicht vor, im Gegensatz zum Apatit, der hier ebenfalls sehr häufig ist, wengleich i.a. ohne "Seele".

Abgesehen von etwas - sekundär aus Biotit gebildetem - Hellglimmer, treten als Akzessorien Klinozoisit/Epidot, primäre Orthite (üblicherweise von Klinozoisitsaum ummantelt), Zirkon, Monazit(?) und wiederum sekundär Karbonat auf.

Bei den Krimmler Augengneisen ist makroskopisch und petrographisch zwischen zwei Augengneistypen zu unterscheiden (vgl. Abb. 8 und 9).



Abb. 8: Das Bild zeigt den Ausschnitt einer mehreren Meter großen Scholle eines biotitreichen, porphyrischen Augengneises (Typ AS 84/90) mit cm-großen Kalifeldspat-Einsprenglingen, die in einem massigen, leukokraten Granodiorit der Zillertal-/Venediger Tonalit-Granodioritgruppe eingeschlossen ist.

Der Porphyrgneis ist petrographisch nach STRECKEISEN (1967) als Monzonit bis Quarzmonzonit zu klassifizieren. Die Struktur des Porphyrgneises ist makroskopisch stellenweise regellos körnig, wenn auch im Dünnschliff meist eine penetrative Kornregelung samt Rekrystallisation zu sehen ist.

Die im Bild sichtbare aplitisch-pegmatitische Durchschwärmung des Porphyrgneises ist übrigens älter als die Intrusion des Granodiorits und wird von diesem scharf diskordant abgeschnitten.

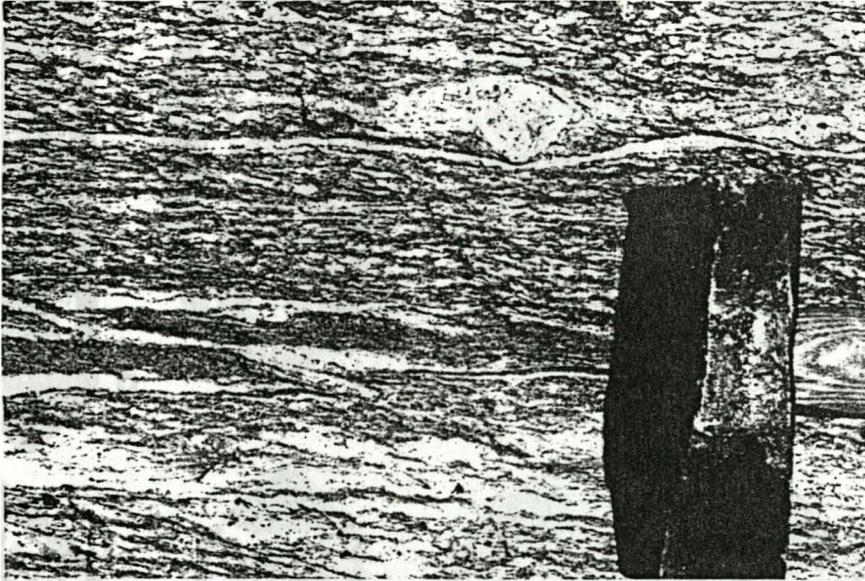


Abb. 9: Im Bild ist ein mittel/grobkörniger metatektischer Augengneis mit vereinzelt Kalifeldspat-Augen (Typ AS 83/90) etwas näher zu sehen. Bei dem cm-großen Kalifeldspat-Einsprengling in der oberen Bildhälfte, der von einem \pm symmetrischen Druckschatten aus Feldspat-Quarz Rekrustallisat flankiert ist, ist in der Natur noch deutlich die zonare Einschlußregelung von Biotiten zu sehen. Petrographisch ist das Edukt dieses Augengneistyps nach STRECKEISEN (1967) als Quarzmonzonit bis quarzärmer Granit einzustufen.

Primäre stoffliche Inhomogenitäten bedingen das für diesen Augengneistyp oft charakteristische streifig-lagige anatektische Aussehen, wobei der Gehalt an hellen und dunklen Gemengteilen starken kleinräumigen Schwankungen unterworfen ist. Im Bildbereich sind noch Reste eines Paläosoms im Form feinkörniger biotitreicher Lagen zu sehen, während andernorts die Aufschmelzung von biotitreichen Gneisen und Schiefern schon so stark war, daß \pm homogene, nur mehr örtlich schlierig-nebulitische, kalifeldspatreiche Granitoide vorliegen.

Man beachte die kleinen Scherflächen in der linken unteren Bildhälfte. Im vorliegenden Fall werden auch solche Scherflächen noch vom Granodiorit des Venediger-Kerns scharf diskordant abgeschnitten und plombiert. Sie müssen also älter sein als die Intrusion des Venedigerplutons.

Wie die Abb. 8 und 9 zeigen, sind die Kalifeldspäte in den Krimmler Augengneisen oft noch weitgehend idiomorph und übrigens durch die häufig sichtbare zonare Einschlußregelung von Biotiten und Plagioklasen sowie ihre Zwillingsbildung (vgl. FRASL 1954) schon mit freiem Auge als magmatisch gewachsene Kristalle zu identifizieren. Somit sollte man sie in diesem Bereich nicht als Blasten bezeichnen (vgl. KARL 1966, S. 28, Abb. 8; FIMMEL 1990).

Gletscherschiffplatten W Eisse, ca. 2350 m Höhe;

3.3.2. Zirkontypologie

Die Untersuchung der akzessorischen Zirkone im Streupräparat hat ergeben, daß die Ausbildung der Zirkone in beiden Augengneistypen große Übereinstimmungen aufweist. Abb. 10 zeigt eine Auswahl von Zirkonen wie sie für die Krimmler Augengneise typisch sind.

Das typische Trachtmerkmal der Zirkonpopulationen in beiden Augengneistypen ist die bevorzugte Ausbildung von (100) Prismen und (101) Pyramiden. Dies kommt auch deutlich in der statistischen Trachtauswertung nach PUPIN (1980) zum Ausdruck, wo das Häufigkeitsmaximum der Zirkontrachtformen beider ausge-

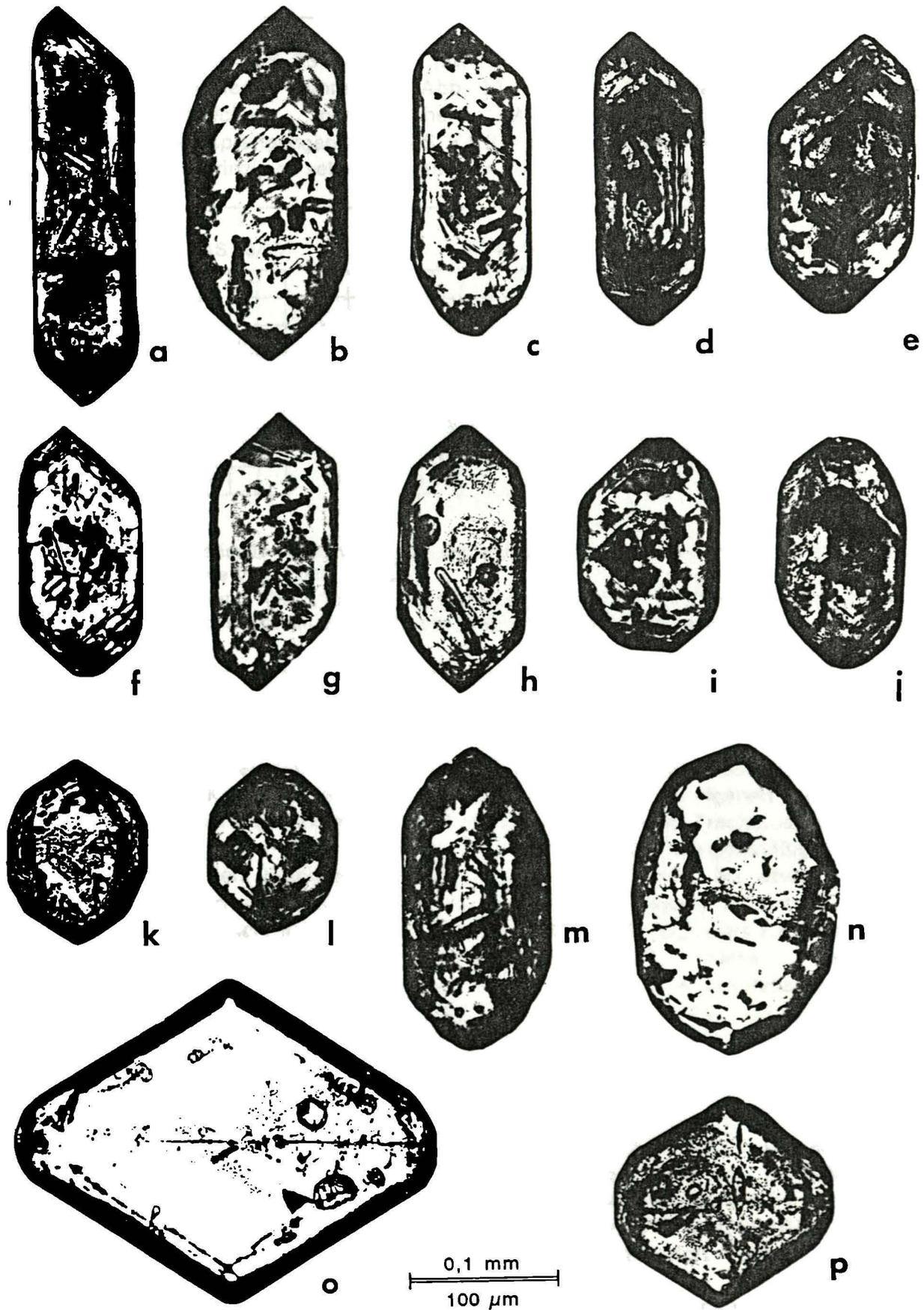


Abb. 10: Repräsentative Auswahl von akzessorischen Zirkonen der Krimmler Augengneise. Die Zirkone a,c,d,e,f,h,j,k,l,o,p sind aus der Probe AS 83/90, die übrigen aus der Probe AS 84/90. Vergrößerung 200x.

werteten Proben (AS 83 & 84/90) jeweils im rechten unteren Quadranten des PUPIN-Diagramms zu liegen kommt (vgl. Abb. 11 und Abb. 63). Was die Zirkontrachtstatistik der biotitreichen porphyrischen Augengneise mit den cm-großen Kalifeldspateinsprenglingen (Typ AS 84/90) betrifft, kommt FIMMEL (1990, S.34/35) übrigens zum prinzipiell selben qualitativen Ergebnis (vgl. Abb. 11c).

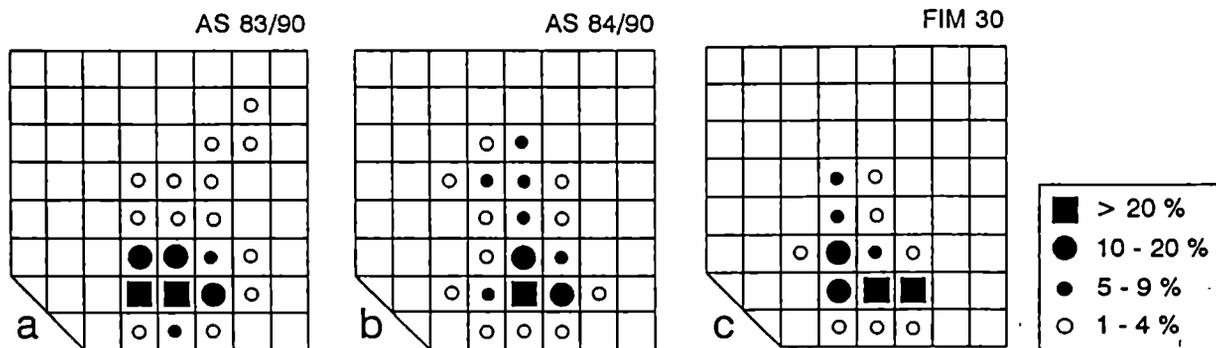


Abb. 11: Statistische Trachtverteilung der akzessorischen Zirkone der Krimmler Augengneise nach der Methode von PUPIN (1980).

Die Trachtverteilung Abb. 11c (FIM 30) wurde aus der Arbeit von FIMMEL (1990) übernommen. Das diesbezügliche Gestein entspricht den grob porphyrischen Augengneisen vom Typ AS 84/90 (vgl. Abb. 8).

Nur bei einem relativ geringen Prozentsatz der Zirkonkristalle ist eine bevorzugte Ausbildung des (110) Prismas und der (101) Pyramide i.S. von PUPIN (1980) zu sehen (vgl. auch Trachtauswertung Abb. 11). Diesbezüglich sei aber betont, daß jene tafelig ausgebildeten Kristalle von der Art o und p in Abb. 10 bei der eigenen Trachtauswertung nach PUPIN nicht berücksichtigt wurden, da diese spezielle Trachtausbildung in keiner der Arbeiten von PUPIN abgebildet oder indiziert ist. Mengenmäßig macht dieser Zirkontyp in den Krimmler Augengneistypen aber jeweils bis etwa 10% (!) der Zirkonpopulation aus. Ein charakteristisches Merkmal dieses Zirkontyps ist oft eine optisch deutlich hervorgehobene Mittellaht. G. FRASL (1963) wies z.B. besonders beim durbachitischen Rastenberger Granodiorit auf diese ungewöhnliche Zirkontrachtausbildung hin, wo genau die gleichen Zirkone ebenfalls etwa 10% der Gesamtzirkonpopulation bilden (FRASL 1963, S.420). FRASL verweist hier auf J. SLAVIK (1952) der diesen Zirkontyp ebenfalls besonders häufig (9-11%) bei Hornblendedioriten des zentralböhmischen Plutons beobachtete.

Die Zirkonpopulation beider Augengneistypen enthält offensichtlich auch einen gewissen Anteil "übernommener", also nicht magmaeigener Zirkone, welche im Gegensatz zu den idiomorphen und oft zonar gebauten (s.u.) Kristallen stark zugerundet sind und einen mehr oder minder ovalen Umriß zeigen (vgl. m,n). Der Anteil jener Kristalle, bei denen die Tracht aufgrund einer starken Zurundung der Kanten (vgl. m,n) nicht gut bestimmbar ist, ist bei den dunklen biotitreichen Porphyrgneisen (AS 84/90) höher als bei den helleren Augengneisen (AS 83/90) und beträgt dort etwa 10-15% der Gesamtzirkonpopulation.

Insgesamt sind die Zirkonkristalle typischerweise meist gedrunen und etwa 1,5 bis 2,5 mal so lang wie breit. Höher elongierte Kristalle sind viel seltener.

Der Habitus der Kristalle ist mitunter auch tafelig. Dies ist besonders bei Kristallen mit sehr großen (100) Prismen und keilförmig ausgebildete Kristallenden der Fall, wobei dann die Pyramidenflächen einen "satteldachartigen" Abschluß bilden (vgl. e,f,i,j). Sehr

häufig liegen die Kristallspitzen auch nicht in einer Achse sondern sind gegeneinander versetzt (vgl. z.B. a,b,d,e,f,g).

Bei den Pyramidenflächen kommt meist der (101) Pyramide eine größere Wertigkeit zu als der steileren (211), doch sind beide Pyramiden auch sehr oft gleich groß entwickelt.

Etwa die Hälfte der Zirkone zeigt eine unterschiedlich starke rosa Färbung, wobei manchmal sogar intensiv himbeerfarbene Hyazinthe vorliegen.

Einschlüsse in den Zirkonen sind sehr häufig. Neben nadeligen Apatiteinschlüssen ist sehr oft eine Anhäufung dunkel erscheinender, trüber Substanz zu sehen. Eine solche Bräunung der Kristalle im Korninneren bzw. auch eine selektiv stärkere Metamiktisierung im Korninneren sind gängige Erscheinungen.

Am idealsten und scharfkantigsten erwiesen sich die Kristalle der Trachtausbildung S 24 (vgl. PUPIN 1980).

Idiomorpher Zonarbau ist ein sehr auffälliges und häufig zu beobachtendes Phänomen der Zirkone in den Krimmler Augengneisen (vgl. b,c,d,e,f,h,i,j) und tritt bei über 50% der Kristalle auf. Er ist im allgemeinen mehrschalig und konzentrisch. Nur selten ist der Ansatz des magmatischen Schalenwachstums azentrisch (z.B. h). Meist bleiben Habitus und Tracht der Zirkone während des Kristallwachstums vom Kern zu Rand hin weitgehend dieselben, wobei jedoch oft zu beobachten ist, daß an den Pyramidenflächen ein schnelleres Wachstum herrscht als an den Prismenflächen (vgl. b,c,i,j).

"Alte Kerne" sind selten zu sehen. Hingegen besteht der Verdacht, daß die mehr "eiförmig" rundlichen Kristalle (m,n) ältere Xenokristalle (X-type Zirkone, FINGER 1989) repräsentieren oder solche größere Kerne haben (z.B. k,l).

3.3.3. Geochemie

Neben zwei eigenen Haupt- und Spurenelementanalysen wurde zur Diskriminierung auch eine Gesamtgesteinsanalyse von FIMMEL (1990) verwendet (Tab. 11 Analysen Nr. 5-7). Die Krimmler Augengneise besitzen hauptsächlich intermediäre Zusammensetzung (57-67 Gew.% SiO₂) mit signifikant hohen K₂O Gehalten (4,6-6,6 Gew.%). Die Gneise sind aufgrund ihres durchwegs metalumischen Charakters als (high-K₂O) I-Typ Granitoide (vgl. auch FINGER et al. 1990) zu klassifizieren. Im Vergleich zu den Tonaliten und Granodioriten des Zillertal/Venediger Kerns sind die Gehalte an Ba (1150-2500 ppm), Sr (330-600 ppm), Rb (170-220 ppm) und Zr (230-400 ppm) auffallend hoch. Ebenso sind die Th-Gehalte mit 40 bis 47 ppm signifikant hoch. Dementsprechend weisen die HORG-normierten Spurenelementmuster (PEARCE et al. 1984, vgl. Abb. 66 und 67) der Krimmler Augengneise im Bereich Rb-Ba-Th ein charakteristisches Plateau auf, daß sie von den kalkalkalischen Zentralgneisen des des Zillertal-/Venediger und Tuxer Kerns, den S-Typ Graniten vom Granatspitz und den Graniten mit A-Typ Tendenz klar unterscheidet.

3.4. DER AHORN-PORPHYRGNEIS (Nr. 3 in Beilage 1)

Dieser hell-dunkel gesprenkelte, porphyrische granitoide Gneis mit seinen meist 1-5 cm, maximal bis zu 10 cm großen (FRISCH 1968) oftmals völlig idiomorphen Kalifeldspateinsprenglingen (vgl. Abb. 12) bildet das hauptsächliche Gestein des Ahorn-Zentralgneiskörpers (Ahornkern, KOBER 1923), welcher nach der Ahornspitze (2976 m) SE von Mayrhofen benannt ist. Der Ahorn-Zentralgneiskern erstreckt sich als etwa 5 km breite langgestreckte tonnenförmige Kuppel von der Realspitze im Westen über ca. 25 km nach ENE bis ins Schönachtal wobei er nach beiden Seiten unter die Metasedimente und Metavulkanite der Schönachmulde (HAMMER 1936, THIELE 1950; Trenknermulde bei KUPKA 1953) abtaucht. Es finden sich aber auch weiter im Westen, nämlich im Bereich des Tuxer Hauptkamms, z.B. beim Olperer durchaus vergleichbare und teilweise sogar äquivalente Augengneise (vgl. Kap. 3.4. und 3.5.), wie dies z.B. von SANDER 1911, RAASE 1971 und THIELE 1973 bereits angedeutet wurde.

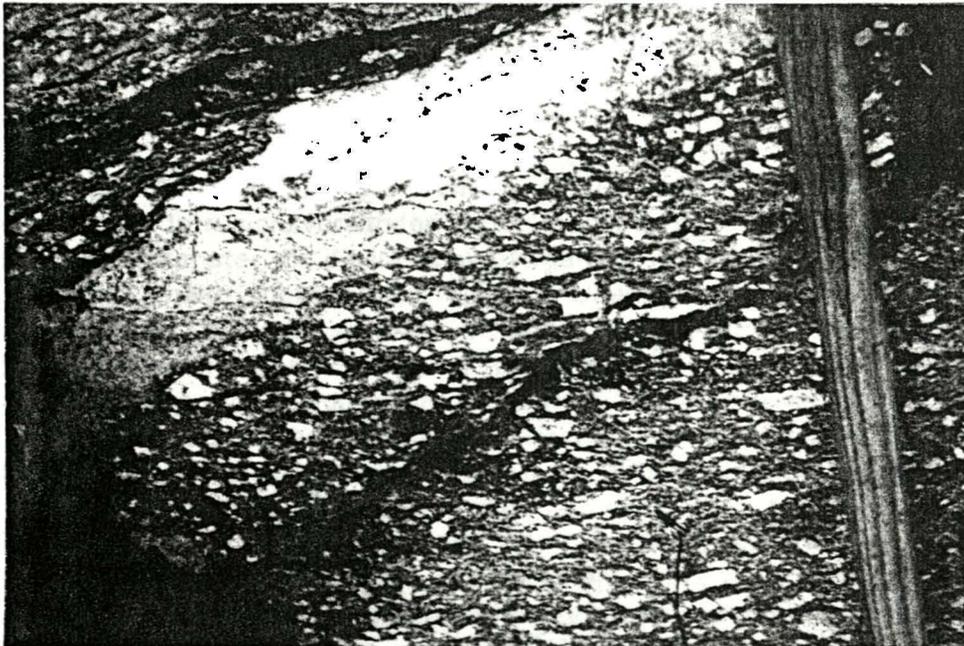


Abb. 12: Ahorn-Porphyrgneis mit \pm idiomorphen, mehrere cm großen Kalifeldspat-Einsprenglingen. Im Bild ist auch ein leicht diskordanter aplitisch-pegmatitischer Gang zu sehen. In 2020m Höhe, am markierten Weg von der Bergstation der Ahorn-Seilbahn zur Edelhütte in der NE-Flanke des Filzenkogels.

Im Norden wird der Ahornkern transgressiv mit tw. erhaltener Winkeldiskordanz (SANDER 1921) von der Hochstegenserie (FRISCH 1968), einer i.w. jurassischen (terrestrisch beeinflussten, flachmarinen?) Sedimentserie, überlagert.

Weitgehend ungeklärt sind die Verhältnisse an der Südbegrenzung des Ahornkerns. Während im W anscheinend eher kontinuierliche Übergänge in die südlich angrenzenden Serien bestehen (KUPKA 1953, FRISCH 1969) ist die Südgrenze im Ostteil des Ahornkerns nach KUPKA (1953) als scharfe tektonische Grenze ausgebildet. Stellenweise dürften aber noch diskordante Intrusivkontakte zwischen dem Porphyrgneis und Gesteinen der Schönachmulde erhalten geblieben sein (vgl. FRISCH 1968, RAASE 1971), was eigentlich für ein vorvariszisches Alter der

Schönachmuldengesteine spricht (FRISCH 1968, RAASE 1971, 1972; THIELE 1974, 1976). Ein solches wird jedoch aufgrund verschiedenster Überlegungen immer wieder bezweifelt (vgl. dazu im Detail BEIL-GRZEGORCZYK 1988, MILLER et al. 1984; SCHÖN & LAMMERER 1989, SÖLLNER et al. 1991).

Besonders bei der geologischen Analyse des Ahornkerns samt der sedimentären Bedeckung kommen die unterschiedlichen Standpunkte - was die fazielle Zuordnung der einzelnen tektonischen Haupteinheiten im Tauernfenster betrifft - deutlich zum Ausdruck. Hier wurde z.B. erstmals von mehreren regionalen Bearbeitern aufgrund tektonischer und fazieller Merkmale die Idee einer helvetischen Position des Grundgebirges samt (par)autochthoner mesozoischer Bedeckung entwickelt (zu den Begründungen im einzelnen siehe v.a. THIELE 1970, 1976; FRISCH 1974, 1975; LAMMERER 1986), und diese Idee wurde schließlich auch auf das ganze Tauernfenster übertragen (vgl. z.B. THIELE 1980, Abb. 77). Einen ausführlichen Überblick der diesbezüglichen Diskussionstandpunkte vermittelt die Arbeit von W. FUCHS (1985, S.606ff.).

Der Ahornporphyrgneis wurde in zahlreichen Schriften behandelt (BECKE 1903, HAMMER 1936, DIETIKER 1938, THIELE 1950, KUPKA 1953, FRISCH 1968, 1969, MORTEANI 1971, RAASE 1972, THIELE 1973, 1974, 1976). Die ausführlichste petrographische Beschreibung gibt FRISCH (1969).

Nach RAASE (1971, 1972) und THIELE (1973, 1974) ist der Porphyrgneis des Ahornkerns den Intrusionsverbänden entsprechend der älteste Zentralgneistyp im westlichen Tauernfenster. Zu dieser Schlußfolgerung verhalfen vor allem Beobachtungen im heute nicht mehr zugänglichen Tuxbach-Überleitungsstollen, der von Hintertux Richtung SE zum Schlegeisspeicher verläuft und dabei in seinem Nordabschnitt untertägig die Gesteine des Ahornkerns quer zum Streichen anfährt. Dort werden die Ahorn-Porphyrgneise von feinkörnigen Metadioriten, hellen Graniten unterschiedlicher Korngröße und schließlich Lamprophyren diskordant durchschlagen (THIELE 1973).

Diese Beobachtungen alleine scheinen mir jedoch für die Beweisführung, daß die Ahorn-Porphyrgneise älter sind als die großen Massen der tonalitisch-granodioritisch-granitischen Zentralgneise des Tuxer und Zillertaler Kerns nicht ausreichend. Man kann zwar auch im Bereich des obertags zugänglichen Ahorn-Zentralgneises immer wieder diskordante Granit- und Aplitgranitdurchschläge unterschiedlicher Korngröße beobachten, wie dies auch schon von FRISCH (1968, 1969), MORTEANI (1971) und RAASE (1972) bemerkt wurde. Aber die Zuweisung solch kleiner saurer Intrusivkörper zu den weiter südlich gelegenen und von der Schönachmulde getrennten großen tonalitisch-granodioritischen Zentralgneismassen des Tuxer und Zillertal-Venediger Kerns ist weder geologisch noch petrographisch einwandfrei zu beweisen und somit immer mit Unsicherheiten behaftet.

Das schlüssigste Argument dafür, daß der Ahorn-Porphyrgranit zu den relativ ältesten Zentralgneisen im westlichen Tauernfenster zählt, scheint mir darin zu liegen, daß innerhalb des Tuxer und Zillertaler Kerns immer wieder dem Ahorn-Porphyrgneis entsprechende Porphyrgneise auftreten, wobei solche Porphyrgneise sich immer als älter erweisen, als die Gruppe der tonalitisch-granodioritisch-granitischen Zentralgneise (vgl. auch THIELE 1980, S.301).

3.4.1. Petrographie

Trotz häufiger Bearbeitung (s.o.) finden sich an keiner Stelle Angaben über den Modalbestand des Ahorn-Zentralgneises, von einer C.I.W.P.-Normberechnung bei MORTEANI (1971, S.304) abgesehen. Die Ursache dafür dürfte im grob porphyrischen Charakter dieses Zentralgneistyps liegen, der kaum eine verlässliche optische Integration des modalen Mineralbestandes erlaubt.

Von drei zur Verfügung stehenden chemischen Hauptelementanalysen (davon eine aus MORTEANI 1971) wurde der MESO-normative Mineralbestand (MIELKE & WINKLER 1979) ermittelt. Demzufolge ist der Ahorn-Porphyrgneis nach STRECKEISEN (1967) als quarzarmer Granit (24-26 Vol.% Quarz) zu klassifizieren (vgl. Abb. 60).

Der ursprüngliche Gehalt an Mafiten ist dabei für Granite relativ hoch und beträgt 13-20 Vol.%. Obwohl in den Dünnschliffen als mafische Phase außer sekundärem Hellglimmer praktisch nur Biotit vorkommt (vgl. Mikroskopie), ist aufgrund der Normberechnungen ein primärmagmatischer Hornblendegehalt von etwa 10 Vol.% anzunehmen. In diesem Zusammenhang ist übrigens interessant, daß schon F. BECKE (1912, S.167) fallweise von einem "durbachitischen" Charakter der Zentralgneise des Ahornkerns spricht. Vergleicht man etwa die chemischen Analysen (Tab. 11 Analysen Nr. 8-10) bzw. den Modalbestand des Ahorn-Porphyrgneises mit "Durbachiten" (Melagraniten) aus Vepice/Mittelböhmen oder der Typuslokalität Durbach/Schwarzwald (vgl. WIMMENAUER 1985, S.65) so ergeben sich diesbezüglich tatsächlich gewisse Übereinstimmungen. Nur beim MgO Gehalt bestehen größere Abweichungen.

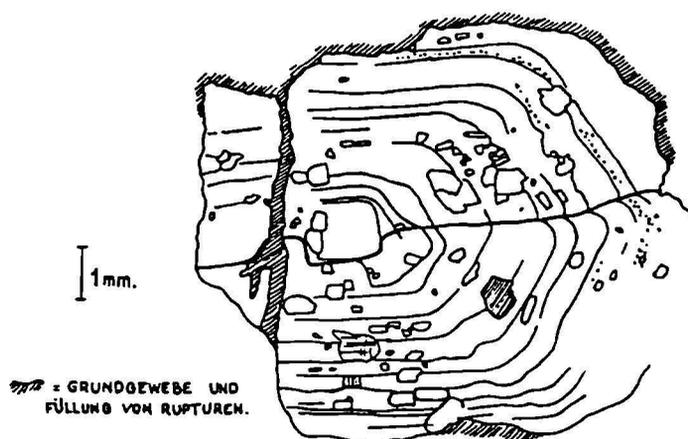


Abb. 13 (aus FRASL 1954): Der idiomorphe, meist mehrschalige Zonarbau, die oftmals epitaktisch orientierten Einschlüsse von kleinen Plagioklasen und Biotiten und die häufige Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz mit krummer Zwillingsnaht sind Belege für ein magmatisches Wachstum von Kalifeldspäten (vgl. FRASL 1954). Solche porphyrischen Kalifeldspäte sind u.a. ein typischer Gemengteil des Ahorn-Porphyrgneises, der Krimmler Augengneise (Kap. 3.3.), der Valsertal- und Grießscharten-Porphyrgneise (Kap. 3.5. und 3.6.), aber auch des Knappenwand-Porphyrgneises (Kap. 3.8.) und des Knorrkogel-Porphyrgneises (Kap. 3.9.).

Ein besonderes Charakteristikum des Ahorn-Porphyrgneises sind dessen cm-große, meist idiomorphe Kalifeldspat-Einsprenglinge, die oft schon mit freiem Auge eine zonare Einschlußregelung von Biotiten und Plagioklasen erkennen lassen (vgl. Abb. 13).

Obwohl schon THIELE (1950) und FRASL (1954, S.87/88) auf diese Merkmale als Folge eines magmatischen Wachstums der Kalifeldspäte hinwiesen, wurde der Ahorn-

Porphyrgneis auch später immer wieder noch als "Blastenschiefer" (MORTEANI 1968, A31) oder "Porphyroblastengneis" (SATIR 1975, S.13) bezeichnet. Auch bei MORTEANI (1971, S.305) werden die cm-großen, idiomorphen Kalifeldspäte als "Alkalifeldspatblasten" beschrieben.

Als charakteristische Aufschlüsse des Ahorn-Porphyrgneises bieten sich in erster Linie die Felswände in der Klamm an der alten Straße in den Zillergrund unmittelbar SSE der Ortsausfahrt von Mayrhofen/Zillertal an. Neben zahlreichen diskordanten Apliten und Pegnatiten sind dort auch dm-mächtige Feinkorngranit(gneis)-Durchschläge zu sehen. Das Gesteinsmaterial ist an dieser Lokalität i.a. analysenfrisch und von der alpidischen Durchbewegung viel weniger erfaßt worden, als etwa bei der Typuslokalität "Gasthaus Jochwand" (vgl. KUPKA 1953) an der alten Straße von Mayrhofen nach Ginzling.

Das Gestein (AS 23 & 24/89) ist auch unter dem Mikroskop durch seine sehr ausgeprägte porphyrische Struktur gekennzeichnet. In einer sehr feinkörnigen Grundmasse (0,1 - 0,2 mm Korngröße), die sich hauptsächlich aus phengitischem Hellglimmer, untergeordnet auch aus Biotit, Quarz und Plagioklas zusammensetzt, befinden sich mm bis cm große Einsprenglinge von Kalifeldspaten, Quarz und Plagioklas. Auch Biotit kommt als größere Einsprenglingsphase vor.

Trotz einer durchgreifenden Foliation, die gemäß geologischen Befunden wahrscheinlich schon variszisch angelegt wurde (vgl. FRISCH 1968, S.326) sowie der tauernkristallinen Überprägung und Rekristallisation lassen viele Minerale des Ahornporphyrgneises noch ihre primärmagmatische Charakteristik erkennen.

Die Kalifeldspäte sind vorwiegend flau Mikrokline (nur in Teilbereichen ausgeprägte Mikroklitterung), weisen perthitische Entmischung in verschiedener Ausbildung auf und sind meist zumindest randlich oder von Plagioklaseinschlüssen ausgehend schachbrettalbitisiert. Teilweise sind nur mehr reine Schachbrettalbite vorhanden. Die Kalifeldspäte sind neben dem Karlsbader Gesetz manchmal auch nach dem Manebacher Gesetz verzwillingt.

Als Einschlüsse in den Kalifeldspäten überwiegen nach den magmatischen Wachstumsflächen orientierte, mit Mikrolithen gefüllte, mehr oder weniger idiomorphe Plagioklase, die meist einen deutlichen einschlußfreien Rekristallisations-Saum besitzen.

Neben eingeschlossenen Quarz- und Biotitfragmenten weisen die Kalifeldspäte auch erhebliche Mengen an Karbonatflittern auf, wobei diese zonenweise Karbonatisierung u.U. schon auf eine gewisse primärmagmatische (subvulkanisch-vulkanische?) Alteration zurückzuführen sein könnte.

Eine für die Tauern-Zentralgneise recht ungewöhnliche Erscheinung bilden die im Ahorn-Porphyrgneis verbreiteten meist mehrere mm großen und extrem undulös auslöschenden Quarz-Einsprenglinge. Obwohl die ursprüngliche (sub)-vulkanogene hexagonale Idiomorphie wohl nur mehr in Ausnahmefällen erhalten geblieben ist (vgl. FRISCH 1969, S.172) ist der primärmagmatische Charakter dieser Quarze überzeugend. Denn neben stellenweise angedeuteten Korrosionsbuchten, beobachtet man in den Quarzen neben Biotiteinschlüssen auch vollkommen idiomorph ausgebildete Apatite und Zirkone. In ihren Randbereichen sind die großen Quarze aufgrund der tauernkristallinen Überprägung dagegen meist stark rekristallisiert und weisen verbreitet Mörtelzonen auf.

Die Plagioklase (durchschnittliche Korngröße 2 bis 5 mm) sind meist hypidiomorph und werden randlich oft von der glimmerreichen Grundmasse stark angegriffen. Neben einem dichten Klinozoisitfz, der fleckig über die Kristalle verteilt ist, sind die Plagioklase auch mit Hellglimmerflittern gefüllt, die besonders im Bereich von Schwächezonen intensiv mit der Grundmasse verwoben sind.

In der feinkörnigen Matrix tauchen immer wieder fragmentarisch erhalten gebliebene polysynthetisch verzwillingte Plagioklasfragmente auf.

Der heute vorliegende phengitische Hellglimmer beschränkt sich, abgesehen von den Füllungsmikrolithen in den Plagioklasen, auf die sehr feinkörnige, glimmerbetonte Grundmasse des Gesteins. Der Hellglimmer wurde offensichtlich zu einem Großteil alpidisch gebildet (vgl. auch THIELE 1974, S.57), da man vielfach die schrittweise Umwandlung von kleinen Biotitafeln in Hellglimmer beobachten kann. Dagegen ist die Umwandlung zu Hellglimmer bei den größeren und damit stabileren Einsprenglingsbiotiten viel seltener zu beobachten und sehr unvollständig abgelaufen.

In Proben aus dem nördlichen Randbereich des Ahornkerns ist bereichsweise noch Stilpnomelan zu sehen (Mitt. G. FRASL), der jedoch aufgrund der weitgehenden Reaktion zu Biotit sehr untypisch ausgebildet und mikroskopisch dementsprechend schwer zu identifizieren ist. Die Beobachtung paßt aber gut zur Metamorphosezonierung von HOERNES & FRIEDRICHSEN (1974), wonach der Stilpnomelan-Biotit-Isograd im Bereich von Mayrhofen direkt an der Nordbegrenzung des Ahorn-Zentralgneisköpers verläuft.

Unter den akzessorischen Mineralen sind besonders die Zirkone und Apatite bemerkenswert, da sie ihre primärmagmatische Natur am besten bewahrt haben. Apatit tritt im Ahorn-Zentralgneis ungewöhnlich häufig auf und ist dabei meist durch ausgezeichnete Idiomorphie und häufigen Zonarbau gekennzeichnet. Während sich die "Seele" im Dünnschliff meist nur durch eine unterschiedlich starke Graufärbung der Kernregion

äußert, sieht man bei den Apatiten im Streupräparat auch oft bis zu 20 scharf begrenzte idiomorphe, also magmatische Wachstumszonen (vgl. Abb. 14).



Abb. 14: Derartige Apatite mit einem mehrschaligen, idiomorphen primärmagmatischen Zonarbau sind ein typischer akzessorischer Gemengteil des Ahorn-Porphyrgneises. Die beiden abgebildeten Apatite stammen aus einem Streupräparat der Probe AS 84/90. Vergrößerung 200x.

Als sehr häufige Akzessorien treten auch Titanit, Carbonat, Orthit (oft isotropisiert) und Klinozoisit/Epidot auf. Auch opake Phasen kommen vor. Ein primärmagmatischer Ursprung kann dabei mit Sicherheit für die bisweilen völlig idiomorphen und zonar gebauten Orthite angenommen werden.

3.4.2. Zirkontypologie

Im Rahmen dieser Arbeit wurden erstmals die akzessorischen Zirkone des Ahorn-Porphyrgneises in mehreren Streupräparaten näher untersucht. Abb. 16 zeigt eine repräsentative Auswahl typischer Zirkone dieses Gneises.

Wie auch die statistische Trachtauswertung nach PUPIN (1980) zeigt (vgl. Abb. 15) ist das typische Trachtmerkmal der Zirkonpopulation im Ahorn-Porphyrgneis die bevorzugte Ausbildung von großen (100) Prismen, bei häufig etwa gleich großer Entwicklung der beiden Pyramidenflächen (101) + (211). Statistisch überwiegt aber die Entwicklung der flachen (101) Pyramidenfläche gegenüber der steilen (211) Pyramide. Die (211) Pyramide ist nur in Einzelfällen größer ausgebildet als die (101) Pyramide (z.B. Abb. 16 a). Dementsprechend liegt der "mean point" der ausgewerteten Zirkonpopulation im rechten unteren Quadranten des PUPIN-Diagramms (vgl. Abb. 63).

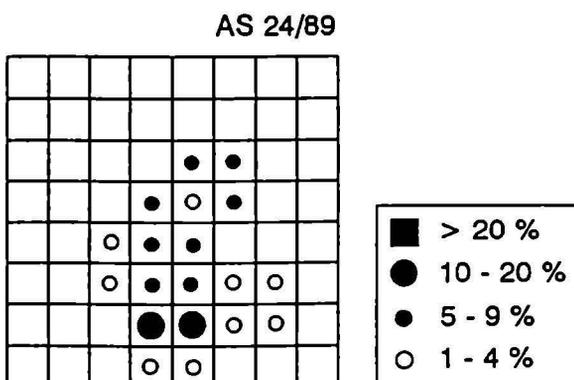


Abb. 15: PUPIN-Diagramm als Beispiel für die typische statistische Trachtverteilung von Zirkonen des Ahorn-Porphyrgneises.

So wie bei den Krimmler Augengneisen (vgl. Kap.3.3.) kommen auch im Ahorn-Porphyrgneis häufig tafelige Zirkonkristalle mit sehr groß entwickelter (101) Pyramide vor (vgl. Abb. 16 d,o) und bilden bis zu 10% der Gesamtpopulation. Dieser Kristalltyp wurde auch hier bei der Trachtauswertung nach PUPIN (1980) nicht berücksichtigt (zur Begründung siehe Kap. 3.3.).

Die Zirkone des Ahorn-Porphyrgneises sind gewöhnlich idiomorph und typischerweise meist gedrungen, wobei das durchschnittliche Längen/Breiten-Verhältnis bei etwa 1,5:1 bis 2,5:1 liegt. Der Habitus vieler Kristalle ist, wenn die (100) Prismen sehr groß ausgebildet sind tafelig, wobei die Kristallenden häufig keilförmig ausgebildet sind (vgl. Abb. 16 f,k,l,n).

Die meisten Zirkone weisen in ihrem Inneren Metamiktisierungserscheinungen auf, wobei es von einer leichten Bräunung bis zur vollkommenen Schwärzung der Kristalle alle Übergänge gibt. Häufig sind die Kristalle im Kern dunkler bzw. trüb, während sie gegen den Rand zunehmend aufhellen (vgl. c). Der umgekehrte Fall (z.B. i) tritt dagegen viel seltener auf. Völlig klare, ungetrübte und scharfkantige Zirkone (g,n) sind ebenso selten.

Bei den durchgehend metamikten Typen ist die Trachtbestimmung sehr erschwert bzw. manchmal unmöglich. So ist insgesamt bei etwa 15-20% der Zirkonpopulation die Tracht nicht genau zu ermitteln. Generell läßt sich aber feststellen, daß die vollkommene Metamiktisierung bei den Typen mit größer entwickeltem (110) Prisma viel häufiger zu beobachten ist (vgl. d,h,i), während die Zirkone mit großem (100) Prisma viel öfter eher klar und durchsichtig sind.

Nicht selten sind die Zirkone schwach rosa gefärbt.

Zonarbau tritt sehr häufig auf (bei ca. 30% der Zirkonkristalle), wobei manchmal ein ungewöhnlich engständiges magmatisches Schalenwachstum zu beobachten ist. Dabei wachsen die Pyramidenflächen jedoch i.a. schneller als die Prismenflächen (vgl. e,f,k,m). Oft wird der Zonarbau bloß durch die unterschiedlich starke Metamiktisierung einzelner idiomorpher Schalen angedeutet.

Einschlußmikrolithen sind relativ häufig, wobei es sich neben \pm epitaktisch angelagerten bleistiftförmigen Apatiten und braunen, körnigen, nicht näher identifizierbaren Mineralaggregaten auch mitunter um winzig kleine Zirkone handelt (vgl. g).

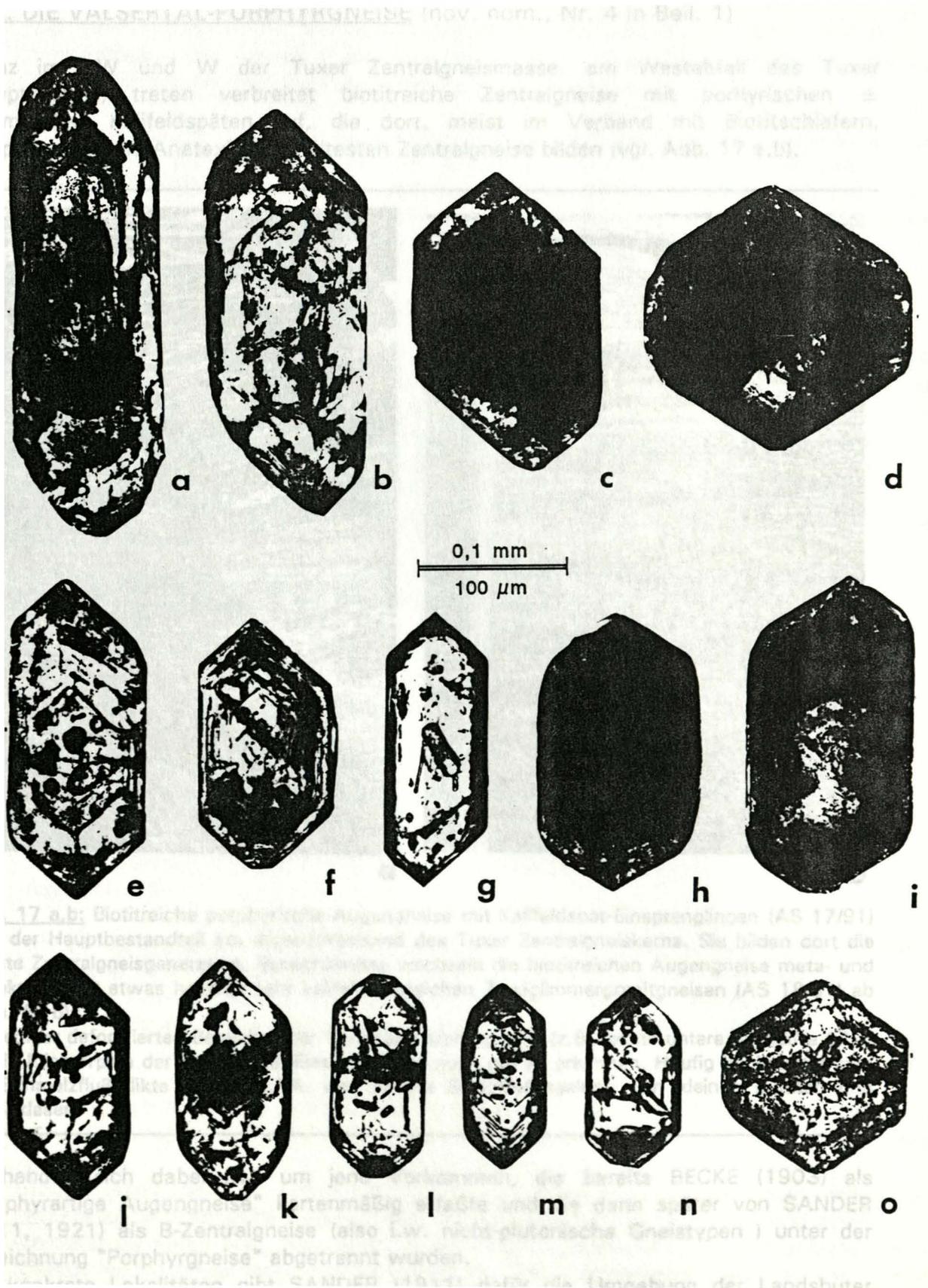


Abb. 16: Repräsentative Auswahl von akessorischen Zirkonen des Ahorn-Porphyrgneises. Vergrößerung 200x.

3.5. DIE VALSERTAL-PORPHYRGNEISE (nov. nom., Nr. 4 in Beil. 1)

Ganz im NW und W der Tuxer Zentralgneismasse, am Westabfall des Tuxer Hauptkamms, treten verbreitet biotitreiche Zentralgneise mit porphyrischen \pm idiomorphen Kalifeldspäten auf, die dort, meist im Verband mit Biotitschiefern, Amphiboliten und Anatexiten die ältesten Zentralgneise bilden (vgl. Abb. 17 a,b).

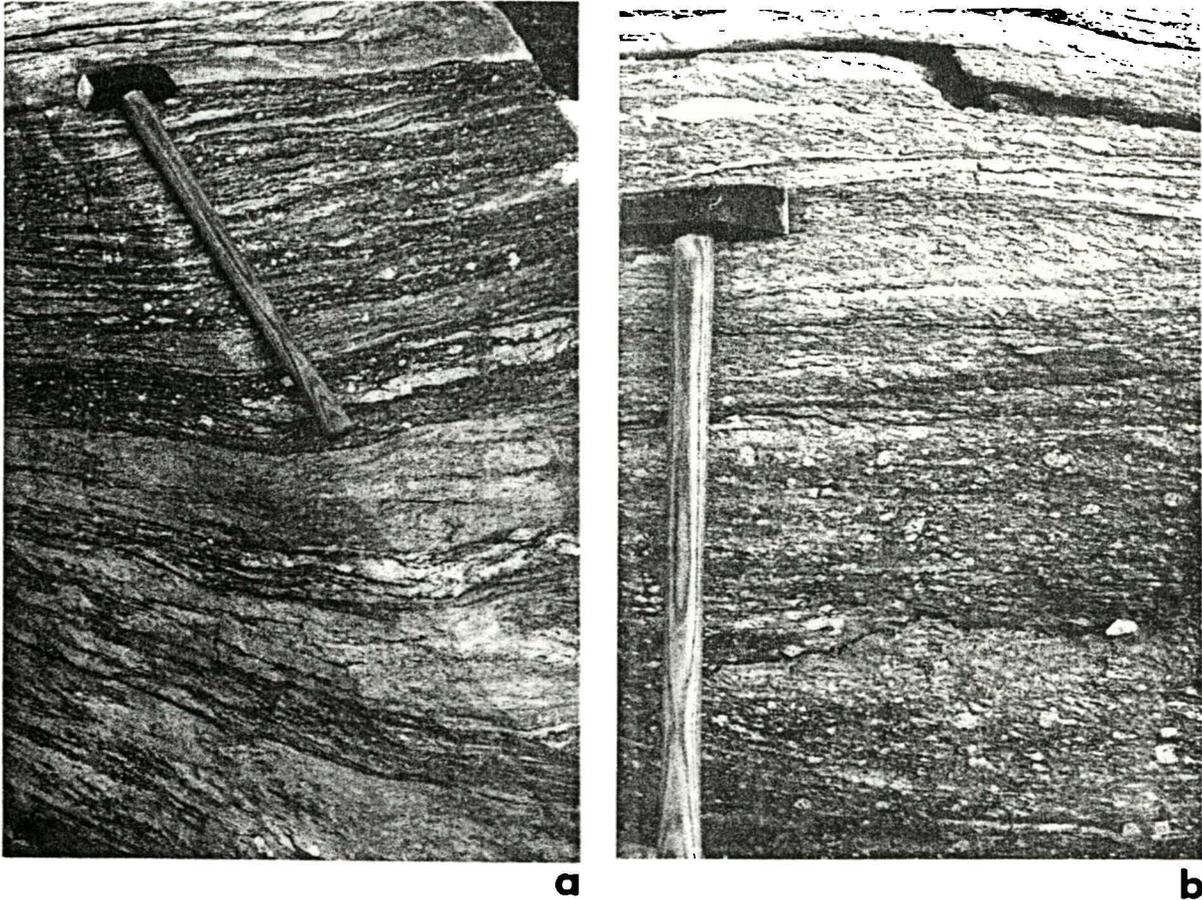


Abb. 17 a,b: Biotitreiche porphyrische Augengneise mit Kalifeldspat-Einsprenglingen (AS 17/91) sind der Hauptbestandteil am (Nord-)Westrand des Tuxer Zentralgneiskerns. Sie bilden dort die älteste Zentralgneisgeneration. Bereichsweise wechseln die biotitreichen Augengneise meta- und diatektisch mit etwas helleren sehr kalifeldspatreichen Zweiglimmergranitgneisen (AS 18/91) ab (Abb. 17 b).

In weniger deformierten Bereichen der Valsertal Porphyrgneise (z.B. rechte untere Bildhälfte 17 a) ist die Idiomorphie der Kalifeldspat-Einsprenglinge noch gut zu erkennen. Häufig beobachtet man als Schmelzflußrelikte schon m.f.A. eine zonare Einschlußregelung von kleinen Biotiten und Plagioklasen.

Es handelt sich dabei i.w. um jene Vorkommen, die bereits BECKE (1903) als "Porphyrtartige Augengneise" kartenmäßig erfaßte und die dann später von SANDER (1911, 1921) als B-Zentralgneise (also i.w. nicht-plutonische Gneistypen) unter der Bezeichnung "Porphyrgneise" abgetrennt wurden.

Als konkrete Lokalitäten gibt SANDER (1911) dafür die Umgebung der Landshuter Hütte, den Kraxentrager, das Gießbachtal, den unteren Bereich des Alpeiner Baches, den Verbindungsgrat Kaserer - Olperer sowie die Umgebung des Schrammachers an.

Da das hauptsächliche Verbreitungsgebiet der biotitreichen Porphyrgneise also im Einzugsgebiet des Oberen Valsertales liegt, werden diese Zentralgneise im folgenden unter dem Namen Valsertal-Porphyrgneise zusammengefaßt.

Obgleich sowohl BECKE als auch SANDER diese porphyrischen Biotit(augen)gneise als Äquivalente der Porphyrgneise des Ahornkerns und auch der Grießscharte (vgl. geologische Übersichtskarte in BECKE & LÖWL 1903, SANDER 1911, S.46/47) betrachtet haben, wurde diese großräumige Parallelisierung von späteren Bearbeitern nicht mehr aufgegriffen. Nur THIELE (1973) weist innerhalb des Tuxer Zentralgneiskerns auf kleinere Porphyrgneisvorkommen S des Friesenberghauses hin, die dem Porphyrgneis des Ahornkerns entsprechen sollen.

Dagegen verneint HÖCK (1970, S.317), der die Biotitaugengneise beim Olperer, um den Wildlahnerferner und N der Gflorene Wand kartenmäßig abgegrenzt und bearbeitet hat (HÖCK 1969, 1970), die Vergleichbarkeit der Biotit-Augengneise in der Umgebung des Olperers mit den porphyrischen Zentralgneisen des Ahornkerns. HÖCK (1970, S. 319) betont, daß die Kalifeldspate in den Biotitgneisen keinerlei Anzeichen eines Wachstums in der Schmelze zeigen, während dies ja beim Porphyrgneis des Ahornkerns (Kap. 3.4.) freilich nicht mehr bestritten werden kann.

Die Ansicht, daß diese im westlichsten Tauernfenster weit verbreiteten Biotitaugengneise keinerlei Hinweise auf einen ursprünglich magmatogenen Charakter aufweisen (SANDER 1921, HÖCK 1970), ist jedoch mit Sicherheit nicht haltbar und aufgrund der geologischen, petrographischen und zirkontypologischen Untersuchungsergebnisse (s.u.) jednefalls zu revidieren. BECKE's und SANDER's Parallelisierung mit den Porphyrgniten des Ahornkerns und denen der Griesscharte kann dagegen i.w. bestätigt werden.

Die Biotitaugengneise im westlichen Tuxer Kern werden samt ihrem aplitisch-pegmatitischen Gangfolge von den kalkalkalischen Zentralgneisen des Tuxer Kerns (Kap. 4.4.) und schließlich von Graniten mit A-Typ-Charakter (Metagranit vom Typus Nördliche Gflorene Wand, Kap. 3.5.1.) immer diskordant mit scharfen Grenzen intrudiert (vgl. Abb. 18).

Die Biotitaugengneise sind häufig Bestandteil einer stark anatektisch geprägten Serie, welche in vielen Erscheinungsformen an die anatektische altkristalline Serie im Oberen Krimmler Achental (vgl. Kap. 3.2.) sowie auch an Teile des Riffeldeckenkristallins im mittleren Tauernfenster (Abretterkopffolge sensu SCHERMAIER 1991, vgl. Kap. 3.10) erinnert.

Einen typischen, leicht erreichbaren Querschnitt durch diese Anatexitserie erschließt etwa der Weg vom Tuxer-Ferner Haus zur Friesenbergscharte ganz im Talschluß des Tuxer Tals.

Schon direkt bei der Liftstation des Tuxer-Ferner Hauses sieht man hell-dunkel gesprenkelte biotitreiche Augengneise, die schlierig mit Biotitschiefern und aplitischem Material vermischt sind. Man quert in der Folge lagig strukturierte Biotitschiefer und -gneise mit wechselndem Kalifeldspatgehalt. Darin eingelagert treten immer wieder Meter bis Zehnermeter große Amphibolitschollen und -Lagen auf, welche mitunter venitische Phänomene zeigen. Konkordante Aplitlagen sind häufig. Gegen die Friesenbergscharte zu treten vermehrt Bändergneise, meta- bis diatektische Augengneise und anatektische Biotit-Hornblendegneise auf. Vereinzelt kommen auch

geringmächtige Pegmatite mit cm-großen, blaugrauen Kalifeldspäten vor, wie ich sie sonst im mittleren und westlichen Tauernfenster nur noch als besonderes Charakteristikum im Gefolge des Hochweißfeldgneises finden konnte (vgl. Kap. 3.10.) Wie die Beschreibungen von RAASE (1971) nahelegen, wird diese ganze anatektische Serie übrigens im (heute nicht mehr zugänglichen) Tuxbach-Überleitungsstollen etwa zwischen Laufmeter 3400 und 4000 angefahren.

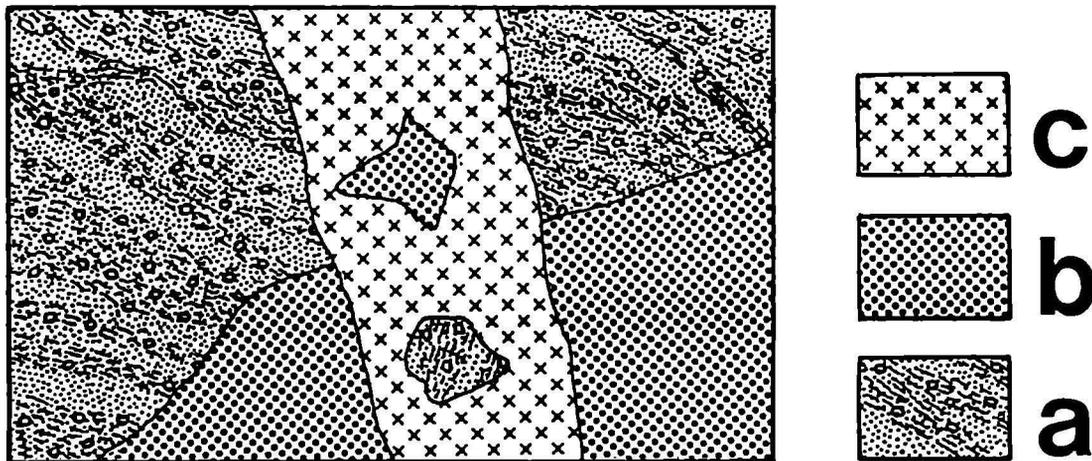


Abb. 18: Die Darstellung gibt schematisch die relativen Altersbeziehungen der einzelnen Zentralgneistypen im Bereich nördlich der Nördlichen Gfrorenen Wand im Tuxer Hauptkamm wieder:

Die älteste Zentralgneisgeneration (a) besteht aus lagig-streifigen biotitreichen Augengneisen mit porphyrischen Kalifeldspäten (Valsertal Porphyrgneise), die oft in meta- bis diatektischer Wechsellagerung mit klein-/mittelkörnigen, hellglimmerführenden Granitgneisen auftreten. In dieser Gneisserie kommen auch häufig geringmächtige konkordante, untergeordnet auch diskordante Aplitlagen vor. Seltener treten auch an den Valsertal-Porphyrgneis gebundene Pegmatite mit cm-großen blaugrauen Kalifeldspäten auf.

An Bergsturz- und Moränenblöcken ist zu beobachten, daß der durchgreifende Lagenbau der Biotit-Augengneise samt Aplit- und Pegmatitgängen von mittelkörnigen Tonalit- und Granodioritgneisen (b) diskordant abgeschnitten und plombiert wird. Diese Tonalite und Granodiorite entsprechen den tonalitisch-granodioritischen Zentralgneisen des Zillertal-Venediger Kerns.

Ein massiger Leukogranit mit A-Typ Charakteristik (c, vgl. Kap. 3.5.1. Metagranit vom Typus Nördliche Gfrorene Wand) bildet den jüngsten Zentralgneistyp, da er einerseits die Biotit-Augengneise gangförmig mit scharfen Grenzen diskordant intrudiert, andererseits auch bereichsweise m-große Schollen von Biotitaugengneisen sowie Tonalit- und Granodioritgneisen führt, die übrigens im Gegensatz zum Leukogranit meist intern deutlich geregelt sind.

3.5.1. Der Metagranit der Nördlichen Gfrorenen Wand

In die Biotit-Augengneisserie sind immer wieder Meter bis zehner Meter große Massen eines hellen mittelkörnigen Granitgneises (Typus Nördliche Gfrorene Wand) eingeschaltet. Gemäß der petrographischen, geochemischen (vgl. Tab. 11 Analyse Nr. 88) und zirkontypologischen Charakteristik handelt es sich dabei um einen typischen Vertreter der A-Typ Zentralgneise, die auch sonst im gesamten Bereich des Tauernfensters immer wieder als jüngste postorogene, vermutlich permische Zentralgneisgeneration anzutreffen sind (vgl. HAUNSCHMID et al. 1991 bzw. Kap. 5).

Denn obwohl die Granitgneise hier ganz am Nordrand der Tuxer Zentralgneismasse direkt am Grenzbereich zur permomesozoischen Schieferhülle oft völlig deformiert und konkordant in die flach bis mittelsteil SSE fallende Wechselfolge eingeschichtet sind, können stellenweise noch eindeutig diskordante

Kontaktverhältnisse festgestellt werden. Daß deshalb dieser helle Granitgneis der Nördlichen Gfrorenen Wand relativ jünger ist als die anatektischen Biotit-Augengneise, hat auch HÖCK (1970) schon richtig erkannt. Besonders beim Anblick der Nordabstürze der Nördl. Gfrorenen Wand kann man eindrucksvoll das stockförmige Aufdringen der granitischen Massen in die ältere Anatexit-Serie sehen. Die dortigen Fallblöcke liefern auch das massigste Material des leukokraten Granitgneises, der oft sogar praktisch völlig regellos körnig aussieht. Dem Modalbestand (Tab. 3) entsprechend kommt dieser leukokrate Zentralgneistyp im Zentrum des Granitfeldes nach STRECKEISEN (1967) zu liegen (vgl. auch Abb. 60). Makro- und mikroskopisch besitzt der Metagranit vom Typus Nördliche Gfrorene Wand übrigens eine sehr große Ähnlichkeit mit dem Aplitgranit vom Typus Reichenspitze (Kap. 5.1., siehe Abb. 54).

Tab.3:

Modalanalysen des Metagranits der Nördlichen Gfrorenen Wand in den Tuxer Alpen.
¹MESONORM-Berechnung. ²Es wurden 2000 Dünnschliffpunkte gezählt.

Probe	Mineral (Vol.%)					
	Kf	Plag	Qu	Bio	Hgl	Akz
AS 13/91 ¹	35	30	33	1	+	1
AS 13/91 ²	32	30	36	1	+	1

Der wie gesagt mittelkörnige Metagranit besitzt ein holokristallin-hypidiomorphes Gefüge und besteht praktisch zur Gänze aus Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas. Der wenige Biotit ist in Form von mm-großen Butzen unregelmäßig im Gestein verteilt.

Die bis zu mehrere mm großen Kalifeldspäte liegen als Mikrokline vor und sind oft deutlich gegittert. Intern sind sie zonenweise intensiv durch feinstverteilte braun-schwarz gefärbte Mikrolithen-Wolken getrübt. Auffallend ist die überaus häufige Entwicklung als Ader- und Fleckenperthit, wobei mitunter sogar Mesoperthite auftreten.

Die Plagioklase weisen eine dichte Füllung von phenetischen Hellglimmern und Epidot-/Klinozoisitaggregaten auf. Die Hellglimmerfülle ist oft schon makroskopisch mit einer blaßgrünlichen Farbe der Plagioklase verknüpft. Daneben besteht auch oft eine engständige polysynthetische Zwillingslamellierung, meist nach dem Albitgesetz. Randlich sind die Plagioklase gewöhnlich von einem einschlußfreien Rekristallisationsaum umgeben.

Die mm-großen Quarze lassen mitunter noch einen ursprünglich einheitlichen Kornverband erkennen.

Die spärlichen Biotittafeln sind intensiv pleochroitisch (nx - olivgrün-bräunlichgelb; nz - grünbraun).

Unter den Akzessorien ist Granat häufig und meist schon m.f.A. zu sehen. Er bildet manchmal atollartige Kristalle. Als Besonderheit tritt Fluorit in bis zu 1 mm großen xenomorphen Zwickelfüllungen auf. Schließlich kommen auch etwas Titanit, Apatit, Zirkon und Chlorit vor.

Wie im Streupräparat zu sehen ist, liegen die akzessorischen Zirkone praktisch ausschließlich als Malakone vor. In der Trachtausbildung überwiegen bei weitem Kristalle mit groß ausgebildetem (110) Prisma, welches hauptsächlich in Kombination mit einer groß entwickelten (101) Pyramide vorkommt. Die (211) Pyramidenfläche tritt dagegen nur ganz selten auf. Im unteren Teil der Abb. 56 sind auch einige typische Zirkone aus dem Metagranit der Nördliche Gfrorenen Wand abgebildet.

Als weiterer Zentralgneistyp treten im Bergsturzmaterial unter der Nördlichen Gfrorenen Wand schließlich auch immer wieder mittelkörnige Tonalitgneise (vgl. auch HÖCK 1969) und Granodioritgneise auf. Wie Kontaktstudien beweisen, sind die Tonalite und Granodiorite - entgegen den Angaben von HÖCK - eindeutig älter als die hellen massigen Metagranite vom Typus Nördliche Gfrorene Wand, da sie immer wieder als mehr oder weniger scharf begrenzte Schollen innerhalb der Leukogranite auftreten. Andererseits sind die Tonalite aber jünger als die porphyrischen Biotit-Augengneise, da sie deren metatektischen Strukturen samt deren aplitischem Gangfolge diskordant abschneiden (vgl. Abb. 18). Die petrographische Charakteristik der Tonalite und Granodiorite entspricht den tonalitisches-granodioritischen Zillertal-Venediger Zentralgneisen.

3.5.2. Petrographie

Bei der petrographischen Untersuchung der Valsertal-Porphyrgneis-Serie wurden neben den porphyrischen biotitreichen Augengneisen (AS 17/91) auch die damit engstens

verbundenen untergeordnet auftretenden hellglimmerführenden Granitgneise (AS 18/91) mitberücksichtigt (vgl. Abb. 17 a,b).

Wie die Modalanalyse mittels Auszählen von 2000 Dünnschliffpunkten ergeben hat, sind die biotitreichen porphyrischen Augengneise nach STRECKEISEN (1967) als quarzarme (18-20 Vol%) Granodiorite bis Granite zu klassifizieren, während die helleren, mittelkörnigen Augengneise normalgranitische Zusammensetzung aufweisen (vgl. Tab. 4 bzw. Abb. 60).

Tab. 4:

Modalanalysen von Granitoiden der Valsertal-Porphyrgneisserie.

Die Gesteinsprobe AS 17/91 ist makroskopisch als biotitreicher porphyrischer Augengneis anzusprechen, in dem häufig unregelmäßig verteilte \pm idiomorphe Kalifeldspäte vorkommen. Zur optischen Integration wurde ein klein- bis mittelkörniger Bereich ohne größere Einsprenglingskristalle herangezogen.

Bei der Probe AS 18/91 handelt es sich um einen klein-/mittelkörnigen Augengneis der häufig in anatektischem Verband zu Gesteinen der Art AS 17/91 steht. Beide Proben wurden etwa 100 Meter NW des markierten Weges (2820 m Höhe) vom Spannaglhaus zur Friesenbergsscharte entnommen.

Probe	Mineral (Vol.%)						
	Kf	Plag	Qu	Bio	Hgl	Ti	Akz
AS 17/91	18	33	18	20	8	2	1
AS 18/91	32	24	32	7	4	+	1

Eine erste detailliertere mikroskopische Bearbeitung der porphyrischen biotitreichen Augengneise (von der Art wie AS 17/91) gibt HÖCK (1970, S. 319-320). Schon aus dieser Studie geht hervor, daß der Mineralbestand weitestgehend der alpidischen Metamorphose angepaßt wurde und magmatische Reliktstrukturen spärlich sind, wie dies auch wegen der besonderen Deformation im direkten Randbereich der porphyrischen Zentralgneise zur permomesozoischen Schieferhülle zu erwarten ist.

Die Augengneise sind sehr biotitreich (15 bis 25 Vol%, vgl. Tab. 4) und enthalten zahlreiche, meist 1 bis 2 cm große augig deformierte porphyrische Kalifeldspäte. Wenn auch tatsächlich die kleineren Kalifeldspäte durch die starke Rekristallisation keinerlei Schmelzflußanzeichen erkennen lassen und oft auch metablastischen Charakter besitzen (HÖCK 1970, S. 319/320) so ist an einzelnen größeren und damit gegenüber der alpidischen Durchbewegung innen geschonteren Einsprenglingskristallen ein magmatisches Wachstum durchaus plausibel zu machen. In etwas geschonteren Partien sind diese Kalifeldspäte verbreitet bis zu 4 cm groß und völlig idiomorph, dabei mitunter nach dem Karlsbader Gesetz mit krummer Naht verzwillingt und nicht selten durch in idiomorphen Zonen epitaktisch eingeregelter Biotite gekennzeichnet. Ebenso spricht die Ausbildung der akzessorischen Zirkone gegen eine paragene Natur der Valsertal-Porphyrgneise, da die Zirkone in der Regel ausgezeichnet idiomorph, und dabei auch sehr häufig zonar gebaut sind (Kap. 3.5.3.).

Die porphyrische Struktur der Biotit-Augengneise ist auch im Schliffbild kennzeichnend. Die Matrix besteht größtenteils aus 0,4 bis 1 mm großen Rekristallisaten von Plagioklas, Quarz und Kalifeldspat. Darin sind hauptsächlich mehrere mm große Kalifeldspäte und Plagioklase eingebettet. Ein Einsprenglingscharakter alter magmatogener Quarze (vgl. Ahorn-Porphyrgneis Kap. 3.4., Gießscharten-Porphyrgneis Kap. 3.6.) ist in den bearbeiteten Proben nicht mehr zu erkennen.

Die Kalifeldspäte sind hypidiomorph und häufig schachbrettalbitisiert. Darin eingeschlossene Plagioklase sind intensiv mit Hellglimmermikrolithen gefüllt und außen gewöhnlich von einem einschlußfreien Rekristallisationssaum umgeben.

Auch die größeren Einsprenglings-Plagioklase (An 10-15) sind vorwiegend mit Hellglimmer-Mikrolithen gefüllt.

Die Biotite (nx - blaßgelbbraun, nz - (dunkel)braun bis braunschwarz) sind dünntafelig, und bilden mm breite ausgewalzte Glimmerzüge. Meist sind sie dabei durch Übergänge und Parallelverwachsungen mit phengitischem Hellglimmer verbunden. Die stets vorhandenen flecken- und zonenweise Übergänge von Biotit zu phengitischem Hellglimmer und der teilweise postkinematische Charakter des Hellglimmers sprechen dafür, daß der Hellglimmer praktisch zur Gänze als alpidisches Reaktionsprodukt aufzufassen ist. Anzeichen für primärmagmatisch relictischen Cordierit, wie er von HÖCK (1970) vermutet wird konnten in den von mir untersuchten Proben nicht festgestellt werden.

Akzessorisch kommen Titanit, Apatit, Klinozoisit/Epidot, Orthit, Zirkon, Calcit und opake Phasen vor.

Dabei ist besonders die intensive Entmischung von 0,1 bis 0,2 mm großen Titanitkörnern in der Vergesellschaftung mit den Glimmern auffällig.

Sehr häufig kommt auch Apatit in 0,2 bis 0,5 mm großen meist rundlichen Kristallen innerhalb der Glimmer vor. Teilweise zeigt er auch noch idiomorphe Umrissse.

Ebenfalls auffällig sind 0,5 bis 1 mm große isotropisierte Orthite in unregelmäßig geformten Aggregaten. Klinozoisit/Epidot tritt untergeordnet in 0,2 bis 0,5 mm großen rundlichen Körnern auf.

Bei den Zwischenlagen von klein- bis mittelkörnigen, hellglimmerführenden granitischen Augengneisen (von der Art wie AS 18/91) ist der Kalifeldspat neben Quarz der häufigste Gemengteil (vgl. Tab. 4).

Die bis zu 6 mm großen, tw. nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligten Kalifeldspäte sind hypidiomorph, zeigen meist eine schwach wogende Auslöschung, stellenweise auch eine Mikroklingitterung. Eine Schachbrettalbitisierung ist nur ansatzweise zu beobachten. In den Kalifeldspäten kommen neben Quarz und Plagioklaseinschlüssen oft auch zahlreiche 0,02 bis 0,1 mm lange hoch lichtbrechende stäbchenförmige Einschlüsse (Rutil?) vor. Charakteristisch für die Kalifeldspäte ist die zonenweise Trübung durch eine wolkig verteilte Substanz charakteristisch (Restbereiche ehemaliger Orthoklase!).

Die Plagioklase sind nur spärlich mit Entmischungsmikrolithen gefüllt, wobei der Hellglimmer die mengenmäßig klar überwiegende Phase ist.

Die Biotite (nx - hellgelb, rötlichgelb; nz - rotbraun bis braunschwarz) sind hauptsächlich in kleinen Scheitern (0,3 bis 0,6 mm) locker über das Schlibbild verteilt. Die lagenweise unterschiedliche Häufung von entmischten Titanmineralen führt teilweise zu einem streifigen Erscheinungsbild. Da der Hellglimmer, außer im Bereich der Foliationsebene, wo er meist mit Biotit parallelverwachsen ist, auch sonst noch in größeren isolierten Anhäufungen vorkommt, dürfte ein gewisser Anteil an Hellglimmer schon primärmagmatisch gebildet worden sein.

Akzessorisch kommen Apatit, isotropisierte Orthite, Epidot/Klinozoisit, Titanit, Zirkon und Chlorit vor.

3.5.3. Zirkontypologie (vgl. Abb. 19 und 20)

Von mehreren Proben der Valsertal-Porphyrgrneise und einer Probe der klein- bis mittelkörnigen hellglimmerführenden granitischen Augengneise wurden Zirkon-Sreupräparate hergestellt.

Das bevorzugte Trachtmerkmal der Zirkonpopulation in den Valsertal Porphyrgrneisen ist die Ausbildung von großen (110) Prismen und Pyramidenenden bei denen meist sowohl die (211) als auch die (101) Fläche entwickelt ist. Kristalle mit großen (100) Prismen (z.B. e, u) treten nur untergeordnet auf.

Die statistische Trachtauswertung (vgl. Abb. 19) nach der Methode von PUPIN (1980) ergibt, daß die (101) Pyramide im Durchschnitt größer ausgebildet als die (211) Pyramidenfläche. Immer wieder kommen aber auch Kristalle vor, bei denen die (101) ganz zurück tritt und praktisch ausschließlich die steilere (211) Pyramide entwickelt ist (z.B. 20 f).

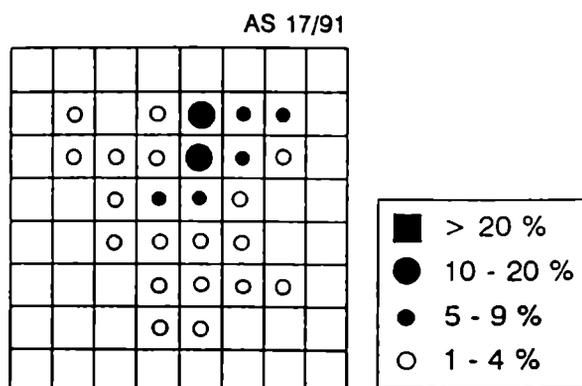
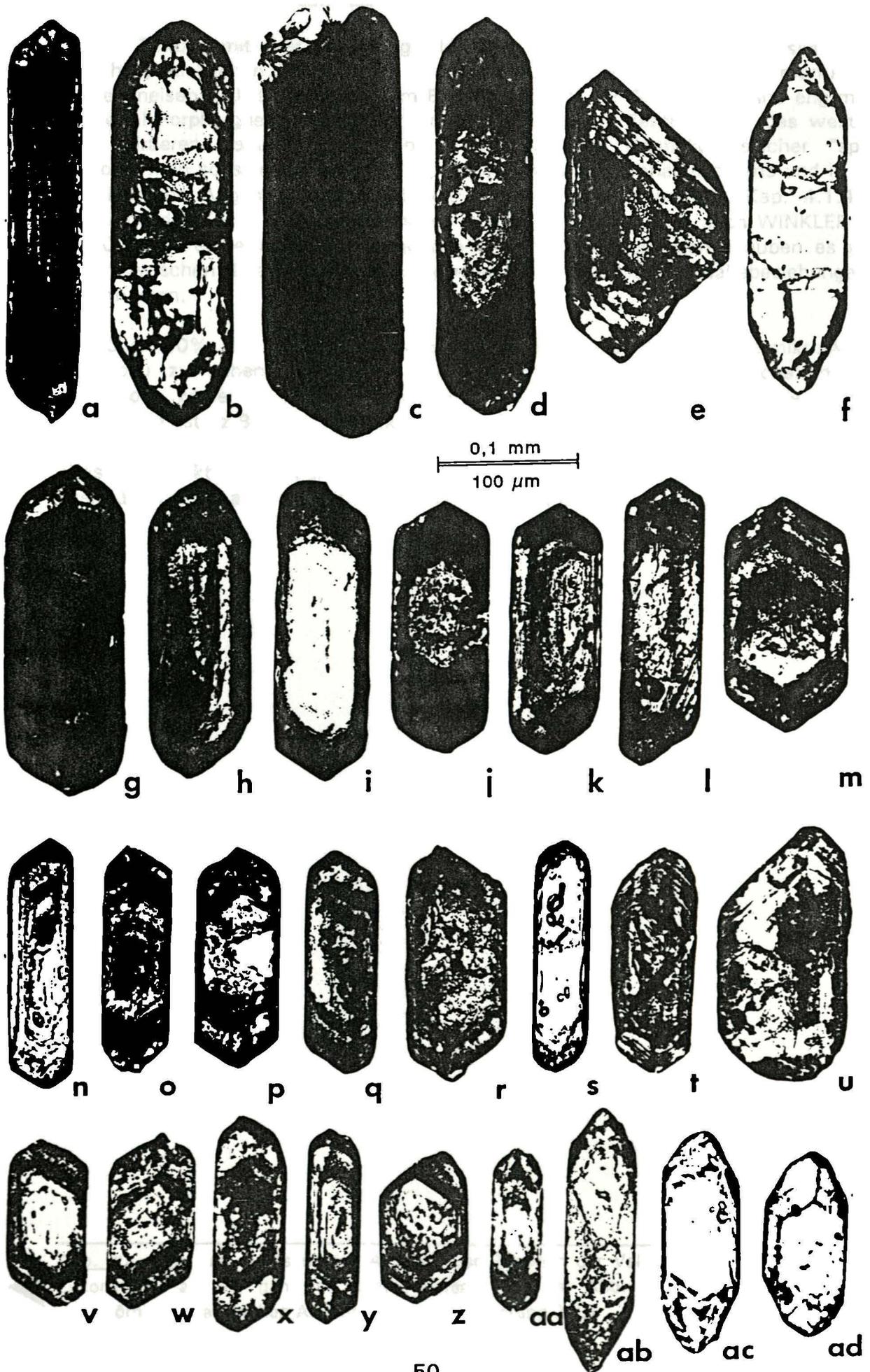


Abb. 19: PUPIN-Diagramm mit der statistischen Trachtverteilung der Zirkone der Valsertal-Porphyrgrneise.



Solche Zirkone mit sehr groß ausgebildeter (211) Pyramide bilden interessanterweise den hauptsächlichen Zirkontyp in den klein- bis mittelkörnigen, hellglimmerführenden Augengneisen (vgl. ac,ad,ae), die im Bereich nördlich der Gfrorenen Wand eng mit den Valsertal Porphyrgneisen verknüpft sind. Im Bereich der Zentralgneise des westlichen und mittleren Tauernfensters konnte eine derartige Häufigkeit solcher "spitzer" Zirkonformen sonst nur noch im S-Typ Zentralgneis des Granatspitzkerns und in einem feinkörnigen Augengneiszug (Zentralgneis vom Typus Popbergkar, Kap. 4.1.4.) am Nordrand der Tuxer Zentralgneismasse gefunden werden (vgl. auch WINKLER et al. 1990). Die Feldbefunde und die geochemischen Untersuchungen erlauben es jedoch nicht, zwischen diesen Zentralgneistypen eine petrogenetischen Nahebeziehungen zu konstruieren.

Bei über 60% der Zirkone der Valsertal Porphyrigneise ist im Lichtmikroskop ein Zonarbau zu sehen. Dabei sind meist mehrere magmatische Wachstumsphasen abgebildet, wobei der Abstand zwischen den einzelnen idiomorphen Schalen oft recht engständig ist (z.B. Abb. 20 e,k,n,t,w,y). Die einzelnen Zonen sind typischerweise unterschiedlich stark metamikt (vgl. Abb. 20 m,o,p,q,v,w,x,y,z,ab).

Diese Metamiktisierung geht im Fall der biotitreichen porphyrischen Augengneise oft so weit, daß bei etwa 20 % der Population die Tracht nicht mehr genau bestimmbar ist.

◀ **Abb. 20:** zeigt eine repräsentative Auswahl von Zirkonen der Valsertal Porphyrigneise. Die drei Zirkone (ac, ad, ae) ganz im rechten unteren Eck der Abb. stammen aus den klein- bis mittelkörnigen granitischen Augengneisen. Vergrößerung 200x

3.6. DER GRIESSCHARTEN-PORPHYRGNEIS

(nov.nom., Nr. 5 in Beilage 1)

Dieser Zentralgneistyp ist durch z.T. über 10 cm große, oft völlig idiomorphe und zonar gebaute Kalifeldspäte charakterisiert, die in einer sehr feinkörnigen Grundmasse eingelagert sind (vgl. Abb. 21). Meist sind die Kalifeldspäte entsprechend der alpidischen Deformation nach ihrer Längsachse eingeregelt bzw. zu Augen deformiert oder gar in Feldspatlagen ausgeschmirt. Bereichsweise schwimmen die Kalifeldspäte aber auch völlig regellos in der fein- bis mittelkörnigen glimmerreichen Grundmasse. Mitunter treten die Kalifeldspäte so dicht zusammen, daß das Gestein fast einen pegmatitischen Charakter annimmt. Aufgrund der petrographischen und zirkonmorphologischen Untersuchungen ist der Porphyrgneis zweifellos den Zentralgneisen zuzuordnen, wobei der ursprünglich magmatische Charakter eindeutig zu belegen ist. Intrusivkontakte belegen, daß der kalifeldspatreiche Zentralgneis älter ist als die Granitoide der kalkalkalischen Zillertal-Venediger Tonalit-Granodioritgruppe (vgl. Abb. 22).

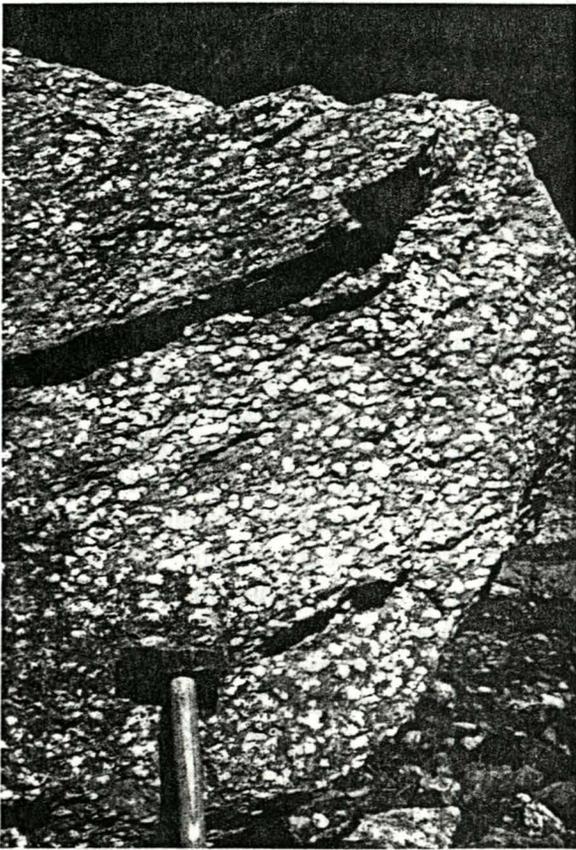


Abb. 21: Kennzeichnend für den Grießschartengneis ist sein ausgeprägt porphyrischer Charakter. Seinem Ausehen nach besitzt er oft große Ähnlichkeit mit den Porphyrgneisen des Ahornkerns. Die mehrere cm großen Kalifeldspat-Einsprenglinge sind häufig noch vollkommen idiomorph und lassen in der Nähe oft schon mit freiem Auge eine musterhaft ausgebildete zonare Einschlußregelung von Biotiten und Plagioklasen erkennen. Schließlich belegt auch die oftmals vorhandene Zwillingsbildung mit einer krummen Naht den magmatogenen Charakter der Kalifeldspäte (vgl. FRASL 1954 bzw. Abb. 13). Hinteres Schlegeistal, Stop 1 in Abb. 23;

Das Vorkommen dieses markanten Zentralgneistyps beschränkt sich auf eine Lokalität beim Westende des Zillertaler und Tuxer Zentralgneiskerns. In seinem Hauptvorkommen

zieht der Grießschartengneis von Westen nach Osten vom Pfitscher Tal auf Südtiroler Seite entlang der Nordgrenze des Zillertaler Zentralgneiskerns meist als schmaler, nur zehner- bis höchstens wenige hundert Meter mächtiger Span über die Grießscharte in den Hinteren Schlegeisgrund. Dort kann das Gestein in Rollstücken im Bach und an zahlreichen, tw. hausgroßen Bergsturzböcken vom Schleigeiskees (vgl. Abb. 23) an bruchfrischem Material gut studiert und beprobt werden.

Beschreibungen von SANDER (1911), PROSSER (1975), DE VECCHI & BAGGIO (1982) sowie SCHÖN & LAMMERER (1989) zufolge findet sich ein gleichartiger Gesteinstyp auch weiter im NW bzw. S innerhalb des Tuxer und Zillertaler Zentralgneiskerns, wobei offensichtlich Übergänge zu den Zentralgneisen von der Art der Valsertal-Porphyrgneise (Kap. 3.5.) bestehen.

Aufgrund dieser Angaben und der eigenen petrographischen, zirkontypologischen und geochemischen Untersuchungsergebnisse kann der Griesschartengneis mit seinen riesenwüchsigen Kalifeldspäten durchaus als besonders grob porphyrische Variante der Valsertal-Porphyrgneise (Kap.3.5.) angesehen werden.

Aufgrund seiner tektonischen Randposition im Schlegeistal wurde dort die Zugehörigkeit des Grießschartengneises (Greinerformation oder Zentralgneise?) immer wieder kontroversiell beurteilt (vgl. SANDER 1911, 1921, 1929; BAGGIO & DE VECCHI 1969, 1982; PROSSER 1975, LAMMERER et al. 1976, LAMMERER 1986).

Obwohl die Münchner Arbeitsgruppe um LAMMERER den porphyrischen Gneis unter dem Begriff "Feldspatblastengneis" bzw. "Mikroclin-Porphyroblastengneis" kartierte um damit einen blastischen, also nicht magmatischen Charakter des Gesteins zu betonen (vgl. geologische Karten und Profile von PROSSER 1975, LAMMERER et al. 1976, LAMMERER 1986, SCHÖN & LAMMERER 1989) ordnet sie das Gestein letztlich doch den Zentralgneisen zu. PROSSER 1975 weist extra darauf hin, daß ausschließlich metamorphe Gefügemerkmale zu beobachten seien und LAMMERER (1986, S.62) führt die zahlreichen cm-großen Mikrocline sogar auf syntektonische Sprossung in einer Mega-Scherzone zurück. Auch DE VECCHI & BAGGIO (1982, S.91) führen die Mikroclin-Großkristalle in diesem Bereich auf synkinematische Sprossung während der spätalpidischen (!) Metamorphose zurück.

Wenngleich die besondere tektonische Beanspruchung des Grießschartengneises gerade an der Grenze des Härtlings des Zillertaler Zentralgneises zu den meist viel weicheren Muldengesteinen der Greinerformation (vgl. "Greiner shear zone", BEHRMANN & FRISCH 1990) selbstverständlich ist und dieses Prinzip der zunehmenden Deformation im nördlichen Grenzbereich der Zillertaler Zentralgneise auch weiter im Osten eine altbekannte Tatsache ist (Vgl. CHRISTA 1931, LAMMERER 1986, SCHINDLMAYR & ARMING 1991), ist es auf keinen Fall zulässig, den Grießschartengneis als ein i.w. metamorphes (Sediment)-Gestein (PROSSER 1975, S. 17ff.) ohne magmatische Relikte zu interpretieren. Denn zumindest die idiomorph-zonar gebauten, oft verzwillingten und auch außen teilweise teilweise musterhaft idiomorphen Kalifeldspäte und ebenso die akzessorischen Orthite und Zirkone (siehe Abb. 24) des Grießschartengneises sind eindeutig als Schmelzflußminerale (vgl. FRASL 1954) zu identifizieren.

Intrusionskontakte zwischen den tonalitisches-granodioritischen Zentralgneisen (Zillertal-Venediger Typus) und dem Grießscharten-Porphyrgranitgneis sind äußerst selten zu beobachten. In der topographischen Kartenskizze auf Abb. 23 sind jene Stellen eingezeichnet, wo die Verbandsverhältnisse am besten nachprüfbar sind.

Abb. 22 zeigt so einen Gang eines mittelkörnigen Granodiorits, der den porphyrischen Grießschartengneis mit scharfen Grenzen diskordant durchbricht. Auch schollenförmige Einschlüsse des Grießschartengneises im Zillertal-Venediger Tonalit-/Granodioritgneis

kommen vor. Die Grenzverhältnisse sind aber hierbei nicht so scharf wie bei den gangförmigen Intrusionen. Die Schollen von Gießschartengneis sind meist nebulitisch begrenzt, unterliegen also ganz offensichtlich einer gewissen Assimilation durch die tonalitisch-granodioritische Schmelze, wodurch es dabei auch ganz lokal zu annähernd nahtlosen Übergängen zwischen beiden Gesteinstypen kommen kann.

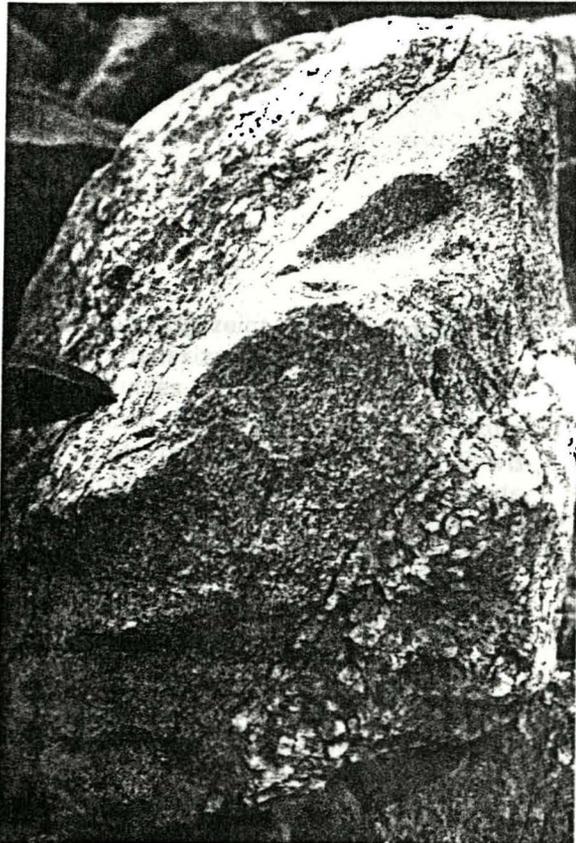


Abb. 22: Das Bild zeigt, daß die Granitoide der Zillertal-Venediger Tonalitgruppe relativ jünger sind als der Gießschartengneis. Der grob porphyrische Augengneis mit den cm großen, teilweise auch noch idiomorphen Kalifeldspaten wird mit scharfen Grenzen diskordant von einem mehrere dm mächtigen tonalitisch-granodioritischen Gang durchschlagen. Hinteres Schlegeistal, vgl. Stop 3 in Abb. 23;

3.6.1. Petrographie

Durch den ausgeprägt porphyrischen Charakter des Gießschartengneises mit den oft riesenkörnigen Kalifeldspaten (Abb. 21) ist der Modalbestand mikroskopisch nicht zufriedenstellend zu ermitteln. Aufgrund der MESONORM-Berechnung ist der Zentralgneis vom Typus Gießscharte im STRECKEISEN-Diagramm (vgl. Abb. 60) als quarzärmer Granit (ca. 25 Vol.% Quarz) zu bezeichnen. Entsprechend der Norm-Berechnung überwiegt der Plagioklas mit ca. 30 Vol.% insgesamt geringfügig gegenüber dem Kalifeldspat (etwa 25 Vol.%). Der Gehalt an ursprünglichem Biotit beträgt zwischen 10 und 15 Vol.%.

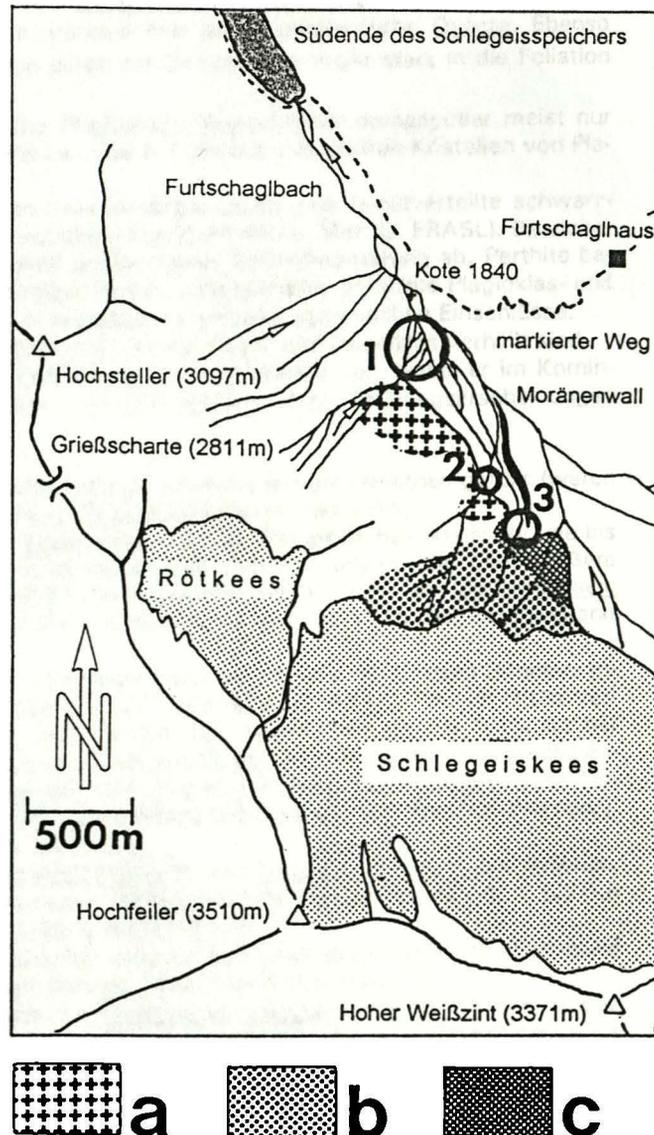


Abb. 23 zeigt eine topographische Kartenskizze des Hinteren Schlegeisgrundes in den westlichen Zillertaler Alpen, in der jene Stellen mit Nummern markiert sind, wo der Grießschartengneis mit seinen Verbandsverhältnissen zur Umgebung in geeigneter Weise zu studieren ist. Zusätzlich wurden die anstehenden Gesteine in unmittelbarer Umgebung der Fundpunkte eingezeichnet.

a - Grießscharten-Porphyrgneis;
b - Tonalite und Granodiorite des Zillertal-Venediger Kerns;
c - altkristalline Amphibolite des "Alten Daches".

Kartengrundlage: AV-Karte 1:25000
Nr.35/1 Zillertaler Alpen, Westliches Blatt;

Da die Grießscharte (2811m) aufgrund des steilen und unwegsamen Geländes selbst für geübte Bergsteiger nur äußerst mühsam und schwierig zu erreichen ist, bietet sich für Kontaktstudien in erster Linie das Bergsturz- und Moränenmaterial gleich unterhalb der Gletscher des Röt- und Schlegeiskees an. Beim Studium der Fallblöcke, die offenbar auch aus den NE Abstürzen des Hochfeilers kommen, besteht überdies die günstige Möglichkeit, die ganze Variationsbreite der mesozoischen Gesteine der (par)autochthonen Auflagerung der Zentralgneise (Hochstegenserie, Kaserer Serie) sowie einige charakteristische Gesteinstypen der Glocknerdecke auf engem Raum kennenzulernen (vgl. Geologische Geländeskizze von LAMMERER in LAMMERER & MORTEANI 1990).

Stop 1: 1850-1900 m Höhe; Im Bereich eines markanten, breit gefächerten Schuttkegels kommen häufig mehrere m^3 große Sturzblöcke von massigem, analysenfrischem Grießschartengneis vor.

Stop 2: 2060-2100 m Höhe; Beim Ausgang des namenlosen Baches ist der Grießschartengneis an frischen Aufschlüssen im Anstehenden problemlos zu studieren. Beim Ausgang der Klamm liegt der Grießschartengneis auch in Form zahlreicher, sehr frischer Blöcke vor. Man beobachtet dort auch bis mehrere dm-mächtige diskordante Lamprophy- und Aplitgänge.

Stop 3: 2160-2200m Höhe; Man findet dort mehrere Fallblöcke, wo zu sehen ist, daß der Grießschartengneis von Tonalit- und Granodioritgängen der Zillertal-Venediger Tonalit-Gruppe diskordant mit scharfen Grenzen intrudiert wird (vgl. Abb. 22).

Der Gießschartengneis weist auch im Schliffbild eine betont porphyrische Grundstruktur auf. Abgesehen von den teilweise riesenwüchsigen Kalifeldspäten und auch mehrere mm große porphyrische Quarze. Ebenso bilden die Biotite z.T. große Einzelkristalle, welche jedoch durch die Deformation meist stark in die Foliation einbezogen sind, wodurch der primäre

Einsprenglingscharakter nicht mehr gut erkennbar ist. Die Plagioklase überschreiten demgegenüber meist nur geringfügig die Korngröße der Grundmasse. Diese besteht i.w. aus 0,1 bis 0,5 mm großen Kristallen von Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz.

Der primärmagmatische Kalifeldspat ist im Korninneren meist intensiv durch eine feinstverteilte schwarzbraune wolkig erscheinende Substanz getrübt (Hinweis auf ehemalige Orthoklase, Mitt. G. FRASL). Bereiche, die völlig homogen auslöschten wechseln mit Stellen scharf ausgebildeter Mikroklingitterung ab. Perthite beschränken sich auf sehr kleine, locker verteilte fleckenförmige Patzen. Unregelmäßig geformte Plagioklas- und Biotitfragmente bilden die häufigeren, mitunter epitaktisch angelagerten primärmagmatischen Einschlüsse.

Die größeren Kristalle weisen ungewöhnlich häufig Rupturen auf, die mit Quarz und Plagioklas verheilt sind. Der Kalifeldspat kommt aber auch als xenomorphe Zwickelfüllung der Grundmasse vor, wobei er im Korninneren zum Unterschied zu den idiomorphen Kristallen im allgemeinen keine Trübungserscheinungen aufweist.

Myrmekite sind relativ häufig.

Die bis zu 4 mm großen, meist rundlichen Plagioklase sind spärlich mit Hellglimmermikrolithen gefüllt (waren also schon primär relativ sauer) und häufig nach dem Albitgestz polysynthetisch verzwilligt.

Abgesehen von der feinkörnigen Grundmasse bildet der Quarz grobe 2 bis 3 mm große Rekrystallite, die bis zu mehrere mm große Quarzpflaster aufbauen, die oft spindelförmige Umriss zeigen. Die über größere Bereiche einheitliche optische Orientierung der einzelnen Rekrystallite deutet auf das Vorhandensein ehemaliger größerer porphyrische Quarze hin. Solche Porphyrquarze sind übrigens auch für den Porphyrgneis des Ahornkerns (vgl. Kap. 3.4.) charakteristisch.

Der Biotit (nx - blaßgelb/hellbraun, nz - dunkelbraun) ist deformativ meist zu mehrere mm breiten Bändern zusammengelagert. In den Spaltrissen beobachtet man häufig eine Dunkelfärbung, die u.U. durch feinst verteilte Uran-Mineralisationen hervorgerufen sein könnte (Mitt. G. FRASL). Noch mehr als der Biotit ist der Hellglimmer auf die Foliationsebene beschränkt und dort mit Biotit häufig parallel verwachsen. Der Hellglimmer dürfte demnach zum Großteil aus Biotit hervorgegangen sein. Rechnet man den Großteil des heute vorliegenden Hellglimmers modal dem Biotit zu, beträgt der ursprüngliche Biotitgehalt des Gießschartengneises nach der MESONORM berechnet mindestens 15 bis 20 Vol%.

Als häufigste Akzessorien treten Titanit, Apatit und Epidot/Klinozoisit auf. Titanit tritt neben den üblichen, winzigen körnig-spindelförmigen Aggregaten bemerkenswerter Weise auch öfter in recht groben (0,1 bis 0,6 mm) \pm idiomorphen Kristallen bevorzugt in Vergesellschaftung mit Biotit auf.

Ebenso ist der Apatit (0,2 bis 0,5 mm) meist in Biotitnester eingebettet, zeigt dabei auch oft idiomorphe Kornquerschnitte mit einer fallweise erhalten gebliebenen dunklen "Seele" im Korninneren.

Als typisches postkinematisches Rekrystallisat tritt relativ häufig Klinozoisit/Epidot in bis zu 1,5 mm großen ebenflächig begrenzten Körnern auf. Teilweise ist er einschluBreich und umwächst poikiloblastisch die Grundmasse.

Zirkon kommt besonders als Einschlußmineral im Biotit vor, mitunter aber auch im Quarz. Im Biotit sind pleochroitische Höfe um ihn häufig.

Eine Besonderheit sind die bis zu 1,5 mm langen meist vollkommen idiomorphen Orthite. Die primärmagmatische Natur wird durch den meist ausgebildeten idiomorphen konzentrischen Zonarbau betont. Am Außenrand sind die Kristalle immer von einem schmalen Klinozoisit/Epidotsaum umgeben.

Schließlich kommen auch opake Phasen vor.

3.6.2. Zirkontypologie

Von Gesteinsproben des Hinteren Schlegeistales wurden mehrere Zirkon-Streupräparate angefertigt und bearbeitet. Abb. 24 zeigt eine Auswahl typischer Zirkone des Gießscharten-Porphyrgneises.

Es fällt sofort auf, daß das typische Trachtmerkmal der Zirkonpopulation die bevorzugte Ausbildung von (110) Prismen und (101) Pyramiden ist. Das Verteilungsmuster der Zirkontrachten im PUPIN-Diagramm ist fast identisch mit jenem des Valsertal Porphyrgneises (vgl. Abb. 25 und Abb. 20). Im Vergleich zum Ahorn-Porphyrgneis konnten im Gießschartengneis nur selten Kristalle mit bevorzugter Ausbildung der (100) Prismen und (101) Pyramiden gefunden werden.

Abb. 24: Repräsentative Auswahl von akzessorischen Zirkonen des Gießscharten-Porphyrgneises. Vergrößerung 200x.

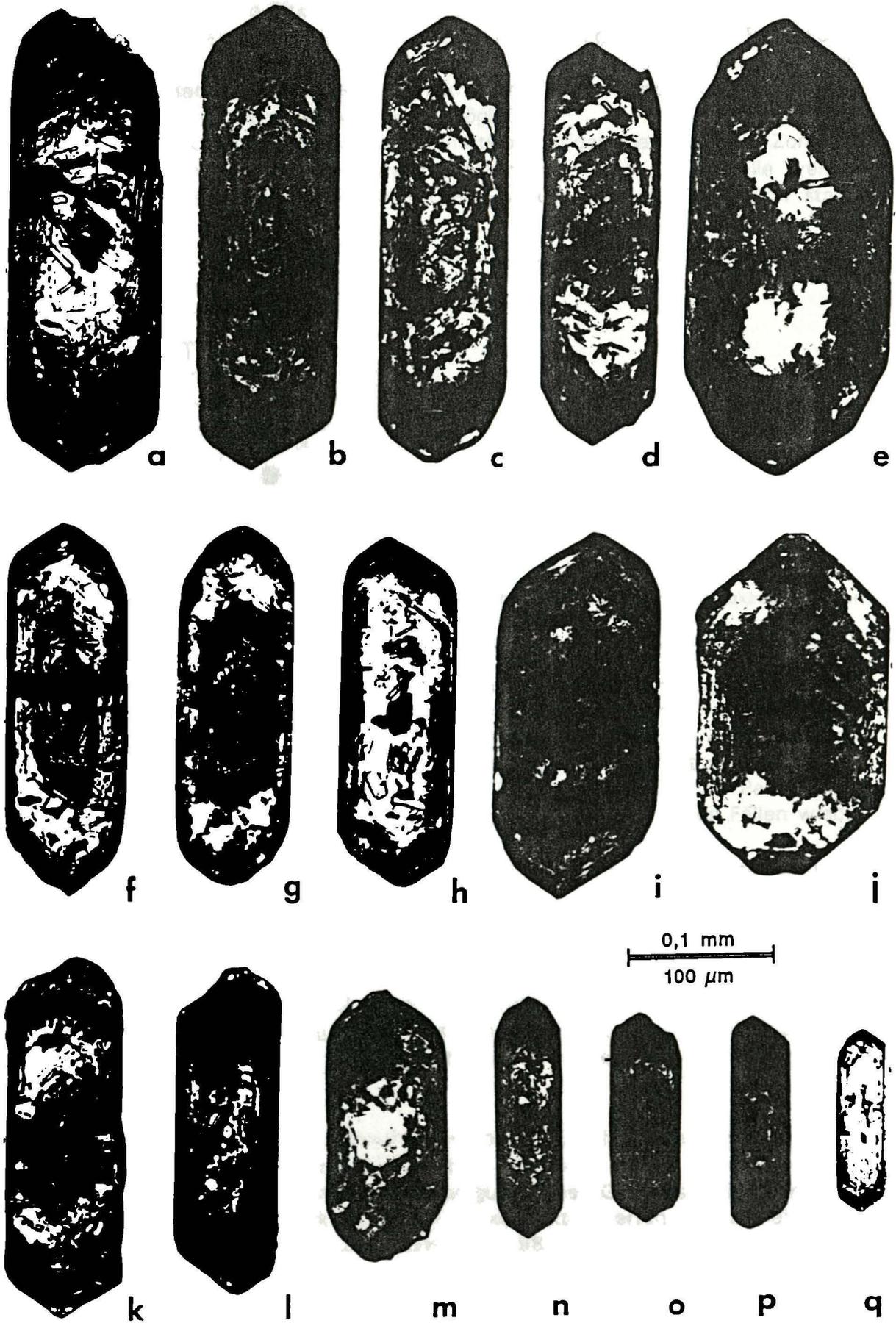


Abb. 25 zeigt auch, daß die Zirkone des Gießschartengneises ungewöhnlich oft metamikt sind bzw. teilweise sogar als Malakone (b,i,l,o,p) ausgebildet sind. Bei solchen vollkommen braun oder schwarz erscheinenden Kristallen ist eine Bestimmung der Größe der unterschiedlichen Prismenflächen im Durchlichtmikroskop (und somit eine exakte Bestimmung der Tracht) oft nicht mehr möglich.

Häufig ist die Metamiktisierung selektiv und unmittelbar an den magmatischen Zonarbau der Zirkone gebunden. Einzelne idiomorphe Wachstumsschalen der Kristalle weisen, vermutlich infolge eines unterschiedlichen Uran-Einbaus, eine unterschiedlich starke Trübung auf.

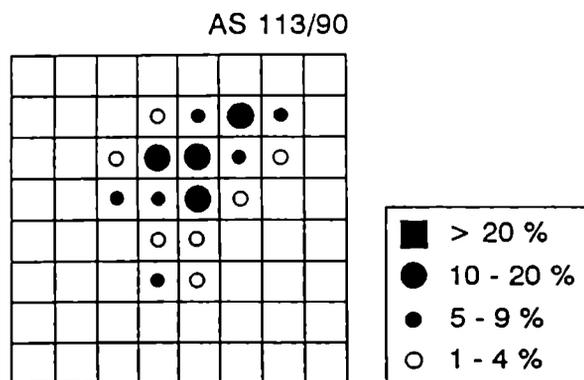


Abb. 25: PUPIN-Diagramm als Beispiel für die statistische Trachtverteilung der akzessorischen Zirkone des Gießscharten-Porphyrgneises.

Insgesamt ist im Lichtmikroskop bei über 50 % der Zirkone ein Zonarbau festzustellen. Teilweise können bis über 20 Zonen pro Kristall identifiziert werden. Im Zentrum vieler Kristalle ist eine oft vollkommen metamikte aber meist \pm metamikte Kernzone zu sehen (Abb. 24 b,d,f,g,j,k). Von diesem Kern weg hellen solche Zirkone oft zunehmend auf und sind zonenweise sogar klar durchsichtig. Nur in den ganz äußersten Partien, und hier vor allem an den Pyramidenflächen ist die Metamiktisierung in vielen Fällen wieder intensiver.

Die Zirkone sind sehr einschlußreich, wobei nadelige Apatiteinschlüsse dominieren, die nicht selten epitaktisch orientiert sind (a,f,h).

Das Längen/Breiten Verhältnis der Zirkone liegt durchschnittlich bei 3:1 bis 4:1, womit die Zirkone im Gießschartengneis deutlich elongierter als im makroskopisch sehr ähnlich aussehenden Ahorn-Porphyrgneis sind.

Insgesamt ist zu betonen, daß die akzessorischen Zirkone des Gießschartengneises in vielen Merkmalen (Trachtverteilung, Metamiktisierung, Zonarbau, Elongation) eine auffällig gute Übereinstimmung mit den akzessorischen Zirkonen der Valsertal-Porphyrgneise (Kap. 3.5.) aufweisen.

Bei den Zirkonen verweist das überdurchschnittlich häufige höckrige Anwachsen von Zirkonsubstanz am Außenrand der Kristalle bzw. der hohe Anteil an zerbrochenen Kristallen auf die starke sekundäre Überprägung des Gesteins. Ein derartiges Weiterwachsen magmatischer Zirkone ist bei stärker tektonisierten Zentralgneisen immer wieder zu beobachten (vgl. DÖLZMÜLLER et al. 1989; NEUMAYR & FINGER 1990).

3.7. GEOCHEMIE DER BIOTITREICHEN PORPHYRGNEISE VOM TYPUS AHORKERN, VALSERTAL UND GRIESSCHARTE

Mit 65 bis 68,2 Gew.% SiO₂ liegen die Porphyrgneise im Übergangsbereich von intermediärer zu schwach saurer Zusammensetzung (vgl. Tab. 11 Analysen Nr. 8-12). Granittypologisch sind sie als I-Typ Granite mit volcanic arc Charakter (VAG, PEARCE et al. 1984) zu klassifizieren. Die A/CNK Werte sind metalumisch und liegen dabei zwischen 0,89 und 1,00.

Mit 3,85 bis 5,12 Gew.% K₂O besitzen die Porphyrgneise signifikant hohe Kalium-Gehalte, die deutlich über denen der kalkalkalischen Suiten, also Tonalite und Granodiorite des Zillertal-Venediger und Tuxer Kerns liegen. Umgekehrt betragen die CaO Gehalte zwischen 1,3 und 3 Gew.% und liegen somit klar unter jenen der tonalitisches-granodioritischen Zentralgneise (bezogen auf gleiches SiO₂). Insgesamt fügen sich die Porphyrgneise sowohl bei den Haupt- als auch Spurenelementen zwanglos in die Gruppe der kalibetonten Zentralgneise des westlichen und mittleren Tauernfensters ein (vgl. HARKER Diagramme Abb. 64).

Bei den Spurenelementen ist dabei die starke Anreicherung an Ba (über 1000 ppm), Sr (meist knapp 500 ppm) und Zr (170 bis 370 ppm) bemerkenswert. Die Rb Gehalte liegen zwischen 180 und 250 ppm.

3.8. DER KNAPPENWAND-PORPHYRGNEIS

(Südliche Sulzbachzunge, Nr. 6 in Beilage 1)

Der Knappenwandgneis (FRASL 1953) im Nordbereich des mittleren Tauernfensters ist ein auffällig schwarz-weiß gesprenkelter porphyrischer (Augen)Gneis mit cm-großen (\pm idiomorphen) Kalifeldspateinsprenglingen (Abb. 26). Er bildet den nördlichen Bereich der Südlichen Sulzbachzunge und ist dort als 11 km langer, wenige 100 Meter schmaler, SW-NE streichender Streifen vom Inneren Söllnkar im Krimmler Achtal im Westen bis in den Buchwald zwischen Untersulzbachtal und Habachtal im Osten zu verfolgen. Namengebend ist die Knappenwand im Untersulzbachtal, die durch die bisher schönsten Epidotfunde weltberühmt wurde.

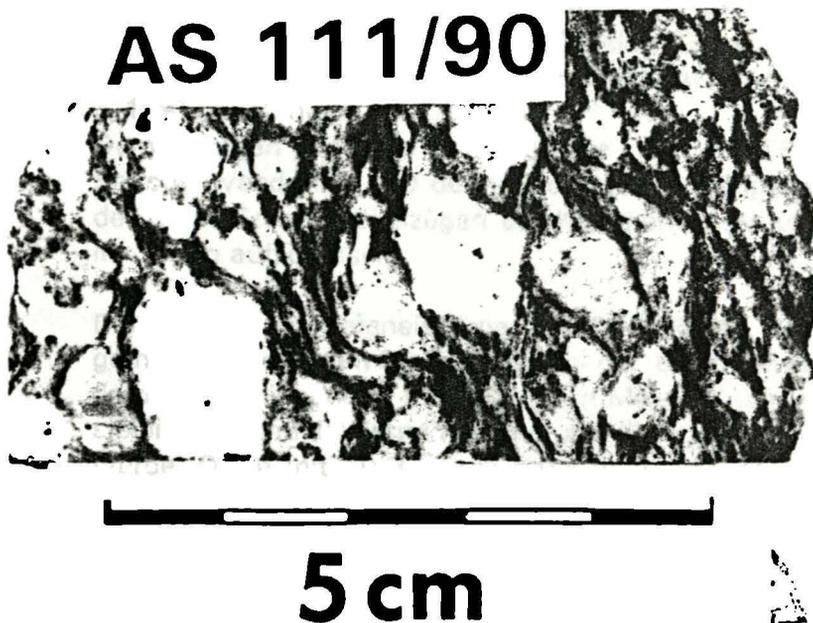


Abb. 26: Typischer Anschnitt des Knappenwand-Porphyrgneises; siehe auch Petrographie Kap. 3.8.1.; Probe AS 111/90 aus dem Untersulzbachtal, Bachbett in ca. 1100 m Höhe;

Das gesamte Verbreitungsgebiet des Knappenwandgneises hat FRASL (1953) in seiner geologischen Karte ("Die Sulzbachzungen und ihre Umgebung") im Maßstab 1:50.000 genau erfaßt. Das östliche Ende des Knappenwandgneises wurde von STEYRER (1982) im Rahmen der Dissertation im Maßstab 1:10.000 neu aufgenommen. Diese Karte wurde in verkleinerter Form von STEYRER im folgenden Jahr (1983) veröffentlicht. Schließlich deckt auch die Diplomarbeitkartierung von REICHERTER (1989) einen Teilbereich des Knappenwandgneises im Maßstab 1:10.000 ab und zwar im Bereich der westlichen Talseite des Obersulzbachtales.

Leider wurde der Knappenwandgneis in der Spezialkarte von KARL & SCHMIDEGG (1:50.000; Blatt Krimml ÖK 151, Geol. B.-A. 1979) nicht als eigene Zentralgneisvariante der Südlichen Sulzbachzunge ausgeschieden.

Besonders die südliche Begrenzung des Knappenwandgneises ist unscharf ausgebildet. Denn dort ist der Knappenwandgneis durch eine...*"höchstens 100 Meter breite Übergangszone"*...kontinuierlich mit dem leukokraten Granitgneis der Südlichen

Sulzbachzunge verbunden (FRASL 1953, S.149), wobei die...*"Feldspatauge seltener und kleiner werden"*...und...*"der Glimmergehalt kontinuierlich geringer wird"* (STEYRER 1982, S.65).

Während nach FRASL (1953) und sein Schüler STEYRER (1982, 1983) prinzipiell auch im Norden ein kontinuierlicher (also primär sedimentär-vulkanogener) Übergang sowohl in Glimmerschiefer und Paragneise als auch Metabasite besteht, konstatiert REICHERTER (1989) dort (zumindest für den Bereich des Obersulzbachtales) einen scharfen tektonischen Kontakt. Auf den Umstand, daß der...*"ungestörte Verband zwischen dem Knappenwandgneis und den Paragneisen nur an wenigen Stellen erhalten geblieben ist und meist Zerreibungen und Verschuppungen zu beobachten sind"*...weist aber auch schon FRASL (1953, S.156) hin.

Sowohl FRASL (1953) als auch STEYRER (1982) sehen im Knappenwandgneis einen Bestandteil der Knappenwandmulde, wobei beide Autoren aufgrund der kontinuierlichen Übergänge zum südlich anschließenden Granitgneis der Südlichen Sulzbachzunge in diesem ganzen Komplex eine "petrogenetische und tektonische Einheit" (FRASL 1953, S.149) annehmen.

Dementgegen möchte ich, so wie REICHERTER (1989, S.19) vorschlagen, den Knappenwandgneis und den leukokraten Granitgneis als eigenständigen Block zwischen den zwei Grüngesteinszügen der Knappenwandmulde im Norden und der Habachmulde im Süden aufzufassen.

Die beiden Zentralgneiskörper der Nördlichen und Südlichen Sulzbachzunge bilden gemeinsam mit den Grüngesteinen der dazwischenliegenden Knappenwandmulde und dem darüberliegenden transgressiven Mesozoikum (Hachelkopfmarmor) eine bedeutende alpidische Antiklinalstruktur, die als "Krimmler Gneiswalze" (FRASL 1953) bekannt wurde. Diese mit 20-30 Grad flach nach ENE abtauchende tonnenförmige Aufwölbung ist etwa 4 km weit über die Paragesteine des Schönachtales geschoben worden (FRASL 1953, S.169) und überlagert somit tektonisch den Zentralgneiskörper des Ahornkerns. Ihrerseits wird die Krimmler Gneiswalze von den Gesteinen der Habachmulde überlagert. Vor allem die Profilschnitte von FRASL (1953) und STEYRER (1982, 1983) im Bereich des Untersulzbachtales vermitteln einen gut anschaulichen und verständlichen Überblick der Tektonik im Bereich der Sulzbachzungen.

Durch die großen Kompetenzunterschiede zwischen den relativ starren Zentralgneisen und prävariszischen Gesteinen der Habach- und Knappenwandmulde ist es besonders an den jeweiligen Grenzflächen zur Ausbildung von steilstehenden Scherzonen gekommen, die unter duktil bis spröduktilen Bedingungen entstanden sind. So wie die Ahrntalstörung und die Tauernnordrandstörung weisen auch diese kleineren Störungen im Bereich der Sulzbachzungen sinistralen Schersinn auf. Eine NNE-SSW Kompression führte zu einer passiven Rotation der starren Blöcke im Uhrzeigersinn und zur Bildung der Scherzonen - ein Musterbeispiel für transpressive Tektonik im zentralen Tauernfenster (REICHERTER 1989, S.86 ff.; FIMMEL & REICHERTER 1990, S.56).

Dem Nordostende der "Sulzbachzungen" und der "Habachzunge" (LÖWL 1894) kam besonders bei der Diskussion der tektonischen Abgrenzung des Tauernfensters, aber auch bei der Alterseinstufung der Zentralgneise lange Zeit eine besondere Bedeutung zu. Während nämlich z.B. KOBER (1912, 1922) von Beginn an diese "Zentralgneiszungen" zum Tauernfenster rechnete, wurde von anderen Bearbeitern (z.B. KÖLBL 1932, 1935; CORNELIUS 1942b) lange Zeit an der Idee eines primären Intrusionskontaktes mit dem Ostalpin festgehalten, wobei die Granitoide der Sulzbachzungen Intrusion überdies für

alpidisch gehalten wurden, da sie nach Ansicht der genannten Autoren auch mesozoische Gesteine, wie etwa die Krimmler Trias, durch die Intrusion der Granitoide diskordant abgeschnitten würden. Erst seit den detaillierten tektonischen und lithostratigraphischen Studien von FRASL (1953, 1958) ist das vormesozoische Alter der Zentralgneise in diesem Bereich und die Abgrenzung der Tauernfenstergesteine gegenüber dem Ostalpin unumstritten.

Bis dato ist eine auf Intrusionskontakten basierende Einbindung des Knappenwandgneises und des leukokraten Granitgneises der Südlichen Sulzbachzunge in die Generationsgliederung der Zentralgneise des mittleren und westlichen Tauernfensters nicht möglich. Aufgrund der petrographischen Merkmale und der geochemischen Charakteristik ist dieser Zentralgneisblock am ehesten der älteren K₂O reichen Zentralgneisgruppe im mittleren und westlichen Tauernfenster zuzuordnen. Denn sowohl gegenüber dem Granitgneis der Nördlichen Sulzbachzunge (Kap. 5.3.) als auch den übrigen "Augen- und Flasergneisen" des Tuxer Massivs sowie den Tonaliten und Granodioriten des Zillertal-Venediger Massivs bestehen signifikante Unterschiede.

3.8.1. Petrographie

Die bislang ausführlichste makroskopische Beschreibung von FRASL (1953, S.150) vermittelt einen sehr guten und detaillierten Eindruck von der Charakteristik und Variabilität des Knappenwandgneises (Abb. 26):

"In einem an Hellglimmer reichen, mittelgrauen und feinkörnigen Grundgewebe schwimmen durchschnittlich 1 1/2 cm und höchstens 4 cm große, oft gut idiomorph ausgebildete Kalifeldspate, deren helle Schnitte mit der dunkleren Zwischenmasse sehr kontrastieren. An feuchten Wänden macht sich der Helligkeitsunterschied besonders stark bemerkbar und dann erscheinen die Feldspate mit gedrungem-rechteckigem Querschnitt oft regellos eingestreut; im Handstück kann man aber auch in diesen Fällen ein deutliches lineares Parallelgefüge der Zwischenmasse erkennen. An mechanisch mehr beanspruchten Orten ist es zu einer starken Verflaserung gekommen, die so weit geht, daß endlich die Feldspatäugen bis zur Unkenntlichkeit ausgeschmiert sein können und Zeilenbau vorherrscht. Im Grundgewebe sind mit freiem Auge fast nur kleinere Feldspatkörnchen zu erkennen, die mit sehr viel flaserig aggregiertem Glimmer (Serizit und feinsten Biotit) verknüpft sind. Quarz tritt dagegen ganz zurück."

Obwohl bereits HAMMER (1936) auf eine übereinstimmende petrographische Ausbildung des Knappenwandgneises mit dem Porphyrgneis vom Ahornkern hinwies, wurde dieser Vergleich von späteren Bearbeitern nur mehr selten aufgegriffen (z.B. FRASL 1953, S.150; 1954, S.95). Besonders durch die gute Übereinstimmung der petrographischen und geochemischen Daten ist eine petrogenetische Verwandtschaft beider Zentralgneisvarianten (vgl. Kap. 3.4.) durchaus naheliegend.

Die MESONORM-Berechnungen (MIELKE & WINKLER 1979) der zur Verfügung stehenden Analysen (STEYRER 1982, REICHERTER 1989) klassifizieren sowohl den Knappenwandgneis als auch den übrigen Zentralgneis der Südlichen Sulzbachzunge petrographisch hauptsächlich als quarzarmen Granit. Im Plutonit-Dreieck nach STRECKEISEN (1967) kommen die analysierten Proben im unteren Teil des (Normal) Granitfeldes bzw. teilweise auch im Grenzbereich des Granit/Granodiorit bzw. Quarz-Monzonitfeldes zu liegen (vgl. Abb. 60). Nur die Probe D 165 (STEYRER 1982) plottet im Zentrum des Monzodiorit-Feldes, wobei aber die Analyse aufgrund der sehr hohen Na-Werte und der geringen K-Gehalte für den Knappenwandgneis sehr untypisch ist und

somit mit Skepsis zu beurteilen ist. Aus dieser Analyse errechnet sich übrigens 18 Vol.% normative Hornblende.

Während der Knappenwandgneis normative Quarzgehalte von 17-18 Vol.% besitzt, ist in den übrigen, viel helleren, Zentralgneispartien der Südlichen Sulzbachzunge der Quarzgehalt mit etwa 24-28 Vol.% merklich höher. Diese Quarzzunahme, die mit einer gleichzeitigen Abnahme der mafischen Gemengteile und somit der Farbzahl verbunden ist, verläuft kontinuierlich und ist (wie bereits FRASL 1953 und STEYRER 1982 festhalten) schon im Gelände durch die fließenden Übergänge des Knappenwandgneises in leukokrater Granitgneispartien nachzuvollziehen.

Derartige Übergänge sowie überhaupt die gesamte Variationsbreite des Knappenwandgneises kann man am besten an den frischen Felsanschnitten und großen Sturzblöcken im Bachbett des Untersulzbaches ab einer Seehöhe von ca. 1100 Meter beobachten. Dort ist auch am einfachsten typisches Proben- und Belegmaterial des Knappenwandgneises zu gewinnen. Dazu empfiehlt es sich, unmittelbar SW der Knappenwand den Talweg zu verlassen und auf einem schmalen Pfad zum Untersulzbach abzustiegen (vgl. ÖK 151 Blatt Krimml). Vereinzelt sieht man dort im Knappenwandgneis auch dm mächtige diskordante Aplit- und Pegmatitgänge.

Ergänzend sei darauf hingewiesen, daß man gleich unterhalb der Felsabstürze der Knappenwand neben dem Weg in Form von Block- und Schuttmaterial auch reichlich typisches Belegmaterial vom Inhalt der Knappenwandmulde (hauptsächlich Paragneise und ±streifige epidotführende Metabasite) und vom Hachelkopfmarmor aufsammeln kann.

Das auffälligste makroskopische Merkmal des Knappenwandgneises sind dessen cm-große idiomorphe Kalifeldspateinsprenglinge. FRASL (1954) beschreibt die Kalifeldspäte im Knappenwandgneis als Musterbeispiel zum Studium geregelter Plagioklaseinschlüsse, welche in porphyrischen Granitgneisen als eindeutiger Beweis für ein magmatisches Wachstum der Kalifeldspat-Großkristalle gelten können. Wie FRASL erwähnt, *... "kann man im Knappenwandgneis die geregelten Einschlußplagioklase schon mit freiem Auge aufgrund der starken Trübung, oder noch besser daran erkennen, daß sie meist nicht gemeinsam mit den Spaltflächen des Kalifeldspatwirts ein spiegeln. Sie bleiben auch bei der Schachbrettalbitisierung des Wirts noch immer gut erkennbar, welche Beständigkeit bei einer Suche nach Schmelzflußrelikten sehr wichtig ist. Nur die verwinkelte Verwachsungsebene der Zwillinge und die Ausbildung der (201)-Fläche nach außen hin sind daneben beständig" ...FRASL (1954, S.94).*

Eine erste etwas detailliertere Darstellung der mikroskopischen Kennzeichen des Knappenwandgneises gibt STEYRER (1982, S.68 ff.). Für zusätzliche eigene Beobachtungen stand mir freundlicherweise das Schliffmaterial von Dr. Steyrer zur Verfügung.

Die Grundmasse des Knappenwandgneises ist sehr feinkörnig (durchschnittlich 0,02 bis 0,15 mm Korngröße) und besteht hauptsächlich aus kleinen rekristallisierten Glimmern, Kalifeldspaten und Plagioklasen (Albit), untergeordnet auch Quarz.

Als primärmagmatische Einsprenglingsphase überwiegt Kalifeldspat, der gewöhnlich als Mikroklinperthit vorliegt, häufig aber schachbrettalbitisiert ist. Wie man auch schon mit freiem Auge sieht (vgl. oben) sind die (in Ausnahmefällen bis zu 6 cm großen, REICHERTER 1989) Kalifeldspäte oft idiomorph und z.T. nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Als Einschlüsse kommen neben zahlreichen ±epitaktisch orientierten Plagioklasen (vgl. FRASL 1953, 1954) auch viele Quarzaggregate vor. Einzelne Individuen zeigen auch einen oszillatorischen Zonarbau (vgl. Photo 14 bei STEYRER 1982). Auffällig oft kommen sekundäre Karbonatbutzen vor, die fleckig innerhalb der Kalifeldspäte verteilt sind.

Die Größe der nicht eingeschlossenen primärmagmatischen Plagioklase liegt im mm-Bereich; die Kristalle sind oft polysynthetisch verzwillingt. Als Entmischungsmikrolithen kommen vor allem Hellglimmerfitter vor, wobei aber die Füllung insgesamt meist spärlich ist.

Auch Quarz dürfte als primärmagmatische Einsprenglingsphase vorgelegen haben, da innerhalb der feinkörnigen Grundmasse vereinzelt bis zu 3 mm große, zusammenhängende Kornverbände von rekristallisierten Quarzen zu sehen sind, die manchmal auch noch eine nahezu gleiche optische Orientierung aufweisen.

STEYRER (1982, S.71) beschreibt innerhalb des Knappenwandgneises das Vorkommen von braunen Hornblenden, die er als primärmagmatische Relikte deutet.

Bei den Biotiten ist oft die schrittweise Umwandlung in phengitischen Hellglimmer zu beobachten, wobei besonders in mechanisch stärker beanspruchten Zonen (wie etwa Scherbahnen) der gesamte Biotit zu Hellglimmer rekristallisiert. Auch die MESONORM-Berechnungen der chemischen Analysen weisen darauf hin, daß der Großteil des heute vorliegenden Hellglimmers erst sekundär gebildet wurde. Die chemische Analyse hat ergeben, daß es sich bei den Hellglimmern um sehr eisenreiche Phengite handelt (STEYRER 1982, S.69).

Als Entmischungsminerale im Bereich der Glimmerphasen überwiegen Titanit und Klinzoisit/Epidot. Titanit kommt sehr häufig in 0,05 bis 0,3 mm großen, meist rauten- bis spindelförmigen Kristallen vor. Ausnahmsweise finden sich bis 1 mm große Kristalle, wobei am ehesten diese großen Titanite noch magmatisch gebildet wurden.

Relativ häufig ist auch Apatit zu sehen, der vor allem im Bereich der Glimmer in bis zu 0,3 mm großen runden Aggregaten auftritt.

Akzessorisch treten auch Zirkon und Chlorit auf. Die Menge an opaken Phasen ist von Schliiff zu Schliiff sehr unterschiedlich. Im Schliiff D 207 bilden sie z.B. einen ungewöhnlich häufigen Nebengemengteil. Orthit konnte interessanterweise in keinem Schliiff festgestellt werden.

3.8.2. Zirkontypologie

Erste zirkontypologische Untersuchungen des Knappenwandgneises führte REICHERTER (1989) durch. Für zusätzliche Studien wurden von einer eigenen Probe aus dem Untersulzbachtal (AS 111/90) mehrere Zirkon-Streupräparate angefertigt. In Abb. 27 ist eine Auswahl typischer Zirkone des Knappenwandgneises abgebildet.

Schon aus den abgebildeten Kristallen geht hervor, daß die Zirkonpopulation des Knappenwandgneises sehr vielfältig zusammengesetzt ist. Die statistische Trachtauswertung nach PUPIN (vgl. Abb. 28) ergibt, daß Zirkone mit groß ausgebildeten (110) und (101) Flächen überwiegen. Die steile (211) Pyramide ist in den meisten Fällen kleiner als die (101) Pyramide, teilweise fehlt sie völlig (z.B. a,i,j,k). Insgesamt dominieren jedoch Zirkone bei denen sowohl die beiden Prismenflächen (110) + (100), als auch die beiden Pyramidenflächen (101) + (211) vorhanden sind. Zu diesem Ergebnis kommt auch REICHERTER (1989, S.50/51). Er konnte überdies zeigen, daß die Zirkontrachtausbildung im leukokraten Granitgneis der Südlichen Sulzbachzunge praktisch identisch mit jener im Knappenwandgneis ist (vgl. Abb. 28 b und c).

Neben der Geochemie unterscheiden sich die Granitoide der Südlichen Sulzbachzunge damit auch zirkontypologisch klar gegenüber den nicht weit entfernten Zentralgneisen der Nördlichen Sulzbachzunge und Habachzunge, deren Zirkonpopulationen durch ein besonders häufiges Auftreten von Zirkonen ohne (211) Pyramidenfläche charakterisiert sind (vgl. Kap. 5.4.3. bzw. auch REICHERTER 1989).

Die akzessorischen Zirkone des Knappenwandgneises sind gewöhnlich gedrungen gebaut, wobei das Längen/Breiten Verhältnis der Kristalle meist zwischen 2:1 und 3:1 liegt.

Metamiktisierung ist eine häufige Erscheinung, wobei es neben einer selektiven Bräunung auch häufig zu einer vollkommenen Schwärzung der Zirkone kommt (z.B. a,b,c,m,o). Die Trachtausbildung ist dann in manchen Fällen - wenn überhaupt - nur mehr ungefähr zu ermitteln.

So wie bei den meisten übrigen Vertretern der K₂O- und biotitreichen Zentralgneise (z.B. Krimmler Augengneise, Ahorn-Porphyrgneis, Hochweißfeldgneis) besitzt auch der Knappenwandgneis regelmäßig einige flachtafelige Zirkone mit groß ausgebildeten (101) Pyramiden (r,s) und optisch hervorgehobener Mittellaht.

Bei etwa 20% der Zirkonkristalle ist im Lichtmikroskop ein Zonarbau zu sehen, der meist recht fein oszillierend ist.

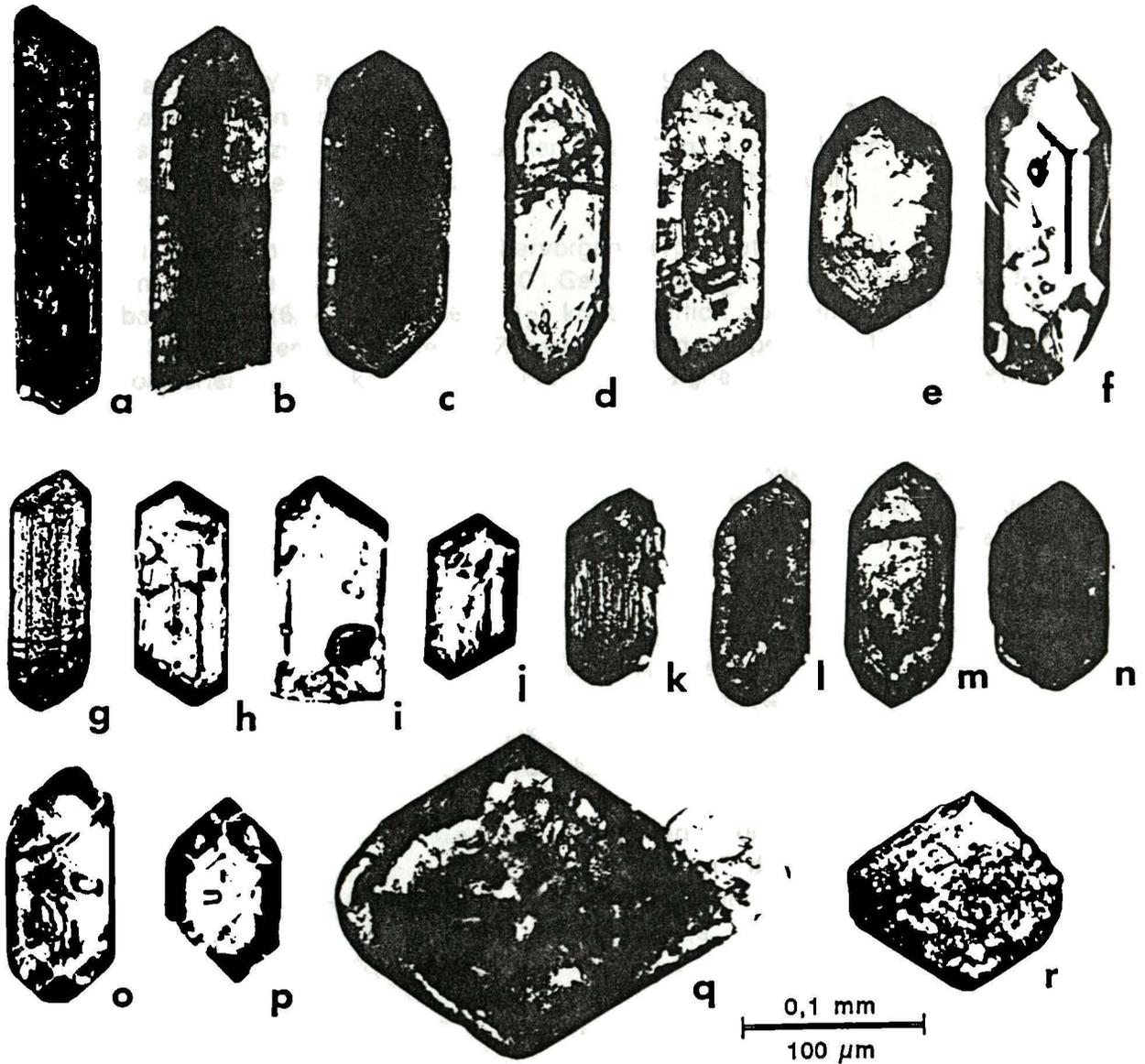


Abb. 27: Repräsentative Auswahl von akzessorischen Zirkonen des Knappenwandgneises. Vergrößerung 200x.

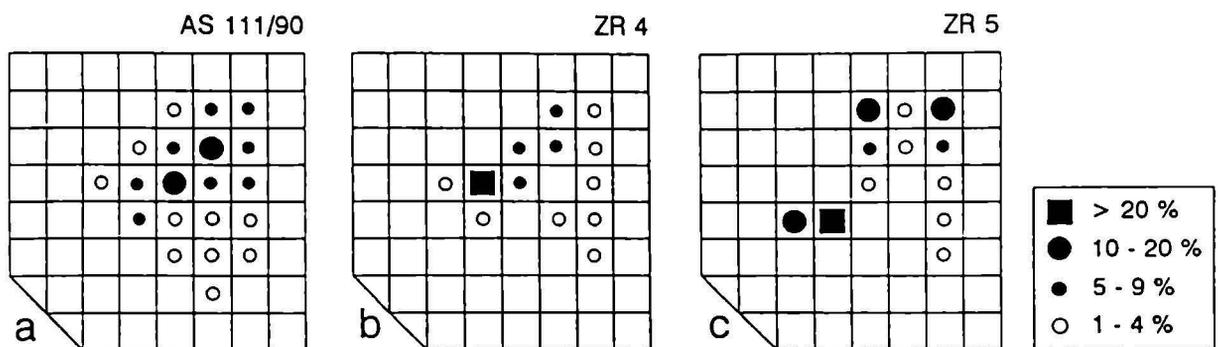


Abb. 28: Ergebnisse der statistischen Zirkon-Trachtauswertung von Zirkonen des Knappenwand-Porphyrgneises und Granitgneises der Südlichen Sulzbachzunge nach PUPIN (1980). ZR Proben aus dem Obersulzbachtal nach REICHERTER (1989): ZR 4 - Knappenwandgneis, ZR 5 - Granitgneis der Südlichen Sulzbachzunge;

3.8.3. Geochemie

Da aus der Literatur (STEYRER 1982, REICHERTER 1989) mehrere chemische Haupt- und Spurenelementanalysen vom Knappenwandgneis und leukokraten Zentralgneis der Südlichen Sulzbachzunge zur Verfügung standen (vgl. Tab. 11 Analysen Nr. 15-21), wurden von mir selbst keine weiteren chemischen Analysen durchgeführt.

Wie auch schon aus dem Geländebefund hervorgeht (vgl. Petrographie), nimmt der SiO_2 -Gehalt vom Knappenwandgneis (65-70 Gew.% SiO_2) zum Granitgneis der Südlichen Sulzbachzunge (69-73 Gew.% SiO_2) kontinuierlich zu (vgl. auch STEYRER 1982, S.99). STEYRER interpretiert diesen Zusammenhang als primären Übergang von einem hochplutonischen Intrusivkörper (leukokrate Zentralgneispartien) in einen etwa cogenetischen Vulkanit (Knappenwandgneis).

Die metalumische bis schwach peralumische Zusammensetzung (A/CNK zwischen 0,95 und 1,06) klassifiziert die Granitoide der Südlichen Sulzbachzunge generell als I-Typ Granitoide (WHITE & CHAPPELL 1983, PITCHER 1982), wobei in den Spurenelementverhältnissen volcanic arc (VAG) Charakter abzulesen ist (PEARCE et al. 1984).

Besonders die nicht so sauren Knappenwandgneise besitzen teilweise signifikant hohe K_2O -Gehalte (bis 5,95 Gew.%), welche viel höher sind als in den kalkalkalischen Zentralgneistypen der Tuxer und Zillertal-Venediger Masse. Andererseits liegen die CaO-Gehalte so wie bei den übrigen Vertretern der K_2O -betonten Zentralgneise mit 1,89 bis 2,15 Gew.% merklich unter jenen der kalkalkalischen Suite der Zillertaler und Tuxer Masse.

Bei den saureren Zentralgneisvarianten der Südlichen Sulzbachzunge sind die geochemischen Unterschiede zu den übrigen "Granitgneisen" der Tuxer Masse nicht mehr so signifikant. Aufgrund mancher Spurenelementgehalte auch für diese leukokrateren Anteile der Südlichen Sulzbachzunge eine petrogenetische Eigenständigkeit innerhalb der "Augen- und Flasergneise" plausibel zu machen. So weisen z.B. die I-Typ Zentralgneise der Zillertaler und Tuxer Masse niemals derartig hohe Sr-Gehalte (321-507 ppm) auf. Für den Knappenwandgneis sind, abgesehen vom ebenfalls sehr hohen Strontium (über 550 ppm) auch besonders hohe Ba-Gehalte mit Werten über 2000 ppm charakteristisch.

REICHERTER (1989, S.41) interpretiert den gesamten Zentralgneiskomplex der Südlichen Sulzbachzunge aufgrund der Geochemie und Zirkontypologie (Kap. 3.8.2.) als "postkollisionale, postgranitische" Intrusion, die jünger wäre als die (übrigen) Zentralgneise etwa jener der Nördlichen Sulzbachzunge oder der Zillertal-Venediger Masse. Nach REICHERTER ist nämlich bei den Zentralgneisen der Südlichen Sulzbachzunge eine ausgeprägte alkalische Intraplattenkomponente festzustellen, die sich etwa in erhöhten Gehalten von Yttrium ausdrückt und am ehesten mit einer postkollisionären Platznahme in Einklang zu bringen ist. Die ebenfalls vorhandene kalkalkalische "volcanic arc"-Komponente sei demgegenüber - entsprechend dem Konzept von VAVRA (1989) - durch ...*"die Anatexis von prägranitoiden Inselbogenmagmatiten der Storzformation ererbt"*...(REICHERTER 1989, REICHERTER & FIMMEL 1990).

Durch geologische Beobachtungen ist diese Alterseinstufung der Südlichen Sulzbachzunge aber bislang nicht zu untermauern. Die Tatsache, daß der Knappenwandgneis aufgrund der etwas erhöhten Gehalte an Y bei der plattentektonischen Diskriminierung in den Grenzbereich der Intraplattengranite (WPG)

i.S. von PEARCE et al. (1984) zu liegen kommt ist sicherlich kein stichhaltiges Argument. Denn derartig erhöhte Y-Gehalte weisen im mittleren und westlichen Tauernfenster eben auch die Vertreter nach der jeweiligen Intrusionsfolge eindeutig relativ alten high-K₂O Zentralgneise auf, zu denen der Knappenwandgneis vor allem auch wegen seiner hohen Ba und Sr Gehalte viel besser paßt als zu den späten A-Typ Zentralgneisen. Die Nb Gehalte sind so wie bei den übrigen Vertretern der älteren high-K₂O Zentralgneise auch im Knappenwandgneis moderat.

So wie REICHERTER stuft auch VAVRA (1989) den Knappenwandgneis als "postanatektische" Intrusion ein, und zwar hauptsächlich aufgrund bestimmter, durch Kathodenlumineszenz sichtbarer Wachstumserscheinungen an den akzessorischen Zirkonen, die er mit ähnlichen Phänomenen in einem spätvariszischen Zentralgneis des östlichen Tauernfensters vergleicht (im Detail siehe VAVRA 1989, S.108 ff.).

Ohne die theoretische Grundlagen und Schlüssigkeit aller Ergebnisse der Zirkonstudien von VAVRA (1989) im Detail beurteilen zu können, meine ich, daß aber im Fall des Knappenwandgneises mehrere Tatsachen gegen die von VAVRA getroffenen geologischen Schlußfolgerungen sprechen.

Vor allem ist die Gleichsetzung des Knappenwandgneises mit jenem Granittyp, der von VAVRA als "porphyrischer Metagranit des SE Tauernfenster" bezeichnet wird, unzulässig. Denn bei dem von VAVRA im östlichen Tauernfenster gemeinten speziellen Granitgneis handelt es sich nach HAUNSCHMID (1993) um einen A-Typ Granit, der dort schon aufgrund der Geländebefunde tatsächlich zu den jüngsten Zentralgneisbildungen zu stellen ist. Dies wurde von VAVRA übrigens auch durch eine von ihm durchgeführte U/Pb-Datierung untermauert, die für die "porphyrischen Metagranite im SE Tauernfenster" ein besonders junges Bildungsalter (256 ± 38 Mio. J.) ergeben hat.

Die petrographischen, geochemischen und zirkontypologischen Daten des Knappenwandgneises erlauben hingegen, wie gesagt, viel zwangloser eine Parallelisierung mit den kalibetonten Zentralgneisen des mittleren und westlichen Tauernfensters, womit aber - entgegen den Alterseinstufungen von VAVRA (1989), REICHERTER (1989), REICHERTER & FIMMEL (1990) - die Granitoide der Südlichen Sulzbachzunge älter als die Hauptmasse der tonalitisches-granodioritischen Zentralgneise des Tauernfensters wären und etwa ein Bildungsalter von 330 bis 310 Mio. J. besitzen dürften.

3.9. DER KNORRKOGELEPORPHYRGNEIS (Nr. 7 in Beilage 1)

Der Knorrkogelgneis (LÖWL 1895, CORNELIUS 1942b) ist ein glimmerreicher granitoider Gneis, der gewöhnlich wiederum einen ausgeprägt porphyrischen Charakter mit cm-großen, oft idiomorphen Kalifeldspat-Einsprenglingen besitzt (vgl. Abb. 29). Er ist auf die Südabdachung der Hohen Tauern beschränkt und dort vom Dorfer Tal im Westen (südliche Venedigergruppe) als durchgehender, meist nur wenige 100 Meter mächtiger Streifen über eine Distanz von etwa 20 km bis in das Kalser Dorfer Tal (südliche Granatspitzgruppe) im Osten zu verfolgen. Der Gneiszug ist nach dem Doppelgipfel des Inneren (2810 m) und Äußeren Knorrkogels (2941 m) benannt, der den westlichen Teil der morphologischen Barriere zwischen dem Inneren Gschlößtal im Norden und dem Frosnitztal im Süden bildet. In seinem östlichen Verbreitungsgebiet wurde der Knorrkogelgneis von BENEDICT (1952) als "Luckenkogelgneis" (nach dem Luckenkogel 3100m im Norden des Muntanitzstockes) bezeichnet.

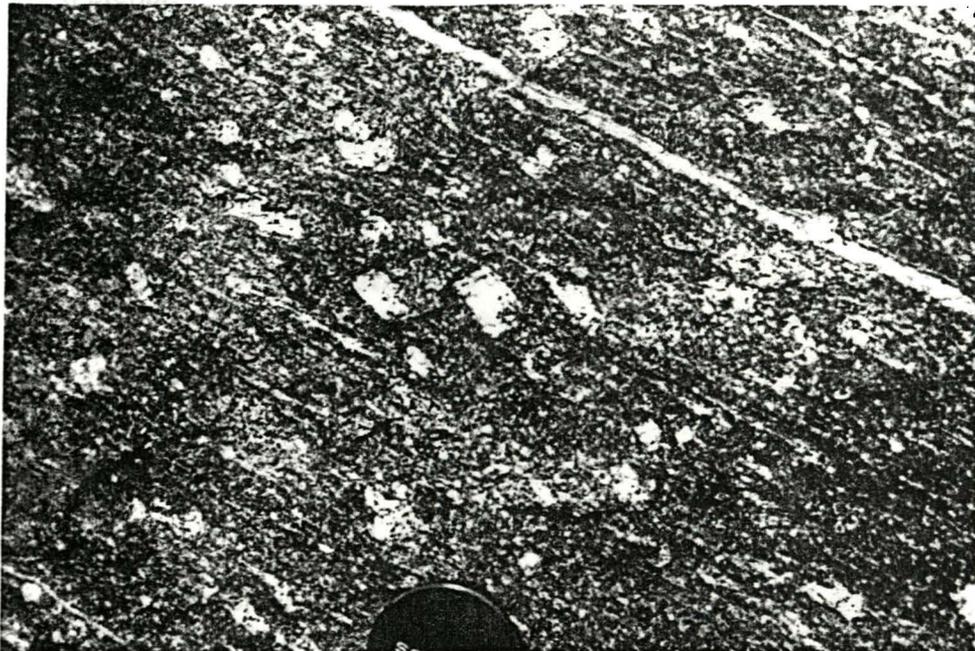


Abb. 29: Typischer Knorrkogel-Porphyrgneis. In einer glimmerreichen Grundmasse sind cm-große oftmals völlig idiomorphe und häufig zonar gebaute, magmatogene Kalifeldspate eingelagert. Am markierten Weg nördlich des Löbbentörls/Innerschlöß in etwa 2550 m Höhe.

In einem Aufnahmebericht von FRANK et al. (1980, A 109-112) wird darauf hingewiesen, daß der Knorrkogelgneis der Typuslokalität in den...*"an wenigsten verschieferten Bereichen starke Ähnlichkeit mit dem Scharkogelgneis aus den Riffdecken N des Weißsees (im Stubachtal) besitzt"*... Aus den Untersuchungen von GRITZ (1990) geht hervor, daß der Scharkogelgneis (CORNELIUS 1930, CORNELIUS & CLAR 1939) zumindest geochemisch völlig dem Knorrkogelgneis entspricht. FRANK (1969) interpretiert den Scharkogelgneis als kalireichen ehemaligen Vulkanit.

Der Hauptabschnitt des Knorrkogelgneises ist v.a. auf der Geologischen Spezialkarte Blatt Matri/Osttirol (1:50.000, ÖK 152, Geol. B.-A. 1987) erfaßt (vgl. auch Aufnahmebericht FRANK et al.1980). Das Ostende des Knorrkogelgneises zwischen

Matreier Tauerntal und Kaiser Dorfertal wurde jüngst im Rahmen einer Diplomarbeit von GRITZ (1990) im Maßstab 1:10.000 neu aufgenommen. Schließlich deckt auch schon die geologische Karte von FUCHS (1958, 1:25.000) einen kleinen Bereich im Mittelabschnitt des Knorrkogelgneises ab.

Der Knorrkogelgneis ist praktisch nur an einer Stelle mühelos zugänglich, nämlich etwa 1 km S der Lokalität Raneburg im Matreier Tauerntal. Besonders westseitig ist dort relativ einfach frisches Probenmaterial (u.a. in Form von Fallblöcken) zu gewinnen (vgl. auch Geol. Spezialkarte Blatt 152 Matrei/Osttirol). Ansonsten befindet sich der Knorrkogelgneis in meist eher schwer zugänglichen Regionen. Um einen besseren geologischen Überblick zu bekommen und die gesamte Variationsbreite des Knorrkogelgneises kennenzulernen, bieten sich da am ehesten noch die Gletscherschliffe unmittelbar nördlich des Löbbentörls an, welche in etwa 2 1/2 Stunden Gehzeit vom Venedigerhaus im Innergschloß auf einem markierten Steig zu erreichen sind. Das dortige Blocksturzmaterial liefert überdies ebenfalls reichlich analysenfrisches Material.

Tektonisch ist der Knorrkogelgneis der Riffdecke (vgl. z.B. FRISCH 1980) zuzuordnen. Wie beim Hochweißfeldgneis (Kap. 3.10.) gibt es kontroverse Standpunkte bezüglich der tektonischen Zuordnung des Orthogneiskörpers und der Gliederung des umgebenden "Altkristallins" (im Detail siehe v.a. die Arbeiten von FUCHS 1958, 1962; SCHMIDEGG 1961, TOLLMANN 1975, 1977; FRISCH 1977, 1980). Nach TOLLMANN gehört der Knorrkogelgneis zur Oberen Riffdecke, die von ihm in ihrem Westteil auch als Knorrkogeldecke bezeichnet wird (TOLLMANN 1975, S.304).

Der Knorrkogelgneis wird auch als typischer Bestandteil der "Serie (Formation) der Alten Gneise" (KARL 1957, SCHMIDEGG 1961). Ähnlich dem Hochweißfeldgneis (vgl. Kap. 3.10.) ist auch der Knorrkogelgneis im Gelände durch kontinuierliche Übergänge mit den Biotit-Plagioklasgneisen des Riffdecken-Kristallins verbunden (vgl. Petrographie bzw. auch SCHMIDEGG 1955, S.74).

Nachdem SCHMIDEGG (1955) auf geländepetrographische Übereinstimmungen mit alkristallinen Orthogneisen aus dem Ötztal hingewiesen hatte, wurde dem Knorrkogelgneis in der Folge auch von vielen anderen Autoren ein vorvariszisches Alter zugesprochen (vgl. z.B. FRANK et al. 1981, FRANK et al. 1987, PESTAL 1987, HEINZ & PESTAL 1988). Besonders Prof. FRANK (Univ. Wien) und Mitarbeiter haben den Knorrkogelgneis immer wieder als vorvariszischen Magmatit interpretiert. So sieht z.B. GRITZ (1990) im Knorrkogelgneis einen hochplutonischen bis subvulkanischen Inselbogenmagmatit, der im Zuge der kaledonischen Orogenese lagenförmig in die Paragneise der Riffdecke "injiziert" wurde (vgl. GRITZ 1990, S.97).

Aufgrund neuer U/Pb Datierungen an Zirkonen (VON QUADT & FINGER 1993) kann ein variszisches Bildungsalter (ca. 330 Mio. J.) des Knorrkogelgneises als gesichert gelten. Ein solches wurde übrigens von FINGER et al. (1993) schon vorher aufgrund der zahlreichen Übereinstimmungen mit anderen unbestritten variszischen K₂O-betonten Zentralgneisen im westlichen und mittleren Tauernfenster, postuliert (siehe unten).

Es mag in diesem Zusammenhang von historischem Interesse sein, daß man besonders beim Literaturstudium des Knorrkogelgneises immer wieder mit Diskussionen um die Definition des Begriffes "Zentralgneis" konfrontiert ist. Während nämlich eine Gruppe von Bearbeitern (z.B. FUCHS 1958, FRANK et al. 1981) den Knorrkogelgneis als Bestandteil der Formation der Alten Gneise definitiv von den variszischen Zentralgneisen abtrennt, plädieren andere Autoren für eine ganz normale Zugehörigkeit des

Knorrkogelgneises zu den Zentralgneisen (z.B. FRASL 1955, 1958; KARL & SCHMIDEGG 1964), ohne damit unbedingt ein bestimmtes (etwa kaledonisches oder variszisches) Alter zu verbinden.

Ein Zitat von FRASL (1958, S.411) verdeutlicht die damaligen Standpunkte: *"Es wird nicht leicht sein, beim Knorrkogelgneis zu begründen, inwiefern er sich gegenüber den variszisch intrudierten Zentralgneisen in der Kristallisationsgeschichte unterscheidet, damit die Annahme einer altkristallinen Überprägung und damit eines wahrscheinlich größeren Alters auch gerechtfertigt erscheint"*.

In der geologischen Übersichtskarte der Venedigergruppe (1:100.000) von SCHMIDEGG (1961) wird der Knorrkogelgneis gemeinsam mit den "Augen- und Flasergneisen" der Sulzbachzungen und Habachzunge sowie dem Zentralgneis des Granatspitzkerns zu einer "älteren" Zentralgneisgruppe zusammengefaßt, der die Venedigertonalite samt Reichenspitze-Granit (vgl. Kap. 5.1.) als "jüngere" Zentralgneisgruppe gegenübergestellt werden.

Leider konnten aber bislang im Gelände nirgendwo Intrusivkontakte zu anderen, eindeutig zuordenbaren Zentralgneistypen beobachtet werden. Den Umstand, daß die am ehesten zu erwartenden Kontakte zum nahegelegenen Venedigertonalit unter dem Schlatenkees im Talschluß des Innergschloß verborgen wären und somit ... *"ein Geheimnis des Gletschergrundes bleiben"*..., bedauerte schon CORNELIUS (1942b, S.5). Im Gelände konnte ich selbst am ehesten eine genetische Nahebeziehung zum Hochweißfeldgneis (Kap. 3.10.) feststellen. Am markierten Weg von Innergschloß zum Löbbentörl kann man, vom Liegenden zum Hangenden, zwischen Hochweißfeldgneis und Knorrkogelgneis keine scharfe Grenze sehen. Beide Gneistypen sind offensichtlich über \pm anatektische Zwischenstadien und Migmatite kontinuierlich miteinander verbunden. Auch innerhalb des Knorrkogelgneises trifft man immer wieder auf Partien, die makroskopisch ohne weiteres als Hochweißfeldgneis anzusprechen sind. Umgekehrt kartierte CORNELIUS (vgl. Manuskriptkarten der 30er und 40er Jahre) im Osttiroler Raum innerhalb des Hochweißfeldgneises des öfteren kleinere "Lamellen" von Knorrkogelgneis (vgl. FUCHS 1958, S.221). Mit heutiger Kenntnis würde ich bei nochmaliger Kartierung im Gebiet der Sandebenhöcker (vgl. SCHERMAIER 1991) kann man innerhalb des Hochweißfeldgneises ebenfalls manche kleinere Partien finden, die dem "Knorrkogelgneis" makroskopisch sehr gleichen. Insgesamt scheint somit eine genetische Verbindung zwischen beiden Augengneistypen zu bestehen.

Im Hangenden, also nach Süden zu, geht der Knorrkogelgneis kontinuierlich in Albitblastengneise und Hellglimmergneise (LUCASSEN 1988) über. Die Variationsbreite dieser Gneisserie läßt sich am besten im Bereich der Frosnitzer Ochsenalpe studieren. Die im Ostteil der Frosnitzer Ochsenalpe NE-SW streichende geringmächtige Lamelle von "Riesenaugengneis" (vgl. geol. Karte von LUCASSEN 1988 in ZIMMERMANN & FRANZ 1989) ist nach dem Geländebefund ebenfalls zum Knorrkogelgneis zu stellen. Es handelt sich dabei um einen relativ hellen porphyrischen Orthogneis mit oft über 10 cm großen, teilweise idiomorphen Kalifeldspat-Einsprenglingen.

Innerhalb dieser mit dem Knorrkogelgneis eng verknüpften Gneisserie sind die Einschaltungen von Graphitschiefern und Eklogiten von besonderem Interesse. Die Graphitschiefer haben nämlich z.T. eine auffallende Ähnlichkeit mit Lyditen, wie sie mir z.B. aus der Habachformation im Felbertal bekannt sind. Auch die Eklogite wurden bereits von ZIMMERMANN & FRANZ (1989) aufgrund petrologischer Studien als präalpidisch eingestuft. Dies wird durch U/Pb Datierungen an diesen Eklogiten (von

QUADT unpubl.) bestätigt, die auf ein altpaläozoisches Hochdruckereignis in diesem Bereich des Altkristallins hinweisen.

Besonders die petrographische und geochemische Charakteristik spricht sehr dafür, den Knorrkogelgneis der älteren, K₂O-reichen Zentralgneisgruppe des mittleren und westlichen Tauernfensters zuzuordnen. Innerhalb des Knorrkogelgneises treten übrigens auch immer wieder scharfbegrenzte diskordante Gänge und Stöcke von leukokraten, oft auch aplitischen Gneisen mit granodioritischer Zusammensetzung auf, die mitunter sogar ältere tektonische Strukturen (z.B. Scherzonen) des Porphyrgneises plombieren. Obwohl eine Zuordnung dieser Gänge zur Granodiorit/Tonalitgruppe des Zillertal/Vendigermassivs durchaus wahrscheinlich erscheint, kann diese zur Zeit aber nicht mit Sicherheit bewiesen werden.

3.9.1. Petrographie

Der Knorrkogelgneis ist typischerweise hell- bis dunkelgrau, glimmerreich und besitzt meist 1 bis 3 cm, selten über 5 cm große porphyrische Kalifeldspäte, was dem Gneis ein gesprenkeltes Aussehen verleiht (abb. 29). Die Kalifeldspäte sind gewöhnlich flachtafelig, oft mit krummer Naht verzwilligt und trübweiß, an manchen Stellen aber auch noch im Kern blaugrau gefärbt. Bei den größeren Kalifeldspäten ist hin und wieder durch kleine epitaktisch angelagerte Biotit- und Plagioklaseinschlüsse schon mit freiem Auge deutlich ein oft mehrschaliger idiomorpher Zonarbau zu sehen.

Vor allem in geringer deformierten Bereichen sind die oft mehrere cm großen \pm idiomorphen Kalifeldspat-Einsprenglinge das besondere Charakteristikum des Knorrkogelgneises. G. FRASL (1955, S.24) wies erstmals auf das Vorhandensein "reliktischer Schmelzfluß-Kalifeldspäte" im Knorrkogelgneis hin, die z.T. noch reliktische Orthoklaspartien aufweisen. Als besonders musterhafte Stellen nennt FRASL (1955, 1957) in diesem Zusammenhang die Aufschlüsse am Schildbach E des Dabernitzkeeses zwischen 2200 und 2300 m Höhe.

Die Größe und Verteilung der Kalifeldspäte innerhalb des Knorrkogelgneises unterliegt starken Schwankungen. Häufig bestehen auch kontinuierliche Übergänge in \pm anatektische Bändergneise, Biotitschiefer oder schwarz-weiß gesprenkelte Biotit-Plagioklasgneise, in denen keine idiomorphen Groß-Kalifeldspäte mehr vorkommen.

Immer wieder sind auch Pegmatite und Aplite zu sehen, die den Knorrkogelgneis in unterschiedlicher Mächtigkeit (bis mehrere Meter) sowohl konkordant als auch diskordant durchdringen. Die aplitische Ganggeneration erweist sich dabei meist als jünger (!) als die pegmatitische. Abgesehen von der Gangform sind die Pegmatite im Knorrkogelgneis auch in Form unscharf begrenzter Nester ausgebildet. Die Kalifeldspäte der Pegmatite sind meist mehrere cm groß und trübweiß, seltener auch blaugrau gefärbt, wie die Pegmatite im Bereich Hochweißfeldgneises (Kap. 3.10.). Falls ein Teil der Pegmatite tatsächlich mit der Petrogenese des Hochweißfeldgneises in Verbindung stehen würde, wäre der Hochweißfeldgneis relativ jünger als der Knorrkogelgneis.

Die MESONORM-Berechnungen (MIELKE & WINKLER 1979) der beiden zur Verfügung stehenden Analysen (Tab. 11, Analysen Nr. 13 und 14) klassifizieren den Knorrkogelgneis nach STRECKEISEN (1967) im Plutonit-Dreieck als quarzarmen (22-25 Vol% Quarz) Granodiorit (vgl. Abb. 60). Der ursprüngliche Gehalt an Mafiten (v.a. Biotit) ist relativ hoch und liegt zwischen 10 und 15 Vol%.

Obwohl für das Edukt des Knorrkogelgneises aufgrund des ausgeprägt porphyrischen Charakters ein eher hohes Intrusionsniveau anzunehmen ist, rechtfertigen weder der Geländebefund noch die mikroskopische Charakteristik die Bezeichnung "Dacit bis Rhyolith" GRITZ (1990), also den Knorrkogelgneis als Vulkanit einzustufen.

Die bislang einzigen genaueren mikroskopisch-petrographischen Beschreibungen des Knorrkogelgneises stammen von FUCHS (1958, S.220/221) und GRITZ (1990, S.32 ff.). Die eigene Bearbeitung einiger Dünnschliffe ist eine diesbezügliche Ergänzung.

Der Knorrkogelgneis weist trotz der penetrativen alpidischen Rekristallisation eine sehr feinkörnige Grundmasse (durchschnittliche Korngröße 0,02-0,1 mm) auf. Diese setzt sich hauptsächlich aus winzigen Feldspatkörnern, Hellglimmerscheitern und Klinozoisitfragmenten zusammen. In geringerem Maße ist auch Quarz am Aufbau der Grundmasse beteiligt.

Die meist 0,5 bis mehrere cm großen, oft noch weitgehend idiomorphen Kalifeldspäte zeigen meist ein ganz flaves Auslöschverhalten und weisen nur selten Perthit-Entmischungen auf. Offensichtlich besitzt der Knorrkogelgneis häufig Orthoklase, deren Gitterbau während der alpidischen Metamorphose nur teilweise umgestellt wurde, da eine stärkere Triklinisierung nur in kleinen Teilbereichen zu beobachten ist (vgl. Fauch FRASL 1957). Als Einschlüsse treten vor allem kleine \pm idiomorphe schwach mit Hellglimmer gefüllte Plagioklasleisten sowie \pm chloritisierte und randlich oft in Hellglimmer umgewandelte Biotitfragmente auf. Auf die zonare und epitaktische Anordnung der Einschlüsse innerhalb der Kalifeldspäte wurde schon bei der makroskopischen Beschreibung hingewiesen. Besonders entlang von Spaltrissen und Bruchzonen ist eine fortschreitende Verglimmerung und Karbonatisierung der Kalifeldspäte zu beobachten.

Die Plagioklase (Oligoklas) sind durchschnittlich 1-3 mm groß und nur mehr ausnahmsweise idiomorph bis hypidiomorph. Meist sind sie stark geplättet und zugerundet und besonders im Druckschatten intensiv mit den Rekristallisaten der Grundmasse verwoben. Trotz der intensiven Entmischung von Klinozoisit und Hellglimmer und häufig auftretender postkristalliner Verbiegungen ist eine polysynthetische Verzwilligung in den allermeisten Fällen noch gut zu erkennen, wobei gar nicht selten eine Kombination von Albit- und Periklingesetz zu sehen ist. Als Entmischungsmineral überwiegt eindeutig der Klinozoisit, der innerhalb der Plagioklase meist in Form eines charakteristischen sehr dichten Filzes in Erscheinung tritt. Offensichtlich waren die Plagioklase ursprünglich etwas basischer deutlich zonal gebaut, da in Kernbereichen die Entmischung häufig dichter ist und gegen den Rand zu außerdem statt des Klinozoisits als Entmischungsmineral zunehmend Hellglimmer auftritt.

Der Biotit (nx - blaßgelb, nz - hellbraun, tw. chloritisiert) bildet lange Glimmerzüge, die typischerweise die großen Feldspat-Einsprenglinge flaserigsaumartig umfließen. Die Glimmerzüge setzen sich meist aus bis zu 1 mm langen, dünntafeligen Glimmerscheitern zusammen. Besonders im Bereich der Grundmasse ist der Biotit oft völlig zu Hellglimmer umkristallisiert. Bei den größeren Biotiten ist die sekundäre Hellglimmerbildung dagegen oft nur unvollständig abgelaufen, wobei die schrittweise Umwandlung des primärmagmatischen Biotits durch den kontinuierlichen Farbverlust der Glimmerscheiter gut nachvollziehbar ist. Das deutet darauf hin, daß der heute vorliegende Hellglimmer zu einem überwiegenden Teil alpidisch gebildet wurde.

Obwohl der Quarz in allen Fällen deutlich rekristallisiert ist, kann man, abgesehen von feinkörnigen der Grundmasse, manchmal noch 1 bis 4 mm große einigermaßen zusammenhängende Kornverbände von rekristallisierten Quarzkörnern sehen, wobei es sich wahrscheinlich um ehemalige primärmagmatische Quarzeinsprenglinge handelt.

Unter den Akzessorien kommt besonders häufig Titanit in maximal 1mm großen Kristallen vor, wobei er meist klar als Entmischungsprodukt des Biotits zu erkennen ist.

Auch Orthit ist ein häufig auftretendes Akzessorium. Die bis zu 0,5 mm großen Orthite sind oft noch völlig idiomorph und manchmal auch verzwilligt. Das verbreitete Auftreten von primärmagmatischem Orthit spricht übrigens gegen einen vulkanischen Charakter des Knorrkogelgneises, da nach TRÖGER (1969, S.313) Orthit hauptsächlich auf Plutonite beschränkt ist und in Vulkaniten nur ganz selten auftritt.

Als Zwickelfüllung beobachtet man nicht selten sekundäres Karbonat, das bis zu 1 mm große Butzen bildet und stellenweise massiv angereichert ist.

Nicht allzu häufig tritt auch Apatit in bis zu 0,2 mm großen hypidiomorphen Körnern auf, meist innerhalb von Biotit-Nestern.

Als sehr untergeordnete Gemengteile kommen auch Zirkon und opake Phasen vor.

3.9.2. Zirkontypologie

Erstmals wurden auch die akzessorischen Zirkone des Knorrkogelgneises in mehreren Streupräparaten morphologisch genauer untersucht. Abb. 30 zeigt eine Auswahl typischer Knorrkogelgneis-Zirkone.

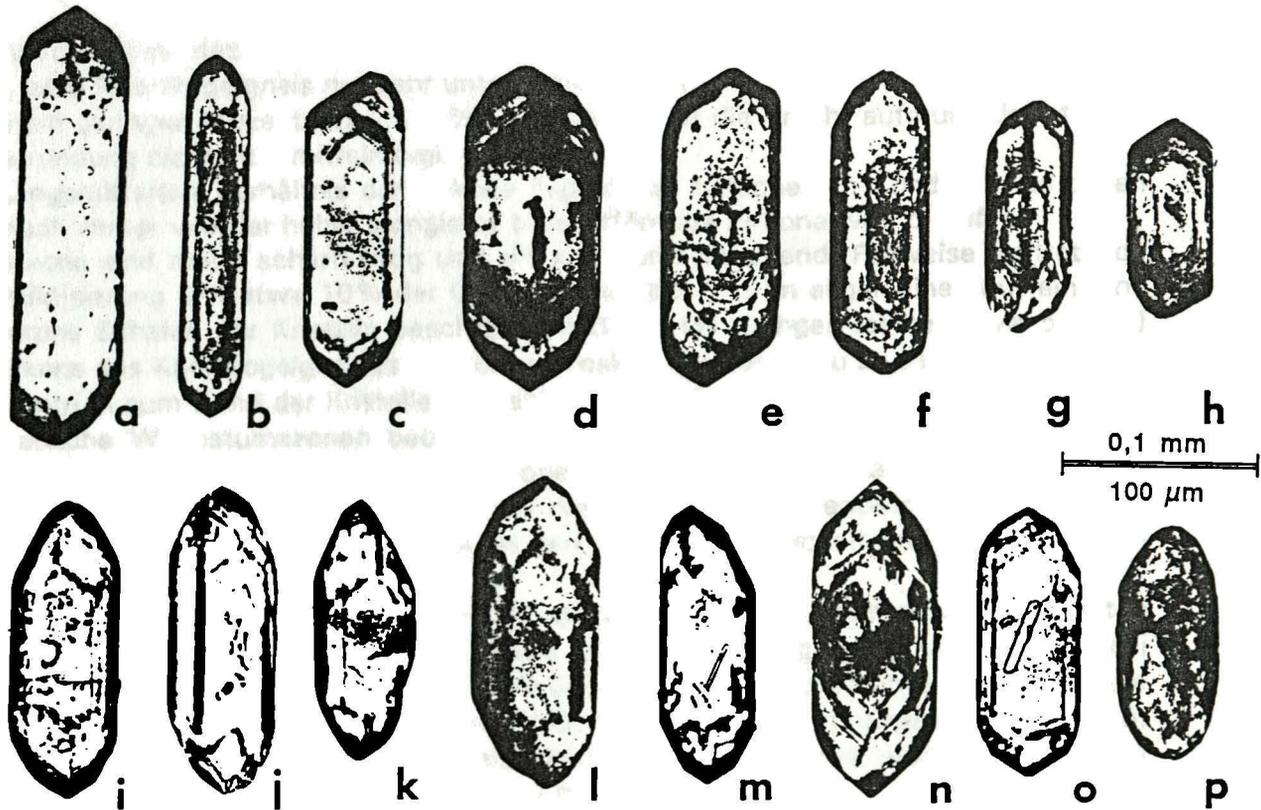


Abb. 30: Repräsentative Auswahl von akzessorischen Zirkonen des Knorrkogel-Porphyrgneises. Vergrößerung 200x

Wie auch die statistische Trachtauswertung nach PUPIN (1980) verdeutlicht (vgl. Abb. 31) überwiegen Zirkone mit sehr groß ausgebildeten (110) Prismen, wodurch auch der Schwerpunkt der Flächenkombinationen ("mean-point") in der oberen Hälfte des PUPIN Diagramms zu liegen kommt (Abb. 63). Manchmal fehlt das (100) Prisma sogar völlig (z.B. a,b,c). Dagegen sind bei den Pyramidenflächen meist sowohl die (211) als auch die (101) Pyramide deutlich entwickelt, wobei - im Unterschied zu den meisten übrigen K₂O-reichen I-Typ Zentralgneisen des mittleren und westlichen Tauernfensters - die steile Pyramide (211) sogar oft größer entwickelt ist als die flache (101) Pyramide (i,j,k,m).

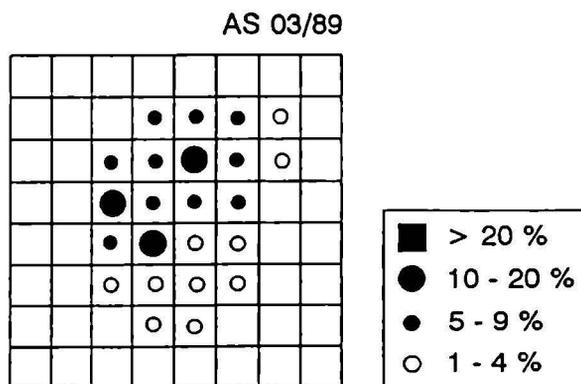


Abb. 31: PUPIN-Diagramm mit der typischen statistischen Trachtverteilung von Zirkonen des Knorrkogel-Porphyrgneises.

Zirkone, bei denen das (100) Prisma größer als das (110) Prisma ausgebildet ist (vgl. n), treten beim Knorrkogelgneis nur sehr untergeordnet auf.

Bei einem geringen Prozentsatz (ca. 5%) der Kristalle ist die Tracht aufgrund der starken Kantenrundung nicht zu ermitteln (vgl. p).

Das Längen/Breiten Verhältnis der Zirkone liegt meist zwischen 3:1 und 5:1, es treten aber auch immer wieder höher elongierte bleistiftförmige Zirkone (vgl. b) auf.

Die Zirkone sind meist scharfkantig und oft klar durchscheinend. Fallweise auftretende Metamiktisierung (bei etwa 10% der Gesamtpopulation) ist im allgemeinen auf einzelne idiomorphe Schalen der Kristalle beschränkt (z.B. d). Im übrigen ist bei etwa 50% (!) der Zirkone des Knorrkogelgneises im Lichtmikroskop ein Zonarbau zu sehen, wobei man vom Zentrum zum Rand der Kristalle oft zahlreiche, meist idiomorphe und konzentrische magmatische Wachstumszonen beobachtet (z.B. f,g,h,i,n). Dabei stellt man mitunter fest, daß Habitus und Tracht der Zirkone während des Kristallwachstums nicht dieselben blieben, wobei im Korninneren nur die (101) Pyramide entwickelt ist, während sich die steile Pyramide (211) erst gegen den Rand zu entwickelt und zunehmend an Wertigkeit gewinnt.

Einschlußmikrolithen sind v.a. in Form von kleinen, nadeligen Apatiten zu beobachten (m,o), die aber insgesamt nicht sehr häufig auftreten. Dagegen beobachtet man bei vielen Kristallen im Korninneren eine feinkörnige dunkel erscheinende Substanz, die häufig entlang ganz bestimmter idiomorpher Wachstumszonen angeordnet ist (z.B. b,c,f). Nicht selten füllt sie auch ganze Kernbereiche von Kristallen, wodurch manchmal Kristallkeime der Zirkone sichtbar sind (vgl. z.B. k,l).

3.9.3. Geochemie

Zusätzlich zu einer Analyse von Dr. Finger (FI 38/86) wurde noch eine weitere chemische Vollanalyse samt Seltenen Erden (AS 03/88) durchgeführt (vgl. Tab. 11 Analysen Nr. 13/14 bzw. FINGER et al. 1993). Aus dem umfangreichen Analysensatz (23 Stück!) von GRITZ (1990) wurden zur Diskriminierung ausschließlich die Spurenelemente (siehe Tab. 12, Nr. 1-23) verwendet, da die Hauptelemente nach pers. Mitt. von Mag. Gritz aufgrund eines Fehlers des Szintillationszählers der RFA einer Revision bedürfen. Während die Spurenelementanalysen mit den eigenen Analysen gut übereinstimmen, wurden von GRITZ bei den Hauptelementen nur beim SiO₂ einigermaßen vergleichbare Analysenwerte erzielt.

Demnach besitzt der Knorrkogelgneis gewöhnlich schwach saure bis intermediäre Zusammensetzung mit durchschnittlichen SiO₂-Gehalten von 66-68 Gew.%. Aufgrund seines metalumischen Charakters ist er als I-Typ Granit zu klassifizieren. Die Spurenelementgehalte weisen den Knorrkogelgneis nach PEARCE et al. (1984) als volcanic-arc Granit (VAG) aus.

Die K₂O-Gehalte liegen mit 3,4 bis 3,8 Gew.% noch deutlich über denen der kalkalkalischen Suit des Zillertal-Venediger und Tuxer Kerns (bei vergleichbarem SiO₂). Demgegenüber sind die CaO-Werte (2,61-2,77 Gew.%) genau umgekehrt, da diese beim Knorrkogelgneis üblicherweise niedriger als bei den Tonaliten/Granodioriten. Im Rb (meist zwischen 100 und 140 ppm), Ba (845-1392 ppm) und Sr (288-549 ppm) ist der Knorrkogelgneis im Vergleich zu den Tonaliten und Granodioriten der Zillertal-Venedigermasse erheblich angereichert (vgl. HARKER Diagramme Abb. 64). Dies kommt auch bei den HORG-normierten Spurenelementpattern (Abb. 66 und 67) gut zum Ausdruck.

Bei den Chondrit-normierten REE-Mustern (vgl. FINGER et al. 1993) fällt besonders auf, daß der Knorrkogelgneis (im Gegensatz sowohl zu den kalkalkalischen Zentralgneisen des Zillertal-Venediger Kerns als auch zu den A-Typ Zentralgneisen) keine negative Eu-Anomalie aufweist.

Was die Nd-Isotopendaten betrifft, so ist der ϵ -Nd Wert des Knorrkogelgneises mit -1.93 nicht so stark negativ wie in den übrigen Zentralgneisen des mittleren Tauernfensters (FINGER et al. 1993). Beachtet man zusätzlich das von GRITZ (1990) angegebene Strontium-Initial von 0.7063, so ist für die Magmaquelle des Knorrkogelgneises am ehesten eine Mischung von Mantel- und Krustenmaterial anzunehmen. Unpublizierte U/Pb Daten von Zirkonen des Knorrkogelgneises (VON QUADT) verweisen dabei u.a. auf die Beteiligung einer mittelproterozoischen Krustenkomponente.

3.10. DER HOCHWEISSENFELDGNEIS (Nr. 8 in Beilage 1)

Seit den Kartierungsarbeiten von CORNELIUS und CLAR (CORNELIUS 1930, 1941, 1942a,b; CORNELIUS & CLAR 1939) ist bekannt, daß im Bereich des mittleren Tauernfensters große Mengen kalifeldspatreicher granitischer Zentralgneise vorkommen. Abgesehen vom Granatspitzkern (vgl. Kap. 3.1.) als tiefste tektonische Einheit im mittleren Tauernfenster, sind diese granitischen Zentralgneise Bestandteile des Riffeldeckenkristallins, das sonst vor allem durch migmatisch und anatektisch geprägte Biotit-Plagioklasgneise und Amphibolite geprägt ist ("Serie der Alten Gneise" KARL 1957, SCHMIDEGG 1961, FRASL & FRANK 1966). Der bis zu mehrere 1000 m mächtige Gesteinsstapel lagert deckenförmig über der niedriger metamorphen Hülle des Granatspitzkerns.

Wenngleich auch prinzipiell Einigkeit bezüglich der Deckennatur der Migmatite herrscht, besteht bislang kein Konsens, was die Abgrenzung des Riffeldecken Kristallins, das Alter der Überschiebung und die Internekteonik der Riffeldecke(n) betrifft (vgl. dazu im Detail G. FUCHS, 1958, 1962; W. FRANK, 1969; A. TOLLMANN, 1975, 1977; W. FRISCH, 1977, 1980; FRISCH & RAAB 1987). So wie W. FRISCH (1977, 1980) und G. FRASL (pers. Mitt.) bin auch ich ein Befürworter einer einzigen Riffeldecke, da mich die Argumente für ein mesozoisches Alter vereinzelt auftretender \pm karbonatischer Quarzitspäne (und damit das Vorhandensein von echten Deckenscheidern) innerhalb des Riffeldeckenkristallins ebenfalls nicht überzeugen (vgl. schon SCHMIDEGG 1961, S.48 bzw. SCHERMAIER 1990, S. 37/38).

Der am weitesten verbreitete Zentralgneistyp innerhalb der Riffeldecke ist der Hochweißfeldgneis (benannt nach der Typuslokalität Hochweißfeldkar im Oberen Kapruner Tal; CORNELIUS 1930). Dieser granitische Zentralgneis ist vom Kapruner Tal im Osten mit einigen Unterbrechungen über 25 km weit bis ins Hollersbachtal im Westen verfolgbar (vgl. Beilage 1; CORNELIUS 1941, bzw. die geologischen Karten von CORNELIUS & CLAR 1939, 1:25:000; von FUCHS 1958, 1:25.000 und FRANK et al. 1987, 1:50.000 Geol. B.-A.).

Der Hochweißfeldgneis ist gewöhnlich durch sein schlierig-anatektisches Aussehen und viele unterschiedlich stark assimilierte Fremdgesteinseinschlüsse gekennzeichnet (vgl. Petrographie bzw. Abb. 32). Im Gelände liegt er meist ohne scharfe Grenzen inmitten von Anatexiten, biotitreichen Gneisen und Amphiboliten (vgl. SCHERMAIER 1991). Somit ist der Hochweißfeldgneis am ehesten auf eine unreife in-situ Schmelzentwicklung im Zuge einer hochgradigen Regionalmetamorphose mit Anatexis zurückzuführen. Nur lokal, wie etwa an manchen Stellen des Kapruner Tals (z.B. S des Moserbodens unterhalb des Schwarzkopfkeeses) ist der Hochweißfeldgneis in Form höher differenzierter, völlig homogener, grobkörniger und sehr massiger Granite ausgebildet ("Kristallgranite" bei CORNELIUS & CLAR 1939).

Ein besonderes Charakteristikum des Hochweißfeldgneises ist dessen pegmatitisches Ganggefüge mit cm-großen blaugrauen Kalifeldspäten (vgl. Abb. 33; CORNELIUS 1941, FUCHS 1958). Gleichartige Pegmatite kenne ich sonst im Bereich des Tauernfensters nur noch vereinzelt aus dem Verbreitungsgebiet des Knorrkogelgneises (Kap. 3.9.) bzw. der Valsertal Porphyrgneise (Kap. 3.5.), ganz am Westrand des Tuxer Zentralgneiskerns.



Abb. 32: Typisch für den Hochweißfeld-Gneiskomplex ist dessen ausgeprägt migmatischer Charakter, wobei er, wie hier abgebildet, oft innig mit biotitreichen Schiefnern verwoben ist. Rechts im Bild eine kalifeldspatreiche, homogenere Partie. Oben im Bild ist zu sehen wie diese migmatischen Strukturen noch von den zugehörigen Pegmatiten - mit den kennzeichnenden dunklen Kalifeldspäten - durchkreuzt werden. Die Pegmatite sind ihrerseits noch von geringmächtigen Apliten diskordant durchschnitten worden. Block SE Sandebentörl, 2710 m Höhe

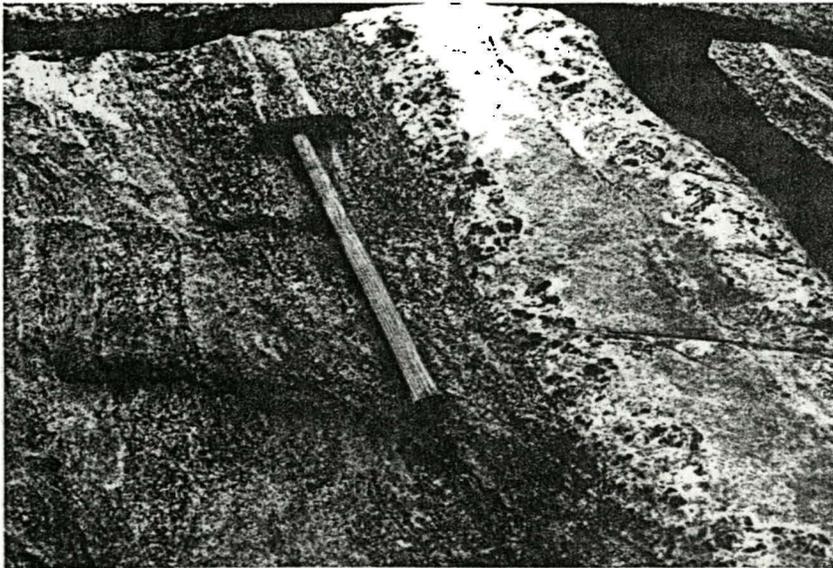


Abb. 33: Pegmatite mit einigen cm-großen blaugrauen Kalifeldspäten sind eine besondere Eigenheit im Gefolge des Hochweißfeldgneises.

Im Bild durchsetzt ein solcher Pegmatitgang mit einem aplitischen Nachschub in seiner Mitte den hier schlierig-nebulitischen Hochweißfeldgranitgneis, bei dem die streifigen Anteile als metatektisch, die helleren, homogenen Neosome aber als diatektisch zu bezeichnen sind. Im vorliegenden Fall benützte der Pegmatitgang bei der Intrusion das vorhandene Flächengefüge des Hochweißfeldgneises.

Die im Bild bereits sichtbare klastische Deformation der dunklen Pegmatitfeldspate ist am ehesten der alpidischen Orogenese zuzuordnen, wobei der trübweiße Feldspatanteil entstand. SE Sandebentörl, 2710 m Höhe;

Die homogenen Bereiche des Hochweißfeldgranitgneises weisen große Übereinstimmungen mit Teilen der 20 bis 30 km weiter westlich gelegenen Krimmler Augengneise (vgl. Kap. 3.3.) auf. Auch die begleitende Kristallinserie ist in beiden Gebieten sehr ähnlich ausgebildet und besteht hier wie dort vorwiegend aus gebänderten Biotitgneisen und Amphiboliten mit eingelagerten Aplitgneismassen. Neben der praktisch identischen geochemischen und zirkontypologischen Charakteristik ist überdies die relative Altersstellung dieser beiden granitischen Zentralgneistypen gleich. Wie nämlich Kartierungen im Bereich des Oberen Hollersbachtals (SCHERMAIER 1991) ergeben haben, ist der Hochweißfeldgneis - ebenso wie die Krimmler Augengneise (Kap. 3.3.) - relativ älter als der Venedigertonalit. Denn Apophysen und Spaltenfüllungen des tonalitisches-granodioritischen Venediger-Zentralgneiskörpers intrudieren dort gangförmig mit scharfen Grenzen den Hochweißfeldgneis und schneiden dessen Lagenbau samt Pegmatiten diskordant ab (vgl. Abb. 34).

Das Riffeldecken-Kristallin, also das "Alte Dach" der Tonalite und Granodiorite des Zillertal/Venediger Kerns war gemäß diesen Befunden schon vor deren Platznahme migmatisch und anatektisch geprägt. Die Intrusion des Tonalits kann nicht die Ursache für die Anatexis in der Venedigerhülle gewesen sein (SCHERMAIER 1991), wie dies bisher oft angenommen wurde (FUCHS 1958, TOLLMANN 1975, 1977, PESTAL 1983, 1987, FRISCH 1980).

Die Anatexis samt der Bildung der kalium- und biotitreichen Granite vom Typus Hochweißfeldgneis ist sowohl innerhalb des Riffeldeckenkristallins im mittleren Tauernfenster als auch im Bereich des Oberen Krimmler Tals älter als die Bildung der tonalitisches-granodioritischen Intrusivmassen und hat schon vorher in einem heißeren und vermutlich auch wesentlich tieferen Krustenstockwerk stattgefunden (SCHERMAIER 1991).

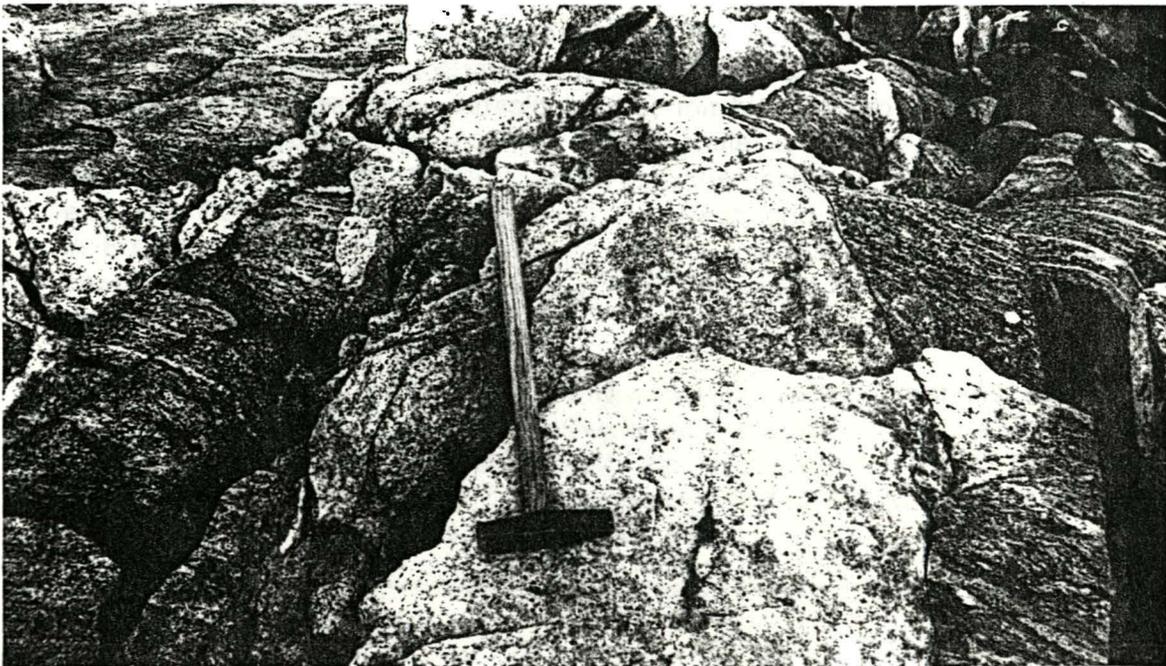


Abb. 34: Heller massiger Venediger-Zentralgneis quert als diskordanter Gang mit scharfen Grenzen das stark ausgeprägte s-Gefüge des Hochweißfeldgneises (welches also von einer älteren Anatexis zeugt) und auch dessen Pegmatitfolge.

Eine alpidische Deformation des Gangs ist im Bild kaum zu erkennen, im Schliff schon eher z.B. durch die Subkornbildung von Feldspat und Quarz, die noch von einer Rekristallisation überdauert wurde. Sandeben, 2600 Meter Höhe;

Im Rahmen des FWF Projektes 7353 wurden zur Altersbestimmung des Hochweißfeldgneises speziell vorsortierte Zirkon-Kornfraktionen an der ETH Zürich mit der U/Pb Methode analysiert, wobei u.a. auch ein konkordantes Alter von 308 ± 12 m.a. gemessen wurde (vgl. Review und Diskussion der Zentralgneisaltersdaten in FINGER et al. 1993).

3.10.1. Petrographie

Eine ausführliche zusammenfassende Darstellung der bisherigen petrographischen Bearbeitungen (CORNELIUS & CLAR 1939, S. 56-61; FUCHS 1958, S.217/218; SCHERMAIER 1990, S.52-64) habe ich bereits in einer früheren Arbeit veröffentlicht (vgl. SCHERMAIER 1991).

Der Hochweißfeldgneis ist ein mittel- bis grobkörniger Granit- bis Quarzmonzonitgneis (siehe Modalbestand, Tab. 5), der vielfältige Einschlüsse und Übergänge in biotitreiche Metatexite und Paragneise besitzt. Typisch für den Hochweißfeldgneis ist dessen inhomogen, schlierig-migmatisches Erscheinungsbild mit lagig - streifigen Partien und einem schlierig-nebulösen, breiartigen Aussehen. Daneben sind Biotitschieferbutzen, -fetzen und -bänder auffallend, wobei oft nahtlose Übergänge in größere Biotitschiefer- und -gneiskörper beobachtet werden können (vgl. Abb. 32). Auch Meter bis mehrere 10-er Meter große, unregelmäßig geformte Einschlüsse von grobkörnigen amphibolitischen Gesteinen kommen vor, und auch dabei sind vielfältige migmatische Übergänge festzustellen.

Die mengenmäßige Verteilung des Kalifeldspats ist äußerst unregelmäßig und erscheint oft ohne System. Manchmal in großen Mengen, meist in den leukosomen Partien angereichert, sind besonders "augenartige", blaugraue gedrungene Kalifeldspatkristalle ohne charakteristische Eigengestalt typisch, es können aber auch gut idiomorphe, porphyrische Einsprenglinge derselben Farbe mit bis zu 2 cm Größe beobachtet werden. Auch die Verteilung der dunklen Gemengteile unterliegt starken Schwankungen, wodurch im Farbeindruck ein charakteristischer schlierig-lagiger Hell-Dunkel-Wechsel entsteht. Dort wo der Plagioklasgehalt überwiegt, und als Hauptgemengteil Biotit stark in Erscheinung tritt, möchte man das Gestein makroskopisch eher als quarzdioritisch bezeichnen. Infolge der Verwitterung sind dabei weiß-schwarz gesprenkelte Oberflächen typisch.

Nach STRECKEISEN (1967) ist der Hochweißfeldgneis meist als quarzarmer Granit bzw. Quarzmonzonit (18-25 Vol.% Quarz) zu klassifizieren (vgl. Abb. 60). Zu diesem Ergebnis kommt man sowohl mittels der optisch integrierten Modalanalyse von homogeneren Partien (vgl. Tab. 5) als auch durch MESONORM-Berechnungen (MIELKE & WINKLER 1979, vgl. Tab. 11, Analysen Nr. 1-4).

Tab. 5:

Modalanalysen des Hochweißfeldgneises aus dem Bereich Sandeben/Osttirol

Methodik: Auszählung von je 2000 Dünnschliffpunkten

Probe Nr.	Mineral (Vol.%)					
	Kf	Plag	Qu	Bio	Hgl	Akz
AS 11/87	25	37	23	13	1	1
AS 13/87	29	27	24	16	2	2

Der Hochweißfeldgneis der Typuslokalität im Kapruner Tal ist etwas quarzreicher (ca. 30 Vol.%) und rückt somit näher in die Mitte des Granitfeldes nach STRECKEISEN.

Der Biotit-Gehalt des Hochweißfeldgneises ist typischerweise recht hoch und beträgt gewöhnlich zwischen 12 und 18 Vol.%, nur in den untergeordnet auftretenden saureren, sehr homogenen Bereichen, wie manchmal im Kapruner Tal führt der Hochweißfeldgneis auch unter 10 Vol. % Biotit.

Obwohl die MESONORM-Berechnungen keinen Hinweis auf einen ursprünglichen Hornblendegehalt gaben, ist aufgrund der Dünnschliffmikroskopie (siehe unten) bei den intermediären Teilen des Hochweißfeldkomplexes mit einem primären Hornblendegehalt von bis zu einigen Vol.% zu rechnen.

Die mikroskopische Beschreibung entspricht hier im wesentlichen der eigenen Veröffentlichung von (1991). Zusätzliche Beobachtungen beschränken sich auf die Bearbeitung von einigen Dünnschliffen von der Typuslokalität aus dem Kapruner Tal (v.a. AS 101/89, AS 103/89).

Neben den schon makroskopisch erkennbaren Gemengteilen Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit und Quarz können unter dem Mikroskop noch Hellglimmer, Klinozoisit/Epidot, Hornblende, Titanit, Apatit, Orthit, Zirkon, Monazit, opake Phasen und Chlorit beobachtet werden.

Der Kalifeldspat zeigt sich oft völlig frei von Internstrukturen oder Entmischungserscheinungen. Schon die lichtoptischen Eigenschaften deuten insgesamt auf noch erhaltene oder zumindest nur "leicht triklinisierte Orthoklase" hin (freundl. Hinweis G. FRASL). Auch durch eigene Röntgenuntersuchungen konnte mit Hilfe von Triklinitätsbestimmungen nach J.R. GOLDSMITH & F.LAVES (1954, a,b) Orthoklas nachgewiesen werden.

Mitunter treten auch Perthitstrukturen auf, wobei Ader- und Fleckenperthite vorherrschen. Z.T. findet man eine Vielzahl von Einschlüssen der verschiedensten Art, welche i.a. unregelmäßig verteilt und nicht selten butzenförmig ausgebildet sind. Auch epitaktisch orientierte Einschlüsse von gefüllten Plagioklasen (vgl. G. FRASL, 1954) kommen vor. Daneben kommen im Kalifeldspat eingeschlossen insbesondere rundliche Quarzkörner sowie Biotit- bzw. Hellglimmertafeln vor.

An den Rändern der Kalifeldspate fallen häufige Myrmekitbildungen auf, welche oft auf beträchtlichen Strecken den Kalifeldspatbegrenzungen folgen und halbkreisförmig in diese eingreifen.

Neben größeren, eher isolierten Einzelkristallen kommt der Kalifeldspat auch als unregelmäßig verzweigte, oft eckig begrenzte Zwickelfüllung vor.

Auch der Plagioklas tritt sowohl in Form größerer isolierter Einzelkristalle, als auch als Zwickelfüllung in der Grundmasse auf. Im Unterschied zu diesen zwickelfüllenden Körnern im Kristallpflaster der Matrix sind die größeren Plagioklase ausnahmslos mit Entmischungsmikrolithen gefüllt (bes. Klinozoisit und Hellglimmer), wobei die Entmischungen oft in Form fleckiger Zonen auftreten sind. Solche Bereiche intensiverer Füllung finden sich besonders häufig in Kernnähe, was auf einen alten Zonarbau mit höheren Anorthitgehalten im Kern schließen läßt.

Die polysynthetische Verzwilligung ist oft noch sehr gut erhalten. Dabei folgt die Verzwilligung vorwiegend dem Albitgesetz, untergeordnet auch dem Periklingesetz. Auch Karlsbader Zwillinge kommen vor.

Der primärmagmatische Plagioklas muß der Füllung zufolge Andesin oder sogar noch basischer gewesen sein, was auch durch Reliktpartien mit An-Gehalten größer als 30 nachdrücklich bestätigt wird. Durch die alpidische Metamorphose erhielt auch der gefüllte Plagioklas normalerweise Oligoklaszusammensetzung unter Ausscheidung der Füllungsmikrolithe.

Die Biotite zeigen einen deutlichen Pleochroismus, meist von kastanienbraun (ny, nz) bis blaßgelb(braun) (nx), wie er der alpidischen Metamorphose in dieser Gegend entspricht. Neben haufenförmig zusammengelagerten Glimmerscheitern ohne einheitliche Orientierung finden sich vor allem unregelmäßig verteilte Biotitansammlungen, die in der Foliationsebene auseinandergedrückt sind, also Erscheinungsformen, die weitestgehend der alpidischen Metamorphose entsprechen.

Als Einschlußphasen im Biotit treten Titanit, Apatit, Zirkon, Monazit (?) und opake Phasen auf. Bemerkenswert sind Sagenitgitter, die teilweise musterhaft regelmäßig entwickelt sind.

Der Quarz bildet besonders mit Kalifeldspat und Plagioklas das meist xenomorphe Kornpflaster der Grundmasse. Bei manchen Individuen tritt deutliche Subkornbildung auf. Es scheint so, daß die Deformation bei sehr verschiedenen p-T Bedingungen erfolgt ist.

Als untergeordneter Gemengteil (vgl. Modalanalyse, Tab. 5) kommt auch Hellglimmer vor. Er ordnet sich meist in einem feinblättrig-feintafeligem Haufwerk an den Korngrenzen der größeren und stabileren Kristalle wie der Feldspate an. Dort wo er in Verbindung mit Biotit auftritt, hat es den Anschein, als ob er zumindest teilweise aus diesem hervorgeht.

Klinozoisit/Epidot kommt auch außerhalb der Plagioklase in bis zu einem mm großen Ansammlungen von Einzelkristallen vor. Dabei überwiegt bei weitem der Klinozoisit, wobei in dessen Kernen oft intensiv gelbe Interferenzfarben auffällig sind.

In manchen basischeren Proben ist auch Hornblende in bis zu 2 mm großen Aggregaten als untergeordneter Gemengteil zu finden. Sie zeigt einen schwachen, blaßgrünen Pleochroismus. In Basisschnitten kann man oft etwas kräftiger gefärbte, gelblich-braune Kernrelikte bemerken.

Unter den Akzessorien sind besonders die Titanite bemerkenswert, da sie neben kleinen xenomorphen Entmischungsmikrolithen (bes. in der Nähe des Biotits) auch bis zu 1 mm große Einzelkristalle mit annähernd idiomorphen Querschnitten bilden, welche als primärmagmatische Relikte angesehen werden könnten. Orthit ist zwar selten, kann aber ausnahmsweise in bis zu 2 mm großen rundlich-elliptischen Reliktkörnern beobachtet werden. Typisch für die Kristalle ist neben einem starken Kornzerfall und Klinozoisitummantelung ein ausgeprägter Pleochroismus von blaßrosa bis dunkelrotbraun.

3.10.2. Zirkontypologie

Auf ersten qualitativen Untersuchungen meiner Diplomarbeit aufbauend (vgl. SCHERMAIER 1990, 1991) wurden nun zahlreiche weitere Zirkonstreupräparate des Hochweißfeldgneises eingehend bearbeitet und zirkontypologisch ausgewertet, u.a. auch von der Typuslokalität im Kapruner Tal. Abb. 35 zeigt eine repräsentative Auswahl von typischen Hochweißfeldgneis-Zirkonen.

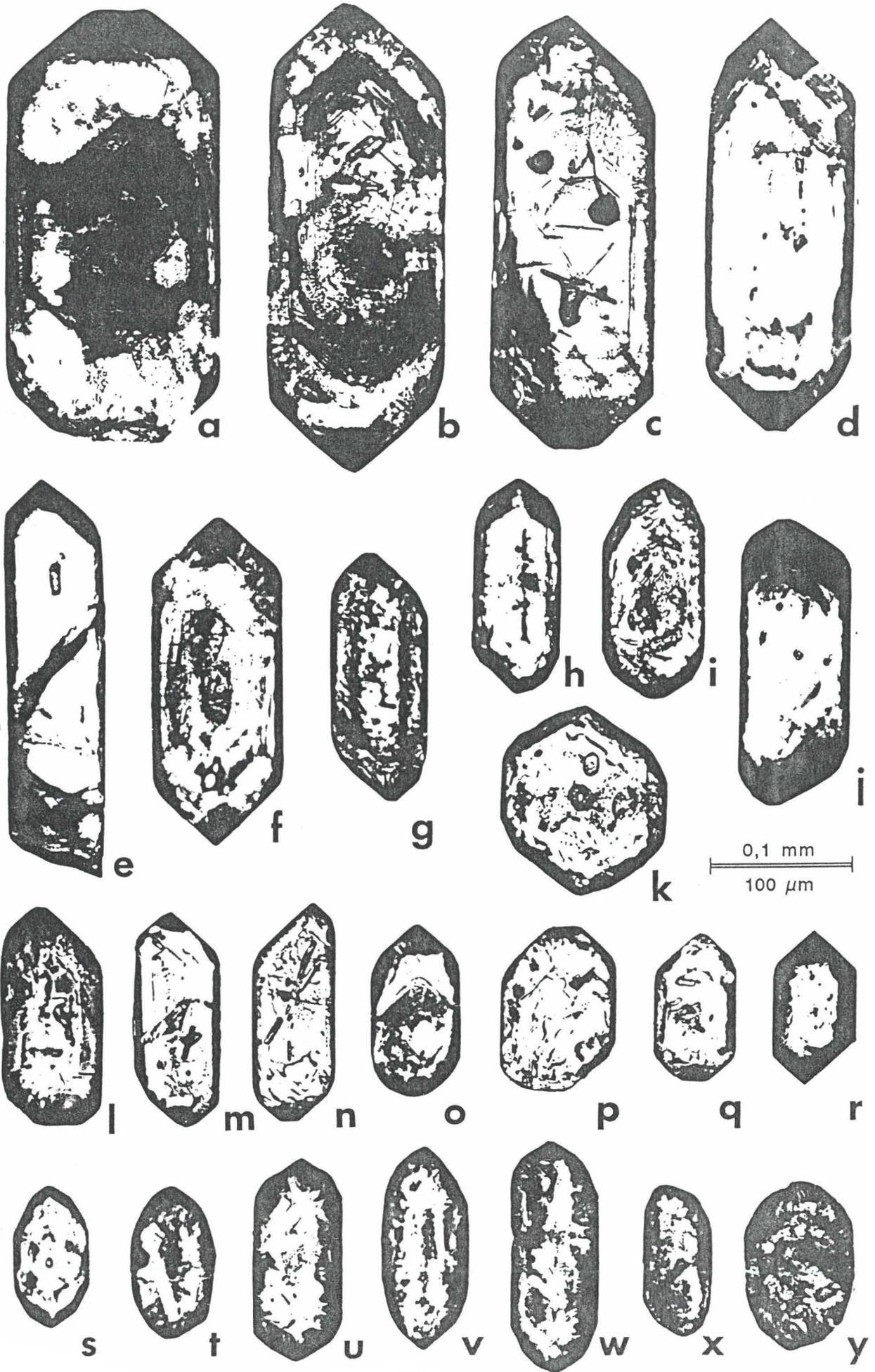
Die Zirkone sind üblicherweise flächenreich, wobei meist die beiden Prismenflächen (100) + (110) als auch die beiden Pyramidenflächen (101) + (211) entwickelt sind. Die Trachtauswertung nach PUPIN (1980) ergibt (Abb. 36), daß bei den Prismen die (100) Fläche ~~im Durchschnitt~~ größer entwickelt ist als die (110) Fläche, während die Pyramiden (211) und (101) oft dieselbe Wertigkeit haben.

In Abb. 63 sind die "mean-points" der Zirkontrachtausbildung der fünf ausgewerteten Proben eingetragen. Dabei konnten interessanterweise gewisse regionale Unterschiede festgestellt werden. Bei den Proben aus dem Osttiroler Raum (Abb. 36 a-d) beobachtet man Häufigkeitsmaxima im Zentrum der PUPIN-Diagramme (vgl. g,h,u,w), während weiter im Osten im Raum des Kapruner Tals das Häufigkeitsmaximum der Trachtausbildung deutlich hin zu Zirkonen mit größerem (100) Prisma verschoben ist (Abb. 35 n,o,p,q bzw. Abb. 36 e).

Bei dicktafelig ausgebildeten Zirkone mit sehr großem (100) Prisma ist häufig ein satteldachförmiger Abschluß der Pyramidenflächen (101) zu sehen (c,d,l,n,q), der aber gar nicht selten auch an beiden Enden entwickelt ist (z.B. a,q).

Mit der unterschiedlichen Trachtausbildung variieren auch die Idiomorphie und Qualität der Zirkonkristalle. Während nämlich die Kristalle mit großem (100) Prisma und dominanter (101) Pyramide sehr häufig völlig idiomorph, scharfkantig und klar durchsichtig sind (z.B. e,f,m,n,o,p,q,r) sind bei den Formen mit größerem (110) Prisma die Kanten viel häufiger gerundet (i,j,s,u,w,x). Bei diesen Zirkonen beobachtet man im Kristallinneren auch vermehrt Metamiktisierung. Oft sind die Kristalle derart stark abgerundet, daß ihre Tracht nicht mehr gut zu identifizieren ist (t,v,w,x,y). Besonders dort wo der Hochweißfeldgneis in anatektischem Verband zur Umgebung steht, wie z.B. im Osttiroler Raum (vgl. Proben AS 11/87,12/87,13/87,14/87, Abb. 36 a-d) ist der Anteil solch "eiförmiger" Zirkone mitunter beträchtlich und kann über ein Viertel der Gesamtpopulation ausmachen.

Vermutlich handelt es sich bei diesen stärker gerundeten und metamikten Zirkone vielfach um aus dem Nebengestein (also v.a. den Paragneisen der Riffdecke) übernommene und assimilierte Xenokristalle (X-type zircons, FINGER 1989), während die ideal ausgebildeten Zirkone mit den großen (100) Flächen die magmaeigene Generation (N-type zircons, FINGER 1989) repräsentieren. Für diese Annahme spricht auch die Tatsache, daß mit steigendem Differenzierungsgrad und der damit zunehmenden Homogenität des Hochweißfeldgneises der Anteil solch gerundeter Kristalle an der Gesamt-Zirkonpopulation kontinuierlich abnimmt. Die "Kristallgranite", wie CORNELIUS & CLAR (1939) die homogensten Anteile des Hochweißfeldgneis-Körpers bezeichnet haben (vgl. Probe AS 101/89) enthalten



nämlich praktisch ausschließlich gut idiomorphe Zirkone mit groß ausgebildeten (100) und (101) Flächen.

So wie bei den meisten übrigen Vertretern der kalibetonten Zentralgneise (vgl. bes. Kap. 3.3.2.), tritt auch im Hochweißfeldgneis jener spezielle tafelige und kurze Zirkontyp mit z.T. sehr groß ausgebildetem (110) Prisma und ausschließlich vorhandener (101) Pyramide auf (vgl. k). Dieser Zirkontyp wurde wie üblich bei der statistischen Trachtauswertung i.S. von PUPIN (1980) nicht berücksichtigt (zur Begründung siehe Kap. 3.3.). Beim Hochweißfeldgneis konnten solche Kristalle in einer maximalen Häufigkeit von etwa 5% der Gesamtpopulation beobachtet werden.

Der Habitus der Zirkone des Hochweißfeldgneises ist vorwiegend gedrunen (L/b meist ca. 2). Nur die Zirkone der saureren Varianten sind oft elongierter und lassen im Lichtmikroskop auch häufiger einen Zonarbau erkennen, der in den weniger evolvierten anatektischen Varianten seltener auftritt.

Bei einigen Zirkonen tritt rosa Färbung auf, wobei besonders in den Proben aus dem Kapruner Tal zahlreiche intensiv gefärbte "Hyazinthe" vorkommen.

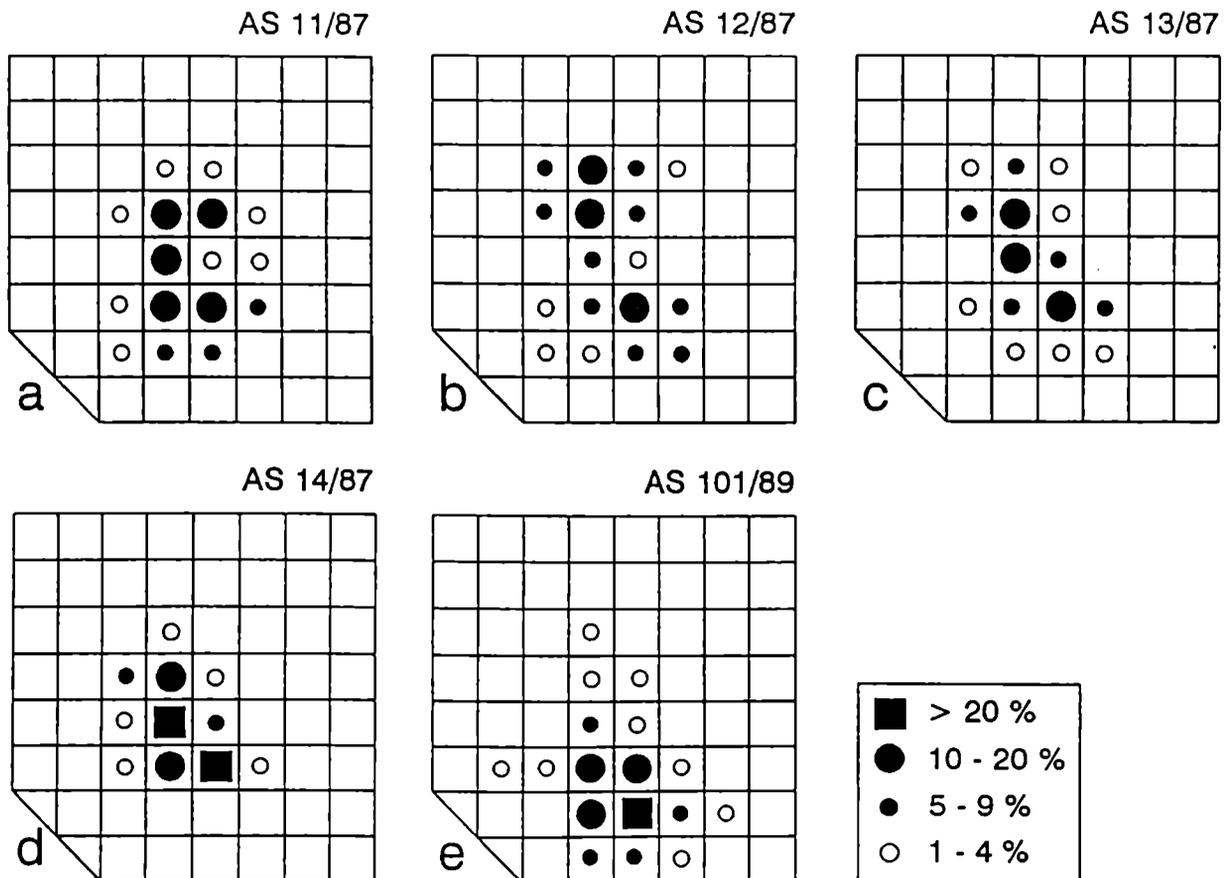


Abb. 36: PUPIN-Diagramme mit den Ergebnissen der statistischen Trachtauswertung der akzessorischen zirkone des Hochweißfeldgneises. Die Proben a-d sind aus dem Bereich Sandeben/Osttirol, die Probe AS 101/89 (e) ist von der Typuslokalität im Kapruner Tal/Salzburg;

Abb. 35: Repräsentative Auswahl von akzessorischen Zirkonen des Hochweißfeldgneises. Vergrößerung 200x.

3.10.3. Geochemie

Neben einer chemischen Analyse aus FINGER & STEYRER (1988) und der im Rahmen meiner Diplomarbeit durchgeführten Analysen (vgl. SCHERMAIER 1991) wurde nun vom Hochweißfeldgneis aus dem Kapruner Tal eine weitere Analyse angefertigt (Tab. 11 Analysen Nr. 1-4).

Die Hauptmasse des Hochweißfeldgneises besitzt intermediäre Zusammensetzung (62 bis 63 Gew.% SiO_2), nur im Kapruner Tal ist er üblicherweise sauer, mit SiO_2 Gehalten um 70 Gew.%. Er ist als I-Typ Granit (A/CNK Werte zwischen 1,03 und 1,06) mit volcanic arc Charakter (PEARCE et al. 1984, vgl. Abb. 65) einzustufen.

Bei den Hauptelementen sind besonders die K_2O Gehalte signifikant hoch (4,61 bis 5,31 Gew.%) während die CaO Werte nur 1,67 bis 2,8 Gew.% betragen.

Bei den Spurenelementen ist besonders das Ba (1170 bis 1840 ppm), und Sr (371 bis 450 ppm) stark angereichert. Aber auch die Zr-Gehalte liegen mitunter über 300 ppm, während die Rb Werte mit 120 bis 180 ppm moderat sind.

4. DIE KALKALKALISCHE SUITE DES ZILLERTAL-VENEDIGER UND TUXER KERNS

Diese Zentralgneis-Gruppe baut den Großteil des Zillertal-Venediger und Tuxer Zentralgneiskerns auf und bildet somit mengenmäßig den bedeutendsten Anteil der Zentralgneise des westlichen und mittleren Tauernfensters. Neben den Tonalit/Granodioritgneisen, die praktisch das ganze Zillertal/Venediger Massiv aufbauen, gehört auch der Hauptanteil der "Augen/Flasergneise" sensu KARL zu dieser Zentralgneis-Gruppe.

Petrographisch folgen die Granitoide einem tonalitisches-trondhjemitischen Differentiationstrend (vgl. STRECKEISEN-Diagramme Abb. 45, 51, 59 und 60). Am Beginn der Entwicklung stehen Gabbros und Diorite. Geochemisch gesehen folgen die Granitoide einem "primitiven" CaO betonten kalkalkalischen Trend mit niedrigen Gehalten an Rb, Sr und Ba.

Diskordante Intrusionskontakte belegen, daß diese tonalitisches-granodioritischen Zentralgneismassen relativ jünger als die kalibetonten Zentralgneise sind und schon in ein schon relativ abgekühltes, ±sprödes, also hohes Krustenstockwerk intrudiert sind. Erste U/Pb Datierungen an Zirkonen des Venedigertonalits ergaben ein Bildungsalter von 280 bis 300 Jahren (VON QUADT unpubl.).

Innerhalb dieser Zentralgneisgruppe beobachtet man eine Intrusionsfolge von Tonaliten über Granodiorite bis zu Graniten. Jene leukokraten Granodiorit- und Granitgneise mit I-Typ Charakteristik, die den Hauptteil der von KARL (1959) als "Augen-/Flasergneise" zusammengefassten Granitoide bilden, sind dabei immer relativ jünger als die Tonalite und Granodiorite vom Typus Venediger.

Ein Charakteristikum der Tonalite und Granodiorite sind biotitreiche dunkle schollenförmige Einschlüsse (mafic enclaves) unterschiedlicher Größe, die als typische Anzeiger für Magmenmischungsvorgänge zu werten sind (vgl. SCHINDLMAYR 1993). Obwohl Nd-Isotopen Daten im Hinblick auf die Magmenherkunft auch einen gewissen Einfluß alter Kruste belegen, dürfte doch der Manteleinfluß bei der Genese dieser Zentralgneisgruppe überwiegen (vgl. FINGER et al. 1993).

Im folgenden wird näher auf das Zentralgneisgebiet des Oberen Zillergrundes und Unteren Sundergrundes in den Zillertaler Alpen eingegangen, da dort eine Vielfalt von Varianten vorkommt und dabei die Möglichkeit besteht, deren genetische Beziehungen zueinander und insbesondere relative Altersbeziehungen zu klären - und zwar wie sich herausgestellt hat mit allgemeiner Gültigkeit für den gesamten Bereich des westlichen und mittleren Tauernfensters.

4.1. ERLÄUTERUNGEN ZUR GEOLOGISCHEN KARTE 1:25000 **OBERER ZILLERGRUND - BODENGRUND - UNTERER SUNDERGRUND** **(BEILAGE 3)**

In den NE Zillertaler Alpen treten im Bereich des Tuxer Zentralgneiskerns auf relativ eng begrenztem Raum mehrere unterschiedliche kalkalkalische Granitoide auf (vgl. geol. Übersichtskarte bei RAITH et. al 1978 bzw. Kap. 4.4.). Neben Tonalitgneisen vom Typus des Venedigertonalits kommen dort hauptsächlich verschiedene leukokrate Granit- und Granodioritgneise unterschiedlicher Korngröße vor, die bisher üblicherweise der Gruppe der "Augen- und Flasergneise" (sensu KARL 1959) zugeordnet wurden.

Hauptziel der Geländestudien und petrographisch/geochemischen Arbeiten im Bereich des Oberen Zillergrundes, Bodengrundes und Sundergrundes war die Unterscheidung und moderne Klassifizierung der einzelnen Zentralgneistypen sowie die Aufklärung ihrer relativen Intrusionsfolge. Ein besonderes Anliegen bestand darin, beweiskräftige Argumente für die relative Altersbeziehung der Tonalitgneise gegenüber den "Augen- und Flasergneisen" zu finden und zu dokumentieren. Denn seit den Arbeiten von KARL ist das relative Altersverhältnis dieser beiden großen Gesteinseinheiten unbefriedigend geklärt und deshalb immer wieder Gegenstand von Diskussionen und kontroversiellen Meinungen (vgl. dazu KARL 1959, 1960, 1966; SCHMIDEGG 1961, MORTEANI 1971, RAASE 1972, RAITH 1972; THIELE 1974, 1980; TOLLMANN 1977).

Begangen wurden die südliche Talflanke des Oberen Zillergrundes, 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 (vgl. Beilage 1) 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).

Um zu einer großräumigen, repräsentativen Übersicht der einzelnen Zentralgneisvarianten in den NE Zillertaler Alpen zu gelangen, wurden zusätzlich auch mehrere Übersichtsbegehungen mit Probenahme im Stillupptal (welches gleich westlich von diesem Kartierungsgebiet liegt) und im Bereich des Obersten Zillergrunds (Plauener Hütte - Reichenspitzengruppe) durchgeführt.

Im Bereich der Zentralgneise sind folgende kartierbare Gesteinseinheiten zu unterscheiden:

- mittelkörnige Tonalite (Tonalitgneise) mit Übergängen zu gröber- körnigen 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"
- feinkörnige Granodiorite und Granite (feinkörnige Augengneise) vom Typus "Popbergkar"
- gangförmige fein- bis mittelkörnige Aplitgranite und Aplite

Diese für die Geländearbeit aufgestellte petrographische Gliederung entspricht im wesentlichen jener von RAASE (1972) und erwies sich auch für die jetzige Zielsetzung

als geeignete Grundlage. Im Zuge der Geländearbeiten konnten die meisten Grenzziehungen zwischen den einzelnen Gesteinseinheiten und viele Geländebeobachtungen von RAASE im Prinzip bestätigt werden. In kleineren Bereichen ergaben sich freilich da und dort Neuerungen, die in der geologischen Karte berücksichtigt wurden. Die Abgrenzung des Quartärs wurde weitgehend nachgeführt, da RAASE nur die quartäre Bedeckung im Bereich der Talböden aufgenommen hatte.

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 in Verbindung mit Lokalnamen 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 diese stellenweise bloß durch die Korngröße oder die Stärke der Deformation übereinzustimmen scheinen.

Eine Zusammenfassung der hier vorgestellten Kartierungsergebnisse habe ich in einem geologischen Aufnahmebericht (Jb. Geol. B.-A. 1992, 135/3, 746-750) bereits veröffentlicht.

Die vorkommenden Typen sind:

4.1.1. Tonalite bis Granodiorite vom Typus Venediger und deren Gneise

Im Abschnitt des neu begangenen Gebietes 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 und auch analysenfrisches Probenmaterial bekommt. Die Tonalite gehen nach Norden kontinuierlich in größer körnigen Granodiorit(gneis) über (vgl. Abb. 37). Dieser Granodiorit entspricht dem "porphyrischen Randbereich des nördlichen Tonalitzuges" bei RAASE (1972).

Die schwarz-weiß gesprenkelten Tonalite führen zahlreiche dunkle, nicht selten fischförmig ausgelängte dioritische Schollen (mafic enclaves, cognate enclaves; vgl. auch SCHINDLMAYR & ARMING 1991). Makroskopisch gleichen die Tonalite hier im Bereich des Tuxer Zentralgneiskerns völlig den Tonaliten aus dem Zillertal-Venediger Kern.

In besonders stark tektonisierten Bereichen kommt es durch entsprechende Deformation der schollenführenden Tonalite auch zur Ausbildung von streifigen Gneisen als extremes Scherprodukt (z.B. Oberer Bodengrund zwischen ca. 2000 und 2100 m Höhe). Die so entstandenen Scherzonen-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 in solchen Fällen primär weitgehend

einheitliche Tonalite paketweise zu plattigen und streifigen Gneisen oder Schiefem umgearbeitet wurden. Dementsprechend sollte man die Bezeichnung Amphibolite vermeiden (sie bestehen auch nicht vorwiegend aus Hornblende und Plagioklas!) und die Gesteine eher als Tonalittektonite bezeichnen.

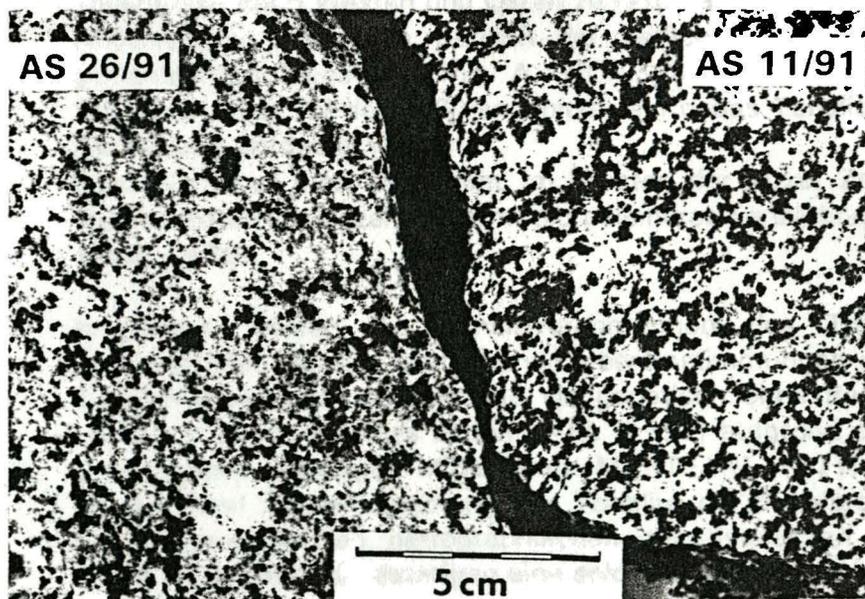


Abb. 37: Die Metatonalite (AS 11/91) der kalkalkalischen Suite des Tuxer Zentralgneiskerns (vgl. Kap. 4.4.) zeigen im Bereich des Zillergrundes und Stillupptales kontinuierliche Übergänge in gröberkörnige Meta-Granodiorite mit cm-großen porphyrischen Kalifeldspaten (AS 26/91).

In anderen Teilbereichen ist hier 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 gelten als typische Anzeiger für magma-mingling Prozesse (Hinweis G. FRASL, vgl. z.B. EBERZ & NICHOLLS 1988), 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 ("Nördlicher Tonalitzug") angesehen, der vom Wildgerlostal im Osten durchgehend über etwa 40 km mindestens bis zum Breitlahner im Schlegeistal im Westen reichen soll (vgl. KARL 1962, MORTEANI 1971). Wie die Geländearbeiten gezeigt haben, 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 Gratbereich 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).

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

Schließlich hat man auch ganz im Westen der Tuxer Zentralgneismasse Hinweise für das Auftreten vereinzelter, vermutlich kleinerer Tonalitkörper (vgl. Kap. 3.5. bzw. HÖCK 1969, 1970).

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 KARL (1962) aufgrund der geologischen, sowie später auch dessen damaligen Mitarbeitern MORTEANI (1971) und RAASE (1972) aufgrund der modalen Übereinstimmung der Tonalite da und dort vorgeschlagen haben. Meine eigenen geologischen, petrographischen, geochemischen und zirkontypologischen Daten (siehe im folgenden) bestätigen eine solche Zusammengehörigkeit ohne Einschränkung.

Die granodioritische Randfazies des "Nördlichen Tonalitzuges" ist gröberkörnig und beinhaltet tw. cm-große, häufig 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 Stillupptalkees; 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.

Für die petrographische Klassifikation wurde sowohl von einer Probe aus dem zentralen Bereich des Tonalitstreifens (AS 11/91) als auch von einer Probe aus dem granodioritischen Randbereich (AS 32/91) der Modalbestand mittels Auszählen von 2000 Dünnschliffpunkten ermittelt. Zusätzlich wurde der MESO-normative Mineralbestand der drei zur Verfügung stehenden chemischen Analysen errechnet. In Tab. 6 sind die Ergebnisse aufgelistet. Die Modalanalysen der Tonalite von RAASE (1972) konnten für diesen Zweck nicht herangezogen werden, da aus den Angaben nicht hervorgeht, welche Proben aus dem Tonalitzug im Bereich des Tuxer Kerns stammen.

Im STRECKEISEN Diagramm (Abb. 51) kommen die Proben im selben Bereich wie die Tonalite und Granodiorite des Zillertal-Venediger Kerns zu liegen, wobei sie sich auch gut in dessen tonalitisch-trondhjemitischen Differentiationstrend (vgl. Kap. 4.2., Abb. 45) einfügen.

Die MESONORM-Berechnung der Analyse M 375 (MORTEANI 1971) weist darauf hin, daß in den Tonaliten ursprünglich ein primärmagmatischer Hornblendegehalt von einigen Vol.% vorhanden war, der aber durch die alpidische Überprägung offensichtlich vollkommen zu Biotit rekristallisiert ist (vgl. Mikroskopie). Wie auch schon aus dem Geländebefund hervorgeht, nimmt der Kalifeldspat-Gehalt innerhalb des Tonalitstreifens nach Norden kontinuierlich zu, bis echte Granodiorite vorliegen. Gleichzeitig sinkt der Gehalt an Mafiten von den Tonaliten (15-25 Vol.%) zur granodioritischen Randfazies bis unter 10 Vol.%. Es fällt auf, daß beide der untersuchten Granodioritproben aus der nördlichen Randfazies des "Nördlichen Tonalitzuges" relativ wenig Quarz (ca. 25 Vol.%) enthalten.

Tab. 6:

Modalanalysen von Tonaliten (Ton) und Granodioriten (Grdio) des "Nördlichen Tonalitzuges" (MORTEANI 1971) innerhalb des Tuxer Zentralgneiskerns. Die Proben kommen aus dem Stillupptal und dem Zillergrund. Die genauen Lokalitäten sind der Probenliste (Kap. 12) zu entnehmen.

Der Modalbestand der Proben AS 11/91 und AS 32/91 wurde durch das Auszählen von 2000 Dünnschliffpunkten ermittelt, die übrigen Angaben basieren auf MESONORM-Berechnungen (MIELKE & WINKLER 1979).

Probe	Mineral (Vol.%)					
	Kf	Plag	Qu	Bio	Hbl	Akz(Rest)
AS 11/91 Ton	3	49	23	23	-	2
AS 56/90 Ton	3	53	28	14	-	2
M 375 Ton	8	57	15	10	7	3
AS 29/90 Grdio	14	48	26	10	-	2
AS 32/92 Grdio	11	54	26	7	-	2

Das Gefüge der massigen Tonalite (Beispiel AS 11/91, Abb. 37) wird vor allem durch die oft mehrere mm großen, idiomorphen bis hypidiomorphen Plagioklase und die durchschnittlich 2 bis 4 mm großen Anhäufungen dicktafeliger Biotite geprägt.

Unter dem Mikroskop lassen die Plagioklase reliktsch meist einen mehrschaligen idiomorphen Zonarbau erkennen, wobei die einzelnen Zonen durch eine unterschiedliche Menge an entmischten Zoisit/Klinozoisitmikrolithen deutlich hervortreten (vgl. Abb. 22 bei RAASE 1972 bzw. Fig. 1 in ACKERMAND & KARL 1972). Die Kernbereiche der Plagioklase bestehen manchmal auch zur Gänze aus einer Anhäufung von Klinozoisit/Epidot mit kleinen eingelagerten Biotiten. Aus der Anordnung der Entmischungsmikrolithen ist somit deutlich ein primärmagmatischer oszillatorischer Zonarbau abzulesen, wobei die ursprünglichen An-Gehalte im Kernbereich weit über 30% betragen haben dürften. Bei den Plagioklasen auch immer wieder eine polysynthetische Zwillingsbildung zu beobachten, wobei öfter Periklin- und Albitgesetz kombiniert auftreten.

Die Biotite zeigen intensive Titanentmischungen mit meist 0,05 - 0,1 mm großen Titaniten als vorherrschender Entmischungsphase. Daneben kommt auch Ilmenit und Rutil (tw. in Form von Sageniten) vor.

Neben Plagioklas und Biotit ist schließlich auch Quarz Hauptgemengteil der Tonalite. Er bildet dabei bis max. 4 mm große Anhäufungen \pm rekristallisierter pflasterförmiger Kornverbände.

Kalifeldspat tritt nur untergeordnet als Zwickelfüllung auf. Akzessorisch kommen auch Apatit, Zirkon, Orthit, Granat, opake Phasen und Chlorit vor.

Das Gefüge der Granodiorite ist auch im Dünnschliff porphyrischer aufgebaut, wobei in einer feinkörnigen Grundmasse aus einem Pflaster von durchschnittlich 0,1 bis 0,2 mm großen Plagioklasen (Oligoklas), Kalifeldspat und Quarz vor allem die mehrere mm bis cm großen Kalifeldspäte hervortreten. Es fällt auf, daß gegenüber den Tonaliten bei den Granodioriten die Rekristallisation generell stärker wirksam war. Möglicherweise liegt die Ursache dafür im ausgeprägteren porphyrischen Gefüge der Granodiorite.

Die Kalifeldspäte sind meist flaue Mikrokline (nur tw. ausgeprägte Gitterung) mit schmalen Aderperthiten, und sie sind oft nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligt. Myrmekite sind recht häufig.

Auch Quarz kann als primärmagmatische Einsprenglingsphase angesehen werden, da immer wieder 2 bis 4 mm große ovalförmig-zusammenhängende Anhäufungen grober rekristallisierter Quarze vorkommen, die sichtlich auf primäre Großkörner zurückgehen.

Die primärmagmatischen Plagioklase waren sichtlich viel saurer als im Tonalit, da in den Kristallen auffallend wenige Entmischungsmikrolithen vorhanden sind, wobei vor allem kleine Hellglimmerflitter regellos über die Plagioklasquerschnitte verteilt sind. Gewöhnlich ist noch eine polysynthetische Verzwilligung mit recht feinen Lamellen zu sehen.

Die Biotite weisen einen starken Pleochroismus auf, der von (dunkel)braungrünen Farbtönen (n_z) zu blaßgelb (n_x) reicht. In enger Paragenese mit den Biotiten treten vor allem kleine Klinozoisit-Aggregate und Titanit (auch als Sagenite) auf.

Orthit kommt in 0,3 bis 0,4 mm großen, üblicherweise idiomorphen Kristallen vor und ist in den Granodioriten viel häufiger als in den Tonaliten. Unter den Akzessorien der granodioritischen Randfazies sind auch kleine Granate typisch als Produkte der alpidischen Regionalmetamorphose. Weiters kommen noch Apatit, Zirkon und Chlorit vor.

Auch bei der Zirkontypologie bestehen große Übereinstimmungen mit den Tonaliten und Granodioriten des Zillertal-Venedigerkerns. In Abb. 38 und 39 ist eine Auswahl einiger typischer Zirkone der Tonalite und Granodiorite des "Nördlichen Tonalitzuges" abgebildet. Die statistische Trachtauswertung nach PUPIN (1980) ergibt, daß die prozentuellen Häufigkeitsmaxima bei Zirkonen liegt, bei denen sowohl beide Prismen als auch beide Pyramiden etwa gleich groß entwickelt sind (Abb. 53 a,b). Die "mean-points" der Tonalite liegen dementsprechend ungefähr in der Mitte des PUPIN-Diagramms.

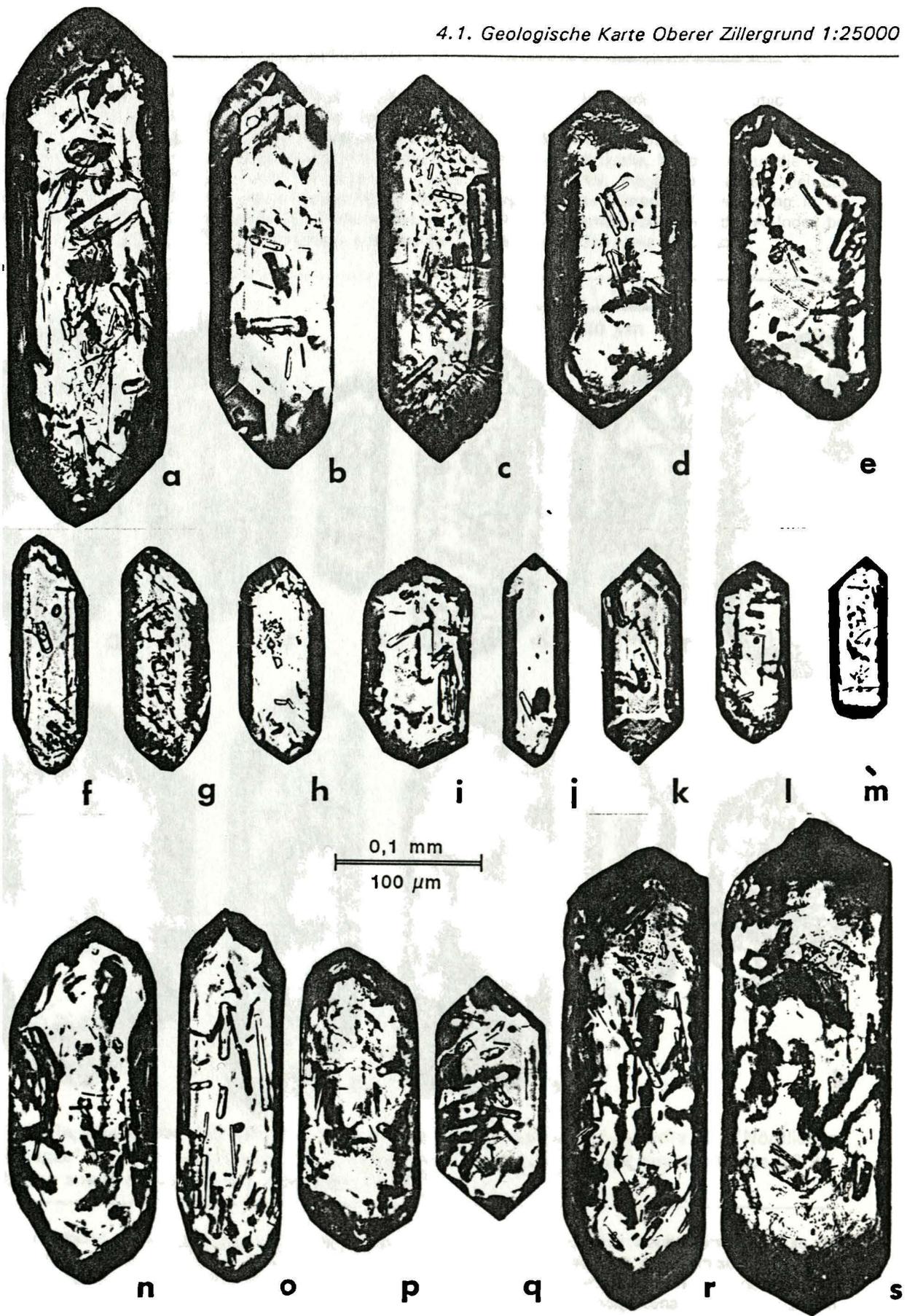


Abb. 38: Repräsentative Auswahl von akzessorischen Zirkonen der Tonalite des "Nördlichen Tonalitzuges" innerhalb des Tuxer Zentralgneiskerns. Die Zirkone a-m sind aus der Probe AS 11/91, die übrigen aus der Probe AS 56/90. Vergrößerung 200x.

Bei den Granodioriten am Nordrand des Tonalitstreifens ist häufig die (101) Pyramidenfläche deutlich größer entwickelt als die (211) Pyramide, während die beiden Prismen (100) + (110) auch bei den Granodioriten in den meisten Fällen ungefähr gleiche Wertigkeit besitzen (vgl. PUPIN-Trachtstatistik Abb. 53 c,d). Die Zirkonpopulation der Probe AS 29/90 enthält z.B. außergewöhnlich häufig Kristalle, bei denen nur die (101) Pyramidenfläche entwickelt ist, also vorwiegend P-Typen i.S. von PUPIN. Insgesamt besteht bei den Granodioriten also die Tendenz einer Verschiebung der Schwerpunkte der Zirkontrachtausbildung in die rechte Hälfte des PUPIN-Diagramms. Der Nomenklatur von PUPIN (1980) entsprechend ist der A.-Index bei den Granodioriten größer als bei den Tonaliten, während der T.-Index bei beiden etwa gleich ist.

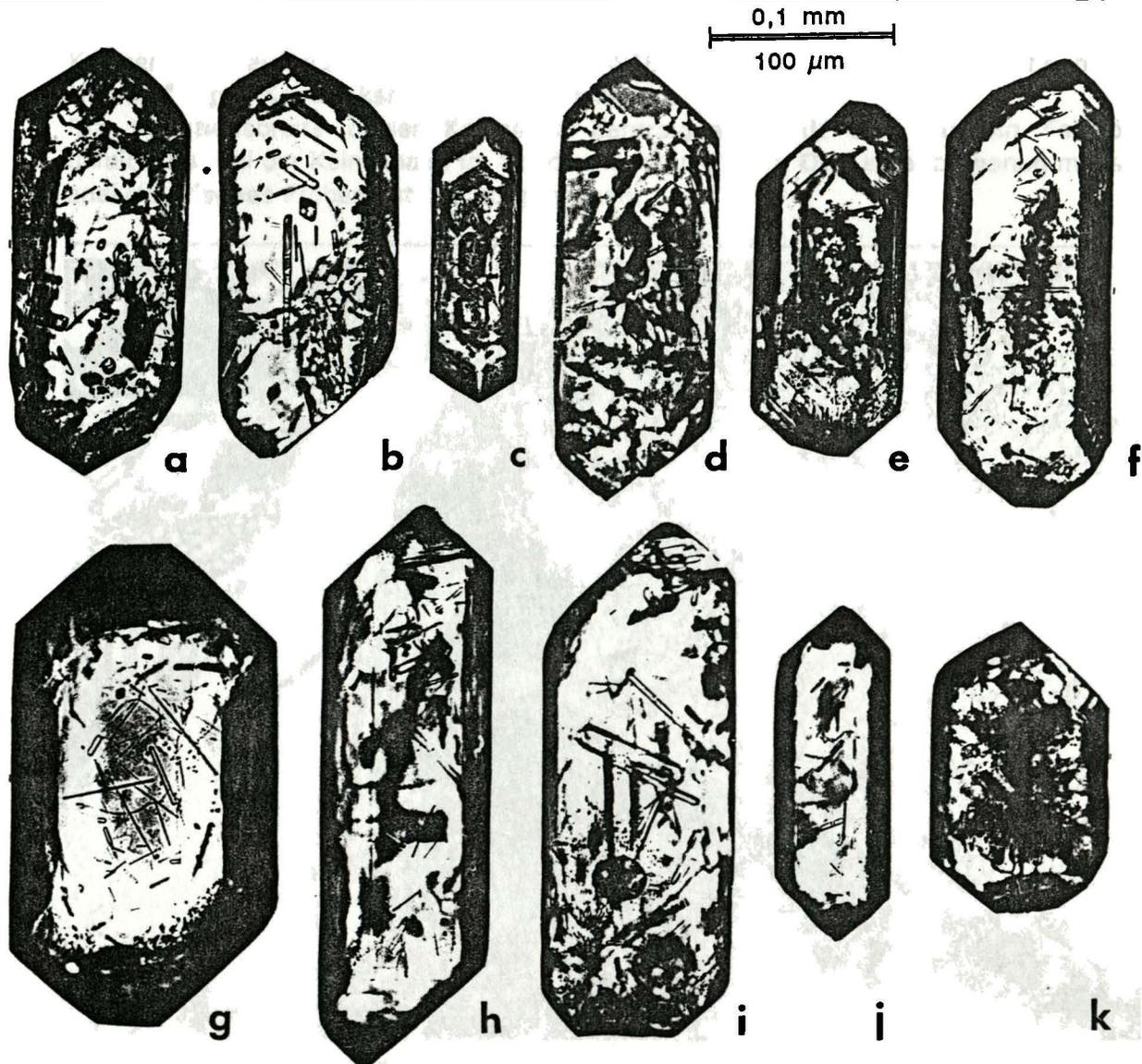


Abb. 39: Repräsentative Auswahl von akzessorischen Zirkonen der Granodiorite des "Nördlichen Tonalitzuges" innerhalb des Tuxer Zentralgneiskerns. Die Zirkone a-f sind aus der Probe 26/91, die übrigen aus der Probe 29/90. Vergrößerung 200x.

Zur Untersuchung der geochemischen Charakteristik wurden zusätzlich zu einer Hauptelementanalyse (M 375) von MORTEANI (1971) von je einem Tonalit und Granodiorit zwei weitere geochemische Analysen samt Spurenelementen angefertigt (Tabelle 11, Analysen Nr. 35 und 61). Der Vergleich der Analysen des Tonalits aus dem Stillupptal (AS 56/90) mit den Analysen von typischen Venedigertonaliten etwa aus dem Obersulzbachtal ergibt, daß die Tonalite aus dem Bereich des Tuxer Zentralgneiskerns sowohl bei den Haupt- als auch Spurenelementen weitgehend dieselbe geochemische Charakteristik wie die Tonalite des Zillertal-Venediger Kerns aufweisen. Dies gilt auch für die Granodiorite (AS 29/90) des nördlichen Randbereichs des Nördlichen Tonalitzuges, die sich - ebenso wie petrographisch - auch geochemisch bei allen analysierten Haupt- und Spurenelementen gut in den Differentiationstrend der Zillertal-Venediger Diorit-Tonalit-Granodiorit Reihe einfügen.

4.1.2. Mittelkörniger Granodiorit/Granitgneis 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 Kainzenkares aufgeschlossen ist (vgl. RAASE 1972, S 26) möchte ich ihn mit dem Namen "Typus Kainzenkar" (nov. nom.) belegen.

Die Variationsbreite dieser Kainzenkar-Zentralgneise läßt sich gut an Fallblöcken unmittelbar bei der Kainzenalm im Sundergrund studieren. Dort ist auch genug massiges, analysenfrisches Probenmaterial zu gewinnen.

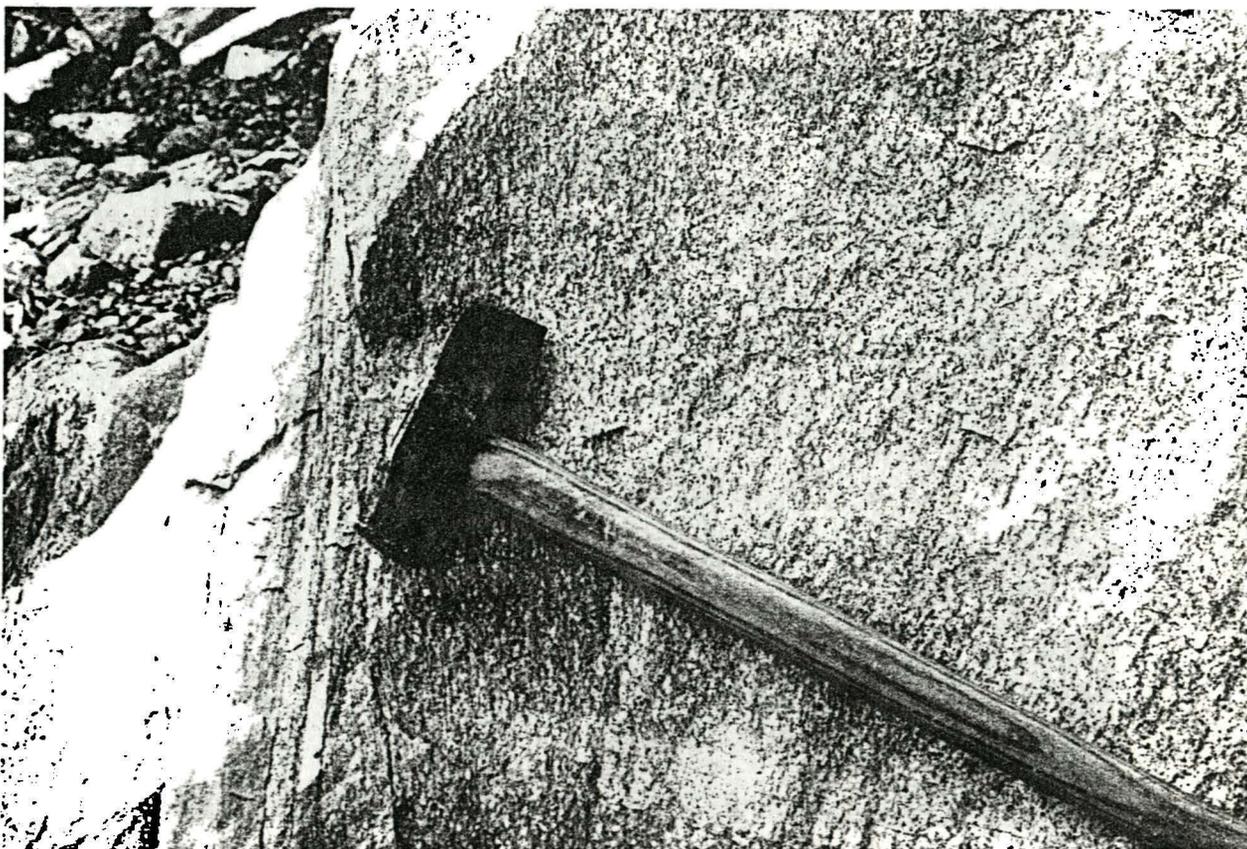


Abb. 40: Je nach Stärke der Deformation besitzen die Zentralgneise des Tuxer Kerns ein sehr variables Aussehen. Etwa im selben Ausmaß wie bei den Tonalitgneisen vom Typus Venediger beobachtet man auch bei den leukokraten granodioritisch/granitischen Zentralgneisen ("Augen- und Flasergneise" sensu KARL 1959) strukturell gut erhaltene Bereiche, die von der alpidischen Deformation weitgehend verschont blieben.

Das Bild zeigt den Kainzenkar-Zentralgneis in seiner typischen Ausbildung. In engräumigem Wechsel bestehen kontinuierliche Übergänge von \pm regellos körnigen hellen Granodioriten (rechts) zu mittelkörnigen (zweigliedrig) Augengneisen (Mitte). Der Verformungsgrad des Granodiorits nimmt mit Annäherung an die in der linken Bildhälfte sichtbare Scherzone stufenlos zu. Die Scherzone folgt etwa der konkordanten Grenzfläche zwischen dem Granodiorit und dem streng eingeschichteten geringmächtigen Aplitgang, in dem übrigens kleine, extrem ausgewalzte Granodioritfetzen zu sehen sind, die offensichtlich bei der Intrusion des Aplits vom Nebengestein übernommen worden waren.

Block Kainzenkar/Sundergrund, 2630 m Höhe;

Selbst die granodioritischen Varianten vom Typus Kainzenkar führen im allgemeinen mehr Kalifeldspat und Quarz, aber weniger Biotit als die Rand-Granodiorite des Tonalits (vgl. Modalbestand Tab. 6 und 7). 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 (vgl. Abb. 40). 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.



Abb. 41: Zwischen Zillergrund und Stillupptal sind stellenweise noch primäre Intrusionskontakte zwischen Tonalit- und Granodioritgneisen vom Typus Venediger und "Augen-/Flasergneisen" erhalten (vgl. auch RAASE 1972). Dabei sind die hellen Granodiorite und Granite, also die "Augen-/Flasergneise" i.S. von KARL (1959), immer allesamt jünger als die Tonalite/Granodiorite. Im Bild sieht man als Beispiel dafür eine mehrere dm große Scholle eines massigen Tonalits vom Typus Venediger, die in einem mittelkörnigen, leukokraten Granodiorit (Zentralgneis vom Typus Kainzenkar) eingeschlossen ist. Der Tonalit führt einige dioritische Schöllchen (mafic enclaves). Hasenkarkopf/Sundergrund, 2575 m Höhe

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. Abb. 41 bzw. auch RAASE 1972, S 26), die allerdings mitunter unscharf begrenzt sind, sodaß

teilweise nur mehr schlierige Tonalitfetzen vorliegen. Schöne derartige Kontakte konnten im Bachschutt bei der Künighütte im Unteren Sundergrund, dann 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 ehemaligen 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)¹ 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).

Petrographisch ist der Kainzenkargneis als leukokrater Granodiorit bis Granit einzustufen (vgl. STRECKEISEN-Diagramm Abb. 51). In Tab. 7 ist der Modalbestand der Granitoide vom Typus Kainzenkar aufgelistet.

Tab. 7:

Modalanalysen des Zentralgneises vom Typus Kainzenkar (kalkalkalische Suite des Tuxer Zentralgneiskerns, Kap. 4.4.). Zur Herkunft der Proben siehe Probenliste (Kap. 12).

Zusätzlich zu drei Modalanalysen von RAASE (1972) wurde auch von einer eigenen Probe (AS 9/91) der Modalbestand durch optische Integration mittels Auszählen von 2000 Dünnschliffpunkten bestimmt. Die Probe AS 9/91 ist sehr massig und nahezu regellos körnig. Der Modalbestand der Probe AS 31/90 basiert auf einer MESONORM-Berechnung (vgl. Tab. 11, Analyse Nr. 63).

Probe	Mineral (Vol.%)					
	Kf	Plag	Qu	Bio	Hgl	Akz(Rest)
R 306	15	38	36	10	-	1
R 57	13	40	37	8	+	1
R 433	19	38	35	5	1	2
AS 9/91	18	39	36	6	+	1
AS 31/90	12	37	42	7	+	2

Gegenüber den Angaben von MORTEANI (1971, S.300), der für denselben Zentralgneistyp durchschnittlich 37 Vol.% Kalifeldspat, 20% Plagioklas, 35% Quarz, 5% Biotit und 3% übrige Gemengteile angibt, weichen die Werte in Tab. 7 v.a. beim Kalifeldspat und Plagioklas ab. Meine eigenen Modalanalysen bestätigen diejenigen von RAASE (1972), wobei beim Kainzenkar-Zentralgneis der Kalifeldspatgehalt maximal halb so groß ist wie der Plagioklasanteil.

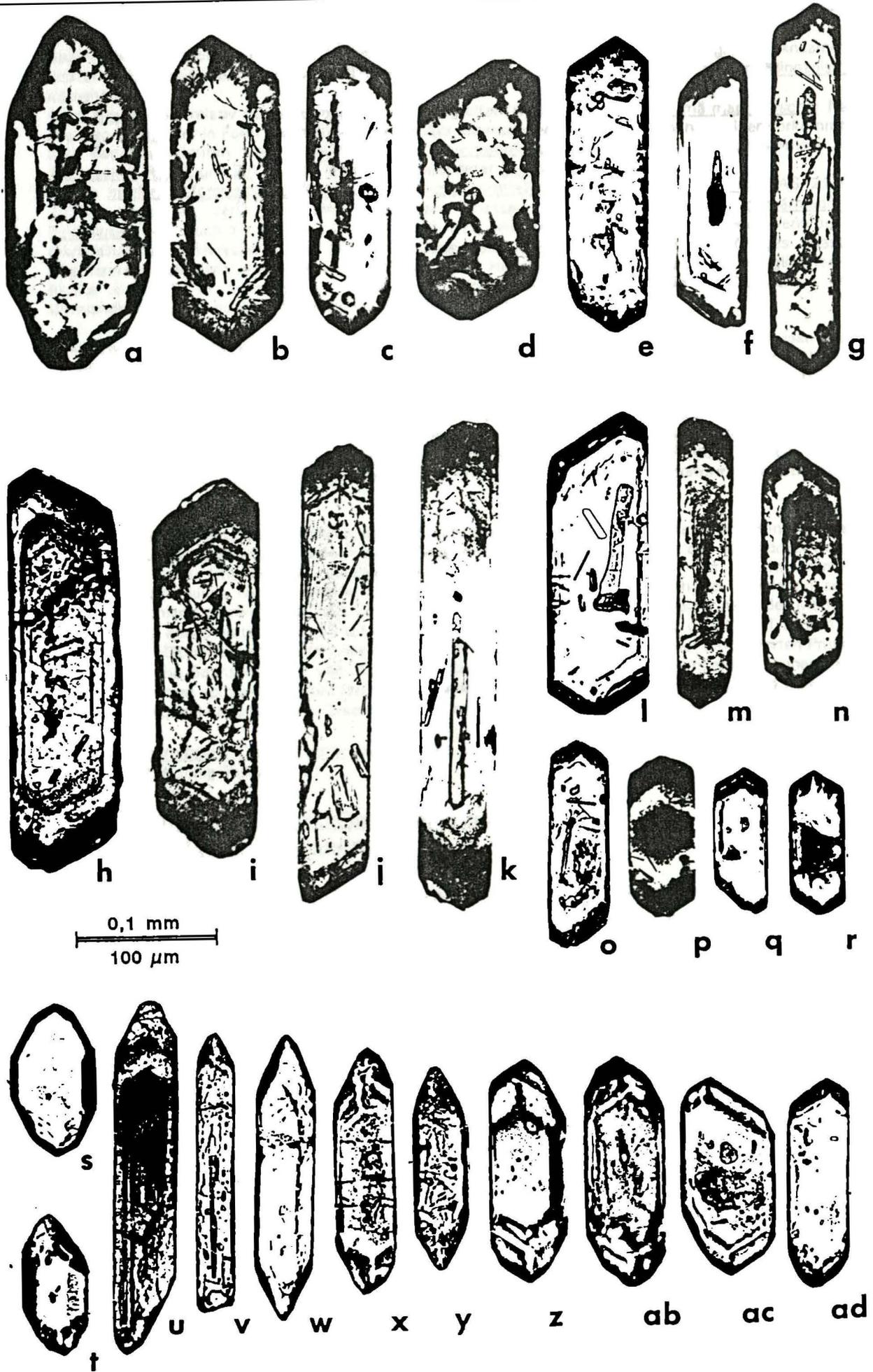
Im Schliffbild ist das Gefüge des Granodiorits/Granits vom Typus Kainzenkar equigranular, und von Plagioklas, Quarz und Kalifeldspat geprägt.

Die 2 bis 5 mm großen primärmagmatischen Plagioklase sind unterschiedlich stark mit Entmischungsmikrolithen gefüllt, wobei als Entmischungsphase Hellglimmer dominiert. Fallweise ist die Entmischung im Kernbereich der Plagioklase intensiver (auch mit größeren Klinozoisiten), womit ein ursprünglicher, magmatischer normaler Zonarbau angezeigt wird. Polysynthetische Verzwilligung nach dem Albitgesetz kommt häufig vor.

Die primärmagmatischen ± hypidiomorphen Kalifeldspäte sind durchschnittlich 2 bis 3 mm große Mikrokline, die nur stellenweise gering perthitisiert sind. Myrmekitbildungen kommen sehr häufig vor.

Die magmatisch gebildeten Quarze waren offensichtlich bis zu 5mm groß, wobei die ursprünglichen Körner heute in Form eines Pflasters aus mehreren bis zu 1 mm großen Rekristallisationsquarzen bestehen.

¹ Die minutiöse Untergliederung des Augen-/Flasergneiskomplexes in der geologisch-petrographischen Kartierung von RAITH(1971) berücksichtigt also vor allem Phänomene, die nur auf die allerjüngste geologische Entwicklungsgeschichte der Zentralgneise rückschließen lassen, aber für die grenzziehung zwischen ursprünglich magmagenetisch zusammengehörigen Einheiten im Gelände ungeeignet sind.



Neben diesen Hauptbestandteilen kommt nur noch Biotit in max. 1 bis 2 mm großen Ansammlungen dicktafeliger, klobiger Scheiter etwas häufiger vor. Dort finden sich auch bisweilen größere Klinzoisit/Epidot Körnchen.

Auch Granat tritt relativ häufig in etwa 0,15 mm großen Neubildungen auf. Primärmagmatischer Natur ist dagegen Orthit, der in Form zehntelmillimeter großer idiomorpher Kristalle hier noch häufiger vorkommt, als in den Randgranodioriten des Tonalitstreifens. Untergeordnet kommen auch die primärmagmatischen Akzessorien Apatit und Zirkon, sowie retrograd gebildeter Chlorit vor.

In den stärker deformierten und vergneisten Typen (mittelkörnige "Augen-/Flasergneise" AS 21/90, AS 22/90) zeigt bei den Hauptgemengteilen am ehesten der Kalifeldspat noch primärmagmatische Reliktstrukturen. Auch die größeren Quarze bilden noch einigermaßen zusammenhängende, wenn auch stark rekristallisierte Kornverbände. Die Plagioklase lösen sich dagegen oft in ein feinkörniges Pflaster aus Oligoklasrekristalliten und junge Klinzoisit/Epidot- und Hellglimmermikrolithen auf. Der Hellglimmer und die Biotite sind oft in Scherbahnen konzentriert, wobei der Biotit meist in beträchtlichem Ausmaß Umwandlungserscheinungen in sekundären Hellglimmer aufweist.

Das typische Trachtmerkmal der Zirkone ist die bevorzugte Ausbildung von großen (110) Prismen und (101) Pyramidenflächen, wobei auch häufig Zirkone mit der einfachen Flächenkombination (110) + (100) vorkommen (also G-Typen i.S. von PUPIN, vgl. Trachtauswertung Abb. 53 e,f). Der "mean-point" der Zirkonpopulation liegt somit ganz im rechten oberen Eck des PUPIN-Diagramms (Abb. 63). Abb. 42 (a-g, o,q,r) zeigt eine typische Auswahl von Zirkonen der leukokraten Granodiorite/Granite vom Typus Kainzenkar. Die Zirkone sind scharfkantig, selten metamikt und meist klar durchsichtig. Zonarbau tritt immer wieder auf (vgl. z.B. f,g), wenn auch nicht so häufig wie bei den größeren Granodioriten/Graniten vom Typus Roßwandspitze (s.u.). Als Einschlußmikrolithen kommen vor allem winzige, nadelförmige Apatitkristalle vor (z.B. a,b,g,o).

Um zu prüfen ob zwischen den makroskopisch sehr unterschiedlich aussehenden Varianten von massigen "Metagranitoiden" und stärker deformierten "Augen-/Flasergneisen" innerhalb des Kainzenkar-Komplexes zirkontypologische Unterschiede bestehen, wurden zum Vergleich sowohl die Trachtmerkmale der Zirkonpopulation eines nahezu undeformierten Granodiorits (AS 9/91) als auch der Population eines viel stärker deformierten Granodiorits (AS 22/91, "zweigliedriger Augen-/Flasergneis") nach der Methode von PUPIN (1980) ausgewertet. Abb. 53 e,f zeigt, daß in beiden Proben weitgehend dieselben Trachten in etwa gleich großer Häufigkeit vorkommen, wenn auch in den Streupräparaten der stärker deformierten Probe durch die mechanische Beanspruchung viel öfter zerbrochene, angelöste und mit höckerigem Zirkoneuwachstum versehene Zirkone vorhanden waren (zu den Auswirkungen der alpidischen Deformation und Metamorphose auf die akzessorischen Zirkone der Granitoide siehe auch DÖLZMÜLLER et al. 1989).

In der geochemischen Charakteristik stimmen die Zentralgneise vom Typus Kainzenkar und vom Typus Roßwandspitze völlig überein (s.u.).

4.1.3. Grobkörniger Granodiorit/Granitgneis vom Typus Roßwandspitze

An seiner Südbegrenzung geht der Kainzenkargneis völlig kontinuierlich in grobkörnige Augengneise über (vgl. Abb. 43, Helle Augen- und Flasergranitgneise bei RAASE 1972, Homogene Augen- und Flasergneise - Serie A4 bei MORTEANI 1971). Dieser Übergang ist besonders gut an Gletscherschliffplatten ganz im Süden des Kainzenkarkeeses zu studieren.

Der Gipfelaufbau der Roßwandspitze erschließt die groben Augengneise in ihrer typischen Ausbildung. Die leukokraten, groben Augengneise entsprechen im Bereich des kartierten Gebietes am besten der klassischen Definition der "Augen- und Flasergneise" (vgl. KARL 1959, S. 10 ff./S. 82 ff.). Sie entsprechen auch ganz den Augen- und Flasergneisen beim Grünen-Wand Haus im Stillupptal (vgl. Aufnahmebericht MORTEANI 1968).

Die Kalifeldspäte sind oft als Porphyroklasten ausgebildet. Entsprechend der modernen strukturgeologischen Nomenklatur sind die "Augen-/Flasergneise" vom Typus Roßwandspitze vielfach als typische Proto-Mylonite zu bezeichnen (vgl. EISBACHER 1991, S.159 ff.)

Abb. 42: Repräsentative Auswahl von akzessorischen Zirkonen der Zentralgneise vom Typus Kainzenkar (a-g, o,q,r), Roßwandspitze (h-n, p) und Popbergkar (s-ad). Vergrößerung 200x.

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).

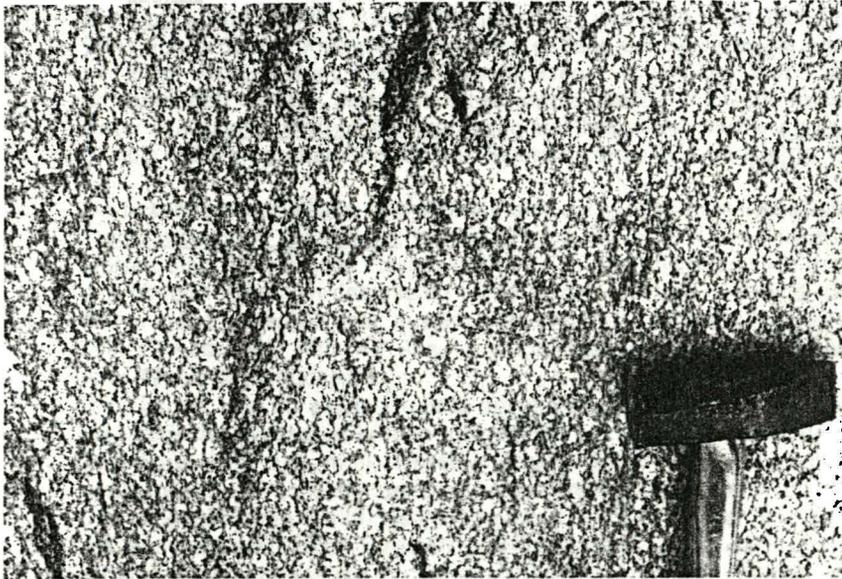


Abb. 43: Grobkörniger, leukokrater, granodioritisch-granitischer Augengneis vom Typus Roßwandspitze. Trotz der ausgeprägten "Augen-/Flasertextur" sind manchmal noch idiomorphe Umriss der cm großen primärmagmatischen Kalifeldspäte zu erkennen. Im Handstück sieht man dabei mitunter mit freiem Auge noch Schmelzflußrelikte (FRASL 1954) vor allem in Form kleiner Plagioklaseinschlüsse, die entlang der Wachstumsflächen der Kalifeldspäte epitaktisch eingeschlossen sind.

So wie die übrigen leukokraten I-Typ Zentralgneise des Tuxer Kerns führt auch der Augengneis vom Typus Roßwandspitze immer wieder dm- (selten m-) große dunklere Schollen, die meist entsprechend der alpidischen Deformation fischförmig ausgelängt sind. Der Feldbefund zeigt, daß mit zunehmender Differenzierung der kalkalkalischen I-Typ-Granitoide eine kontinuierliche Abnahme der dunkleren Einschlüsse verbunden ist.

2680 m Höhe, Gletscherschliffplatten Hasenkar/NE Roßwandspitze, Sundergrund

Auch die grobkörnigen Augengneise vom Typus Roßwandspitze sind petrographisch als leukokrate Granodiorite bis Granite einzustufen (vgl. Tab. 8 und STRECKEISEN Diagramm Abb. 51).

Tab. 8:

Modalbestand der grobkörnigen Augengneise Typus Roßwandspitze

Die Angaben basieren auf MESONORM-Berechnungen. Zur Herkunft der Proben siehe Probenliste (Kap..)

Probe	Mineral (Vol. %)					Akz(Rest)
	Kf	Plag	Qu	Bio	Hgl	
AS 55/90	17	44	29	8	+	2
AS 61/90	19	41	30	8	+	2
AS 65/90	21	39	33	5	+	2

Es fällt auf, daß das Gefüge der grobkörnigen Granodiorite/Granite (Typus Roßwandspitze) porphyrischer als das der mittelkörnigen Granitoide (Typus Kainzenkar) ist. Die Grundmasse besteht aus einem Pflaster ± rekristallisierter Plagioklase, Quarze und Kalifeldspat und häufig auch Klinozoisiten, wobei die Korngröße durchschnittlich 0,1 bis 0,3 mm beträgt.

Die Augengneise vom Typus Roßwandspitze sind durch oft cm-große primärmagmatische Kalifeldspäte (flaue Mikrokline) charakterisiert, die manchmal sogar noch annähernd idiomorphe Umriss zeigen und häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind. Neben einer starken Aderperthitisierung beobachtet man in

Teilbereichen auch Schachbrettalbitisierung. Häufig sind tw. mm-große, \pm idiomorphe Plagioklase, aber auch Biotite eingeschlossen, die auch oft epitaktisch entlang den Wachstumsflächen der Kalifeldspäte orientiert sind.

Die primärmagmatischen Plagioklase sind nur 1 bis 3 mm groß, häufig polysynthetisch verzwilligt und weisen randlich durch die Rekristallisation oft deutliche Mörtelzonen auf. Hellglimmer-Füllung überwiegt, ist aber aufgrund des ursprünglich schon sauren Charakters der Plagioklase nicht sehr intensiv.

Die Quarze bilden häufig 4 bis 5 mm große, oval geformte Kornverbände aus groben Rekristalliten.

Die Biotite sind spärlich als durchschnittlich 1 mm große Scheiter \pm regellos über die Schlißfläche verteilt. Am Rand von größeren Kristallen kommt es entlang der Schieferung und kleinen Scherbahnen (s-c Gefüge) auch zu einer Anreicherung der Glimmerphasen, wobei der Biotit dort häufig in sekundären Hellglimmer umgewandelt ist bzw. dort auch oft retrograd gebildeter Chlorit vorkommt.

Unter den akzessorischen Gemennteilen tritt besonders häufig porphyroblastischer Granat in durchschnittlich 0,1 bis 0,2 mm großen Körnern auf. Weiters kommen auch Apatit, Titanit und Zirkon vor.

Ein besonders auffälliges Charakteristikum der grobkörnigen Augengneise vom Typus Roßwandspitze ist die Trachtausbildung der akzessorischen Zirkone. Etwa 50% der Kristalle sind nämlich G-Typen (i.S. von PUPIN), weisen also die einfache Flächenkombination des Prismas (110) mit der Pyramide (101) auf. Aber auch bei den übrigen Kristallen dominieren diese beiden Flächen, während das (100) Prisma und die (211) Pyramide immer ganz untergeordnet ausgebildet sind (vgl. Trachtauswertung Abb. 53 g,h bzw. Lage der "mean-points" Abb. 63). Abb. 42 (h-n, p) zeigt eine Auswahl von typischen Zirkonen der "Augen-/Flasergneise" vom Typus Roßwandspitze.

Die Zirkone sind zu einem Großteil zonar gebaut, wobei oft mehrere eng aneinander grenzende idiomorphe magmatische Wachstumszonen ausgebildet sind. Dabei beobachtet man auch häufig eine Asymmetrie des Zonarbaus (vgl. z.B. m,n). Einzelne Schalen können unterschiedlich stark metamiktisiert sein, womit ein oszillatorischer Wechsel in der Zusammensetzung angedeutet ist.

Das Längen/Breiten Verhältnis der Zirkone ist oft beträchtlich und kann Werte über 10:1 betragen.

Als Einschlußmikrolithen kommen besonders nadel- und bleistiftförmig ausgebildete Apatite vor, die sichtlich oft epitaktisch entlang der Wachstumsflächen der Zirkone orientiert sind.

Der Zentralgneis vom Typus Roßwandspitze besitzt dieselbe geochemische Charakteristik wie der Zentralgneis vom Typus Kainzenkar (vgl. Tab. 11, Analysen Nr. 62-66). Beide sind recht sauer (70,40 bis 74,7 Gew.% SiO₂) und als hochdifferenzierte I-Typ Granitoiden mit volcanic-arc Charakteristik (vgl. WHITE & CHAPPELL 1983, PEARCE et al. 1984) zu klassifizieren.

So wie auch viele andere Vertreter der herkömmlichen "Augen-/Flasergneise" (vgl. Kap. 4.4.) fügen sich auch diese beiden Granitoidtypen bei den Haupt- und Spurenelementen gut in den geochemischen Entwicklungstrend der kalkalkalischen Tonalitsuite des westlichen Tauernfensters ein.

4.1.4. Granodiorit/Granitgneis vom Typus Popbergkar

Ganz am Nordrand des Tuxer Zentralgneisastes tritt schließlich ein etwa 1 km breiter Streifen von hellen kleinkörnigen Granodiorit- und Granitgneisen (vgl. Abb. 44; kleinkörnige Meta-Granite-Granodiorite bei RAASE 1972; kleinkörnige helle Granit-Granodioritgneise - Serie A7 bei MORTEANI 1971) auf. In ihrer gesamten Variationsbreite sind diese kleinkörnigen Granodiorite am besten im Popbergkar (Stillupptal), das gleich westlich des in der geologischen Karte erfaßten Gebietes liegt, aufgeschlossen. Es wird deshalb vorgeschlagen, sie unter dem Namen "Typus Popbergkar" 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, kleinkörnigen Granodiorite am besten in 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 granodioritischen und granitischen Zentralgneise älter als die Tonalite wären.

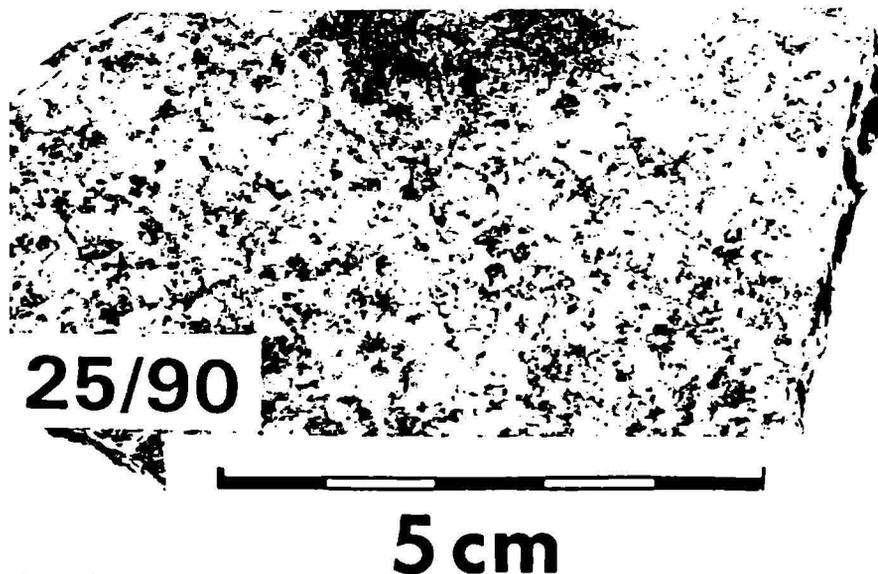


Abb. 44: Massiger, feinkörniger Leuko-Granodiorit vom Typus Popbergkar. Ein Charakteristikum dieses leukokraten Zentralgneis-Typs sind oft cm-große glimmerreiche Butzen und Flecken. Häufig sind auch dm-mächtige Pegmatite zu bemerken; AS 25/90 aus dem Popbergkar nahe dem markierten "Siebenschneidenweg" in ca. 2420 m Höhe;

Nach MORTEANI (1971) keilen die feinkörnigen Granodiorite und Granite im Bereich des Zemmgrundes nach Westen zu aus. Den Beschreibungen von FRANZ et al. (1986) zufolge, dürfte ein vergleichbarer Zentralgneistyp aber weiter im Westen im Bereich des Tuxer Hauptkamms beim Schrammacher S des Olperers 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.

Petrographisch sind die feinkörnigen Granitoide vom Typus Popbergkar als Leuko-Granodiorite bis Granite einzustufen, wobei die granodioritischen Varianten anscheinend deutlich überwiegen (vgl. Tab. 9 bzw. STRECKEISEN-Diagramm Abb. 51)

Tab. 9:

Modalbestand der feinkörnigen Granitoide vom Typus Popbergkar

Zusätzlich zu 4 Modalanalysen von RAASE (1972) wurde auch von der Probe AS 25A/90 der Modalbestand mittels Auszählen von 2000 Dünnschliffpunkten bestimmt. Die Modalbestände der Proben AS 25/90 und AS 26/90 basieren auf MESONORM-Berechnungen.

Probe	Mineral (Vol. %)					
	Kf	Plag	Qu	Bio	Hgl	Akz(Rest)
R 340	16	43	32	4	4	1
R 466	14	50	28	4	3	1
R 161	11	50	31	2	4	2
R 174	16	43	31	4	5	1
AS 25A/90	17	38	37	3	4	1
AS 25/90	16	44	31	5	2	2
AS 26/90	21	37	35	4	2	1

In den 1 bis 3 mm großen primärmagmatischen Plagioklasen (Oligoklas) kommt als Entmischungsphase fast ausschließlich Hellglimmer vor, der teilweise in unterschiedlich dichten Kränzen die hypidiomorphen ursprünglichen Umriss der Plagioklase nachzeichnet. Auch der primäre Plagioklas dürfte recht sauer gewesen sein, da die Entmischung von Ca-Phasen äußerst gering ist. Die Plagioklase sind häufig polysynthetisch verzwilligt, wobei nur das Albitgesetz beobachtet werden konnte.

Auch die 1 bis 2 mm, max. 4 mm großen primärmagmatischen Kalifeldspäte (flaue Mikrokline) haben mitunter noch ihre idiomorphen Kornformen bewahrt. Sie sind selten verzwilligt, durch Entmischungen winzigster Hellglimmerfitterchen zeichnet sich aber mitunter schemenhaft ein primärer mehrschaliger idiomorpher Zonarbau ab.

Quarz bildet 1 bis 2 mm große, rekristallisierte Kornverbände.

Biotit und Hellglimmer sind etwa gleich häufig und auch oft quer miteinander verwachsen (z.T. pseudomorph nach Cordierit ?). Dabei treten max. 1 bis 2 mm große dicktafelige Scheiter auf, wobei auch für den Großteil des Hellglimmers eine (spät)magmatische Entstehung wahrscheinlich ist.

An Akzessorien kommen auch Klinozoisit, Granat (in zehntelmillimeter großen postkinematischen Kristallen), Apatit (bis 0,3 mm), Zirkon und retrograd gebildeter Chlorit vor. Orthit wurde nicht beobachtet.

Bei den akzessorischen Zirkonen dominieren Kristalle mit bevorzugter Ausbildung der (211) Pyramide und des (110) Prismas. Während bei den Prismenflächen das (110) Prisma bei allen Kristallen viel größer als das (100) Prisma entwickelt ist oder überhaupt alleine vorkommt, sind die Pyramidenflächen oft auch in etwa gleich groß ausgebildet. Manchmal ist die (101) Pyramide sogar größer als die (211) Pyramide. Abb. 42 (s-ad) zeigt eine Auswahl von typischen Zirkonen des Zentralgneises vom Typus Popbergkar (vgl. auch Trachtauswertung nach PUPIN Abb. 53 i).

Mitunter ist im Zentrum der Kristalle nur die (101) Pyramide entwickelt, wobei sich dann mit fortschreitendem Wachstum des Kristalls nach außen zu sichtlich zunehmend die (211) Pyramide entwickelt. Insgesamt ist aber ein im Lichtmikroskop sichtbarer Zonarbau nicht häufig.

Die Kristalle sind meist sehr klar und scharfkantig ausgebildet, Metamiktisierung kommt äußerst selten vor. Auch Einschlußmikrolithen sind nicht sehr häufig, hin und wieder lassen sich aber Kerne oder kernartige Kristallkeime identifizieren.

Das Längen/Breitenverhältnis der Zirkonpopulation ist äußerst variabel. Neben extrem gedrungenen Typen kommen alle Übergänge bis hin zu sehr elongierten, bleistiftförmig ausgebildeten Kristallen vor.

Die kleinkörnigen Granodiorite und Granite wurden von WINKLER et al. (1990) geochemisch als S-Typ Granite klassifiziert und aufgrund der zirkontypologischen Charakteristik mit dem Zentralgneis des Granatspitzkerns im mittleren Tauernfenster parallelisiert (vgl. auch Kap. 3.1.4.). 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 & STEYRER 1988 bzw. Kap. 8) weist die Spurenelementchemie (niedrige Gehalte an Rb, erhöhte Gehalte an Sr und Ba) den Zentralgneis vom Typus Popbergkar eher als I-Typ Granit aus (vgl. Tab. 11, Analyse Nr. 60).

4.1.5. Fein- bis mittelkörnige Aplitgranite, Lamprophyre

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), ist auf makroskopischer Basis, also für den kartierenden Geologen, nicht zu entscheiden. Die genetische Zuordnung der allerjüngsten leukokraten granitoiden Intrusionen innerhalb der Zentralgneise wäre - wenn überhaupt - am ehesten mit Hilfe geochemischer und/oder zirkontypologischer Kriterien möglich.

Im Bereich nördlich der Roßwandspitze wurden als jüngstes (präalpines) Gestein zwei konkordant eingeschichtete Lamprophyrgänge gefunden, die im Streichen mehrere 100 Meter weit zu verfolgen sind.

4.1.6. Tektonik

Die Schieferungsflächen der verschiedenen Gesteinseinheiten sind meist nahezu saiger gelagert und streichen einheitlich WSW - ENE. Die Streckungslineare tauchen generell mit 20 bis 30 Grad 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, weithin 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 rot-braun-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 Muskovitquarziten, Serizit- und Quarzphylliten auf (gut aufgeschlossen z.B. in der Blirschklamm, oberhalb der Straße 1,5 km SE Häusling).

4.1.7. Zur regionalen Intrusionsfolge der Zentralgneise

Zunächst ist festzuhalten, daß sich im untersuchten Gebiet die hellen Granodiorite und Granite bzw. deren z.T. augigen Gneise allesamt als jünger erwiesen haben als die Tonalite samt ihrer cogenetischer granodioritischer Randfazies. Demnach kann die immer wieder vertretene Auffassung nicht bestätigt werden, wonach die Gruppe der sogenannten "Augen- und Flasergneise" (KARL 1959) - also die Hauptmasse der hellen Anteile des Tuxer Zentralgneiskerns - älter wäre als die Tonalite (KARL, 1959, 1960, 1966; SCHMIDEGG 1961)

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 Zentralgneis-Gruppe 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 die granodioritische Zusammensetzung dafür, auch diesen leukokraten Zentralgneistyp Popbergkar noch der tonalitisches-granodioritischen Intrusionssequenz des Zillertal-Venediger und Tuxer Kerns zuzuordnen. Dazu paßt auch die Beobachtung, daß die feinkörnigen Granodiorite und Granite im Bereich des Popbergkares (Stillupptal) des öfteren einen älteren biotitreichen Zentralgneistyp mit cm-großen idiomorphen Kalifeldspat-Einpsrenglingen diskordant intrudieren (z.B. Blockwerk W Popbergspitze in 2400 m Höhe). Dieser grobe biotitreiche Augengneis ist wahrscheinlich der Gruppe der kalibetonten oft biotitreichen monzonitisch-granitischen Zentralgneise zuzuordnen, 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 Krustenantexis gebildet haben. Abgesehen von diesem eher isolierten Vorkommen konnten aber Vertreter jener ältesten Zentralgneisgeneration, die in Form grober biotitreicher Augengneise etwas weiter im Westen des Tuxer Kerns weite Verbreitung besitzt (vgl. z.B. Valsertal Porphyrgneise Kap. 3.5.), im Aufnahmegebiet nicht festgestellt werden.

Auch der Gruppe der A-Typ Granite kommt im hiesigen Kartierungsausschnitt Aufnahmegebiet keine Bedeutung zu, lediglich einige der gangförmigen Aplit(granite) (s.o.) könnten eventuell hier einzureihen sein.

4.2. DIE KALKALKALISCHEN ZENTRALGNEISE DES ZILLERTAL/VENEDIGER KERNS (Nr. 9 in Beilage 1)

Tonalite und Granodiorite bilden die hauptsächlichen Gesteine des Zillertal/Venediger Zentralgneiskörpers, der die südlichste Zentralgneiseinheit des westlichen Tauernfensters bildet. Der Zillertal-Venediger Kern erstreckt sich vom Bereich SW des Hochfeilers (Zillertaler Alpen) im Westen über 60 km bis zum Rotebentörl im Talschluß des Hollersbachtals (S von Mittersill) im Osten (vgl. Beilage 1). Die gesamte Zentralgneismasse taucht mit etwa 20 bis 30 Grad axial nach SW ab.

Die Tonalite, die nach dem Vorkommen am Großvenediger (3674 m Höhe) in der zentralen Gletscherregion der Hohen Tauern auch oft als "Venedigertonalite" bezeichnet wurden, gehören ohne Zweifel zu den bekanntesten Zentralgneisen des westlichen Tauernfensters. Dies ist einerseits durch das charakteristische Aussehen der Tonalite bedingt, andererseits wurden keine anderen granitoiden Gesteine im Tauernbereich so oft und intensiv bearbeitet und zu Vergleichen mit außeralpinen Granitoiden herangezogen. Praktisch alle klassischen Zentralgneisarbeiten (vgl. Kap. 1) widmen den Tonaliten des Zillertal-Venediger Kerns breiten Raum.

Überall im Bereich des Zillertal-Venediger Kerns bestehen oft kontinuierliche Übergänge von Tonaliten zu Granodioriten, untergeordnet auch zu Graniten (CHRISTA 1931; "Tonalitgranite" bei KARL 1959, LAMMERER et al 1976, SCHERMAIER 1990, SCHINDLMAYR & ARMING 1991), die offensichtlich primärmagmatischen Ursprungs sind und als in-situ Fraktionierung des Zillertal-Venediger Tonalit-Plutons zu interpretieren sind (im Detail siehe SCHINDLMAYR 1993). Diesbezüglich ist schon bei CHRISTA von ... *"einer magmatischen Differentiation in großem Ausmaß"*...(CHRISTA 1931) innerhalb der Tonalite und Granodiorite die Rede.

Wie auch aus dem Geländebefund hervorgeht, stehen Gabbros und Diorite am Beginn der Zillertal/Venediger Granitoidentwicklung (CHRISTA 1931, SCHINDLMAYR 1993). Ein besonderes Charakteristikum des Venedigertonalits sind nämlich dunkle, biotit- und auch oft hornblenderreiche schollenförmige Einschlüsse gabbroider bis dioritischer Zusammensetzung (mafic enclaves). Die dioritischen Schollen sind meist meist fein- bis feinkörnig, während die Gabbros in der Regel mittel- bis grobkörnig entwickelt sind. Oft sind die Enklaven z.T. unterschiedlich stark fischförmig ausgelängt, bereichsweise treten aber auch völlig unregelmäßige Umgrenzungen zu den helleren Wirtsgesteinen der Tonalit-Granodioritgruppe auf. Dabei sind die Grenzen meist scharf und manchmal ist auch ein dunkler Reaktionssaum ausgebildet. Ebenso kommen auch fließend-diffuse Übergänge zum umgebenden Gestein vor, wobei der Gehalt an Mafiten und somit die Farbzahl der dunklen Einschlüsse in Richtung Schollenrand kontinuierlich abnimmt.

Die Größe der endogenen eingeschlossenen Schollen reicht vom cm bis in den 10 er Meter Bereich. In den Zillertaler Alpen treten die Gabbros vereinzelt sogar in bis zu über 100 Meter großen Körpern auf (vgl. geologische Karten CHRISTA 1931, LAMMERER 1986, SCHINDLMAYR 1993). Mitunter kommen die kleineren dioritischen Schollen in sehr großer Zahl vor, wobei sie in ausgedehnten Schwärmen oft dicht zusammengeballt sind (vgl. bes. auch die Abb. bei CHRISTA 1931 und KARL 1959), übrigens so wie auch z.B. in den Vergleichsgebieten des Adamello oder Bergeller Tonalits.

Die allermeisten der gabbroiden und dioritischen Scholleneinschlüsse sind als Anzeiger für Magmenmischungsvorgänge ("magma mingling") im Zusammenhang mit der Petrogenese des Zillertal-Venediger-Plutons zu werten (vgl. dazu Kap. 4.2.4. bzw. die ausführliche Diskussion bei SCHINDLMAYR 1993).

Als jüngste Intrusiva treten innerhalb des Zillertal/Venedigerkerns schließlich immer wieder jüngere stock- bis gangförmige diskordante Aplitgranit- und Lamprophyrvorkommen kleineren Ausmaßes auf, die im einzelnen recht unterschiedlich ausgebildet sind. So konnten z.B. SCHINDLMAYR & ARMING innerhalb der Zillertal-Venediger Tonalitgruppe im Bereich des Zemmgrunds fünf verschiedene diskordante, zeitlich aufeinanderfolgende (aplit)granitische und lamprophyrartige Gang-Generationen feststellen.

Einen besonders instruktiven Überblick über die Variationsbreite der Tonalite und Granodiorite samt mafic enclaves und jüngeren diskordanten Intrusionen von zugehörigen Leukograniten erschließen z.B. die Gletscherschliffplatten entlang des Gletscherlehrpfads im Talschluß des Obersulzbachtals.

Nach jahrzehntelanger Diskussion über das alpidische bzw. variszische Alter der Zillertal/Venediger-Tonalite und -Granodiorite (vgl. Kap. 1), brachten die radiometrischen Altersbestimmungen von BESANG et al. (1968) endlich einen ersten Beweis für das variszische Bildungsalter. K/Ar Datierungen an Biotiten und Hornblenden von strukturell weitgehend geschonten Tonaliten aus dem Obersulzbachtal (Stierlahnerwand, vgl. Probe AS 15/90) ergaben dabei Alterswerte zwischen 293 ± 5 und 392 ± 5 Mio. Jahren. Aus der Publikation geht hervor, daß die Verblüffung über die Ergebnisse groß war, dennoch gaben KARL und seine Mitarbeiter damals die Idee eines alpidischen Bildungsalters immer noch nicht völlig auf. Denn ...*"eine endgültige geologische Auswertung dieser Ergebnisse soll durch die bereits in Angriff genommene Bearbeitung weiterer Proben ermöglicht werden. Bis dahin muß man die hohen K/Ar Werte als Hinweis für ein möglicherweise variszisches Alter der Tonalitgranite des Venediger Gebietes ansehen"*...(BESANG et al. 1968, S.840).

Nun wurden von mir vom strukturell äußerst geschonten Probenmaterial derselben Lokalität (Stierlahnerwand /Obersulzbachtal) speziell nach optischen und morphologischen Kriterien ausgewählte Zirkonfraktionen für U/Pb Datierungen hergestellt. Die Messungen an der ETH Zürich ergaben dabei für den Venediger-tonalit vorläufig ein Zirkonalter von ca. 300 Mio. Jahren (A. VON QUADT, unpubl.).

4.2.1. Petrographie

Für die petrographische Charakterisierung der Zillertal-Venediger Zentralgneise stand eine große Menge an Datenmaterial zur Verfügung. Dabei wurde von über 100 chemischen Analysen der MESO-normative Mineralbestand (nach MIELKE & WINKLER 1979) berechnet. Zusätzlich waren in der Literatur etwa 30 optisch ermittelte Modalbestände von Zillertal-Venediger Granitoiden auffindbar, die sehr gut mit den berechneten Daten übereinstimmen und diese bestätigen.

Das Quarz-Feldspat Verhältnis der ermittelten Daten ist in zwei STRECKEISEN-Diagrammen dargestellt (Abb. 45). Im kleineren Dreieck wurden die MESO-normativen Modalbestände der 48 chemischen Analysen von DE VECCHI & MEZZACASA (1986), die alle aus einem sehr eng umgrenzten Areal ganz im SW des Zillertal-Venediger Kerns stammen, gesondert eingetragen und den Daten aus dem Bereich des übrigen Zillertal-Venediger Massivs (größeres Dreieck) gegenübergestellt. Auch diesbezüglich ist eine gute Übereinstimmung bemerkenswert.

Man sieht, daß die Granitoide des Zillertal-Venediger Kerns einen kalkalkalischen, trondhjemitischen (low K) bis granodioritischen (medium K) Trend (vgl. LAMEYRE & BOWDEN 1982) folgen (vgl. auch FINGER & STEYRER 1988, FINGER et al. 1993), wobei Tonalite und Granodiorite mengenmäßig bei weitem überwiegen und schätzungsweise über 95% des Zillertal-Venediger Kerns ausmachen.

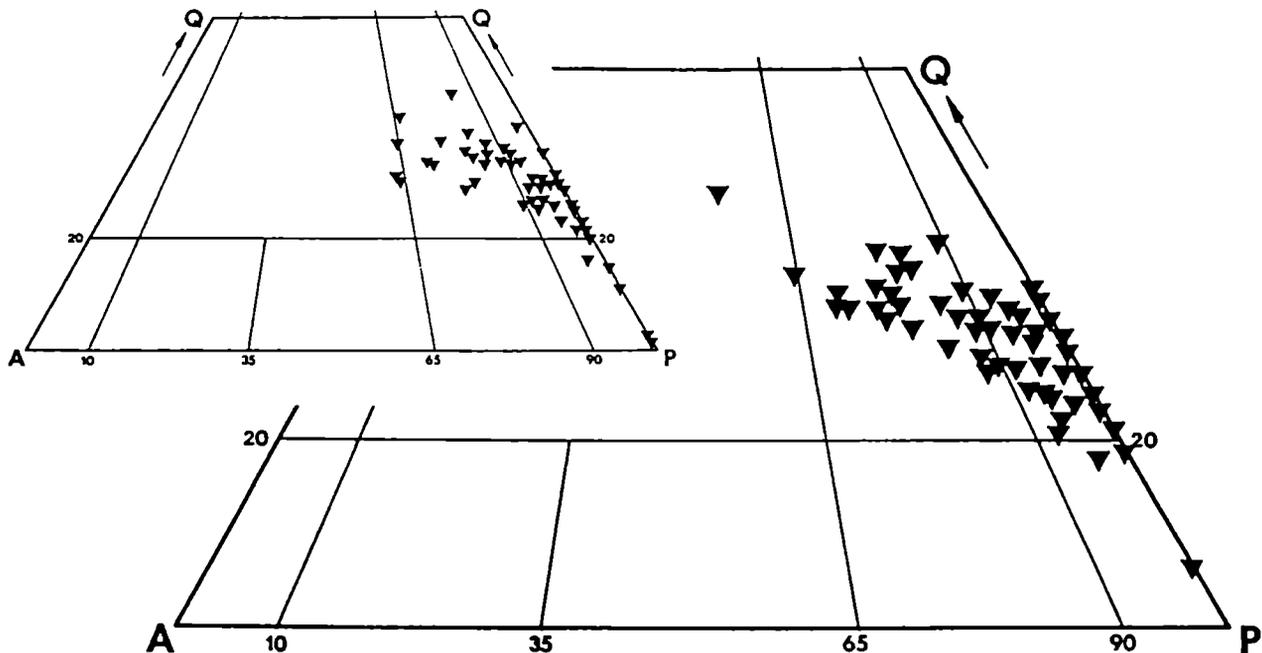


Abb. 45: Modale Zusammensetzung der kalkalkalischen Zentralgneise des Zillertal-Venediger Kerns im STRECKEISEN-Diagramm.

Daten: großes Dreieck - KARL 1959, GUNDLACH et al. 1967, FINGER & STEYRER 1988 und unpubl., FIMMEL 1990, SCHERMAIER 1991 und unpubl., SCHINDLMAYR 1993; kleines Dreieck - DE VECCHI & MEZZACASA 1986;

Die bis heute ausführlichsten petrographischen Bearbeitungen des Zillertal-Venediger Zentralgneis Kerns gehen auf CHRISTA (1931), BIANCHI (1934) und KARL (1959, 1964, 1966) zurück. In den z.T. recht umfangreichen Werken ist eine Vielzahl von detaillierten makro- und mikroskopischen Gesteins- und Mineralbeschreibungen sowie auch Strukturanalysen enthalten, die sich durch Genauigkeit und Vollständigkeit auszeichnen. Eine sehr gute und übersichtliche mikroskopische Bearbeitung der Zillertal-Venediger Granitoide aus dem Bereich des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen beinhaltet auch die Diplomarbeit von SCHINDLMAYR (1993). Hier nur einige Hinweise zum mikroskopischen Befund:

Innerhalb der Zentralgneise des Zillertal-Venediger Kerns wurde seit 30 Jahren immer mehr auf primärmagmatische, also "vortauernkristalline" Mineralrelikte hingewiesen. Besonders bei den Plagioklasen der Tonalite und Granodiorite stellt man oft noch ursprüngliche Merkmale fest. In vielen Fällen ist nämlich noch ein magmatischer, mehrschaliger \pm oszillatorischer Zonarbau der Plagioklase zu erkennen. Wenn auch nur mehr selten scharf zonar gebaute Andesine bis Labradore erhalten geblieben sind (KARL & SCHMIDEGG 1964, S.6; KARL 1969, A34), so werden die einzelnen idiomorphen Wachstums-Zonen häufig zumindest schemenhaft durch eine unterschiedlich starke Menge von Entmischungs-Mikrolithen abgebildet. Oft ist die Mikrolithenfülle auch besonders in den Kernbereichen der Plagioklase viel intensiver, während sie gegen die Kornränder hin abnimmt.

Als Mikrolithen (vgl. auch ACKERMAND & KARL 1972) treten hauptsächlich Klinozoisit/Epidot und Hellglimmer auf, wobei die Menge der Entmischungsmikrolithen vom ehemaligen An-Gehalt der Plagioklase bzw. der einzelnen Wachstumschalen abhängt. Die Mikrolithenzusammensetzung korreliert somit auch mit dem SiO₂ Gehalt der Gesteine (vgl. CHRISTA 1931). Während in den Tonaliten und basischeren Granodioriten als Füllungsminerale vorwiegend Zoisit, Klinozoisit/Epidot und untergeordnet auch Biotit auftreten, beobachtet man mit zunehmendem SiO₂ Gehalt der Gesteine vermehrt Hellglimmerflitter, die in den saureren Granitoiden auch den überwiegenden Mikrolithenbestand bilden. In den saureren Typen tritt häufiger auch Granat als Füllungsmineral der Plagioklase auf.

CHRISTA (1931, S.557/558) definierte 4 unterschiedliche Füllungstypen der Plagioklase, die gemäß CHRISTA eine ungefähre Zuordnung zu den einzelnen Granitoiden der Tonalitgruppe erlauben.

ANGEL (1930) und KARL (1959) unternahmen den Versuch, aus der Ca-haltigen Mikrolithen auf die ehemals höheren An-Gehalte der Plagioklase rückzurechnen. So wurde beispielsweise für die gefüllten Plagioklase der Tonalite des Großvendiger-Gebietes auf einen ursprünglichen An-Gehalt zwischen 46 und 74% geschlossen (KARL 1959, S.43ff).

Andererseits ist der An-Gehalt der entmischten bzw. auch rekristallisierten Plagioklase indikativ für den Metamorphosegrad der Granitoide (vgl. z.B. Isogradenzonierung im Zentralgneisgebiet des westlichen Tauernfensters von MORTEANI & RAASE 1974), wobei das Ansteigen des Metamorphosegrads mit einem zunehmenden An-Gehalt der metamorph stabilen Plagioklasphase verbunden ist.

Bei den Gabbros und Dioriten liegt der Gehalt an Mafiten je nach Basizität zwischen 35 und 80 Vol%, wobei praktisch ausschließlich Hornblende und Biotit vorkommen. Nur vereinzelt wurden reliktsche Pyroxene beschrieben, wobei diese in Form von Pseudomorphosen von Hornblende nach Pyroxen vorkommen (vgl. CHRISTA 1931 S.586, CHRISTA 1934, S.15, PROSSER 1975, SCHINDLMAYR 1993).

Auch in den Tonaliten ist Hornblende bereichsweise (z.B. im zentralen Zillertaler Hauptkamm, vgl. MORTEANI 1971) ein wichtiger Gemengteil und bildet bis zu 15 Vol.% des Mineralbestands. Zumindest die ±braun gefärbten Kernbereiche und die mit Sagenit und Titanit gefüllten Hornblenden gelten als primärmagmatische Relikte bzw. Pseudomorphosen nach vortauernkristallinen alten Hornblenden (vgl. KARL 1959, S.55). Reliktische Schwärzungen in Kernen von großen Hornblenden beschrieb jüngst auch SCHINDLMAYR (1993).

Der häufigste mafische Gemengteil der Zillertal-Venediger Zentralgneise ist aber Biotit. Besonders bei den Dioriten und Tonaliten dürfte ein gewisser Anteil des Biotits auch aus Hornblende hervorgegangen sein, da man in diesen Gesteinen in geringer deformierten Bereichen häufig noch Formrelikte ehemaliger Hornblenden beobachten kann. Mit zunehmender Differentiation der Gesteine nimmt der Biotit-Gehalt kontinuierlich ab. Während bei den Tonaliten der durchschnittliche Gehalt an Biotit 10 bis 25 Vol.% beträgt liegt dieser bei den Granodioriten gewöhnlich zwischen 5 und 10 Vol.%.

Kalifeldspat ist bei den Tonaliten nur in geringer Menge in Form kleiner, xenomorpher, zwickelfüllender Aggregate vorhanden. Erst bei den Granodioriten kommt der Kalifeldspat auch in größeren z.T. idiomorphen Kristallen vor (vgl. Kap. 4.1.1.).

Akzessorisch kommen in den Zillertal-Venediger Zentralgneisen häufig Titanit und Rutil (Sagenit) vor - beide vor allem als Entmischungsprodukte der Biotite und Hornblenden. Weiters sind als Entmischungsphasen besonders häufig Minerale der Zoisit-Klinozoisit-Epidot Reihe festzustellen, dazu auch oft primärer Orthit. Apatit ist vor allem in den Dioriten und Tonaliten ein häufiges Akzessorium. Schließlich sind auch meist Zirkon, Granat, opake Phasen und Chlorit als Nebengemengteile verbreitet.

4.2.2. Die tonalitischen Gneise sensu KARL 1959

Innerhalb des Venediger-Zentralgneiskörpers kartiert KARL (1959) große Bereiche als "Tonalitische Gneise", die er als eigenständige petrogenetische Einheit von den Tonaliten bzw. Tonalitgneisen abtrennt. KARL erklärt diese Gruppe als "Granitisierungsprodukte" von ehemaligen Biotit-Plagioklas Paragneisen - also als bei der Tonalitgenese mehr oder weniger intensiv umgewandelten Reste des Alten Daches.

Meiner Auffassung nach könnte es sich bei einem Großteil der von KARL unter der Bezeichnung "tonalitische Gneise" kartierten Gesteinsvorkommen in vielen Fällen aber bloß um stärker deformierte Tonalite und Granodiorite handeln, wobei die penetrative Deformation ein enges Zusammentreten der dunklen Gemengteile bedingt wodurch die dunklere Farbe und ein ±streifig lagiges Gefüge zustande kommt.

Stichprobenartig wurden von einigen "tonalitischen Gneisen" des Venedigergebietes Zirkonstreupräparate angefertigt, wobei die Ausbildung und Trachtverteilung in allen

Fällen gut jener in den massigen Metatonaliten und Granodioriten übereinstimmte. Dies spricht gegen die Ableitung der "tonalitischen Gneise" innerhalb der Tonalite und Granodiorite der Zillertal-Venediger Suite durch in-situ Aufschmelzung aus Paragesteinsmaterial.

4.2.3. Zirkontypologie

Die ersten zirkontypologischen Untersuchungen an den tonalitisches-granodioritischen Zentralgneisen des Zillertal-Venediger Massivs führte MÜLLER (1965) durch, wobei seine Arbeit zugleich die erste umfangreichere Darstellung über akzessorische Zirkone im Tauernbereich ist. Auch NIEDERMAYR (1966) befaßte sich bei seinen Zirkonstudien mit den Tonaliten und Granodioriten des Zillertal-Venediger und des Tuxer Kerns. Die beiden Publikationen vermitteln neben einer ungefähren Trachtbeschreibung vor allem statistische Angaben zum Längen/Breiten Verhältnis, zur Transparenz, Farbe und Kantenbeschaffenheit der Zirkone.

Bereits vorher finden sich bei FRASL (1963, S.419 bzw. 426) nähere Hinweise zur Ausbildung der akzessorischen Zirkone im Venedigertonalit. FRASL, der sich bei seinen Beschreibungen auf einen Metatonalit aus dem Hinteren Krimmler Achenal in der Venedigergruppe bezieht, betont die gute Qualität der Zirkonkristalle (...*die Zirkone sind klar, erstklassig scharfkantig und ebenflächig*...) und stellt fest, daß bei dem überwiegenden Teil der Zirkonkristalle das (100) Prisma größer als das (110) Prisma entwickelt ist und mehrere Zirkone sogar tafelig ausgebildet sind und manchmal auch keilförmige Kristallenden besitzen. Bei der Lektüre dieser frühen, aber anregenden Zirkonstudie wäre zu beachten, daß darin eine ältere internationale Flächenindizierung benutzt wurde, die kurz nachher international durch eine andere Kristallaufstellung geändert worden ist, sodaß z.B. (100) zu (110) geändert wurde.

Für die vorliegende Studie wurden von mehreren, möglichst massigen Tonaliten und Granodioriten aus dem östlichen Zillertal-Venediger Massiv Zirkon-Streupräparate angefertigt und eingehend bearbeitet. Die Tonalite und Granodiorite des westlichen Zillertaler Kerns wurden unlängst von SCHINDLMAYR (1993) zirkontypologisch ausgewertet und genau beschrieben.

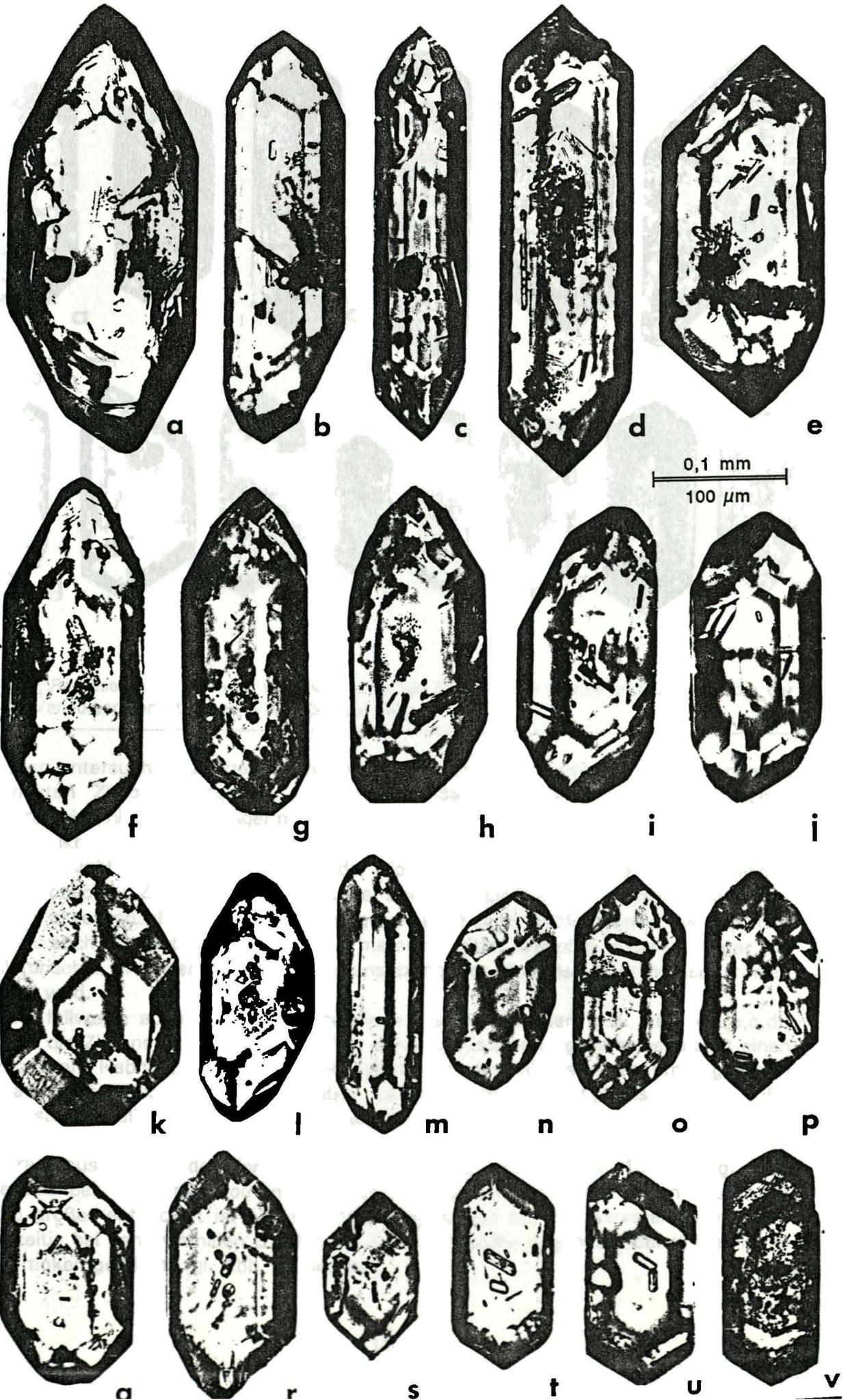
Abb. 46 zeigt eine Auswahl typischer Zirkone der Venedigertonalite. In Abb. 47 sind Zirkone abgebildet, wie sie bevorzugt in den granodioritischen Varianten der Zillertal-Venediger Suite auftreten.

Es fällt auf, daß besonders in den Tonaliten die Zirkone meist sehr klar und scharfkantig sind. Die Kristalle sind gewöhnlich flächenreich, wobei sehr oft auch die beiden Prismen (100) + (110) und die beiden Pyramiden (211) + (101) etwa gleich groß entwickelt sind. Dies kommt auch in der statistischen Trachtauswertung nach PUPIN (1980) deutlich zum Ausdruck (vgl. Abb. 48), wo das Häufigkeitsmaximum der Zirkontrachten ungefähr in der Mitte des PUPIN-Diagramms zu liegen kommt. Es ist ein Charakteristikum der Tonalite, daß immer wieder auch Zirkone auftreten, bei denen die (211) Pyramide größer als die (101) Pyramide ist (z.B. Abb. 46 a,f,g,h,k,l,m). Die Untersuchungen von SCHINDLMAYR (1993) legen nahe, daß in den Tonaliten des westlichen Zillertaler Kerns offensichtlich auch viel häufiger Zirkone auftreten, bei denen das (100) Prisma deutlich größer als das (110) Prisma entwickelt ist.

Ein auffälliges Merkmal der Tonalite ist auch das ungewöhnlich häufige Auftreten von hemimorphen Zirkonkristallen (z.B. f,g,h,k).

Einschluß-Mikrolithen sind relativ häufig, wobei ganz besonders oft kleine nadelförmige Apatite vorkommen, die in der Regel epitaktisch an den jeweiligen Wachstumsflächen der Zirkonkristalle orientiert sind (d,m,o,t,u). Manchmal tritt zwar auch eine selektive Metamiktisierung auf, insgesamt konnten aber bei den Tonaliten des Zillertal-Venediger Kerns

Abb. 46: Repräsentative Auswahl von akzessorischen Zirkonen der Metatonalite der Zillertal-Venediger Tonalitgruppe. Vergrößerung 200x.



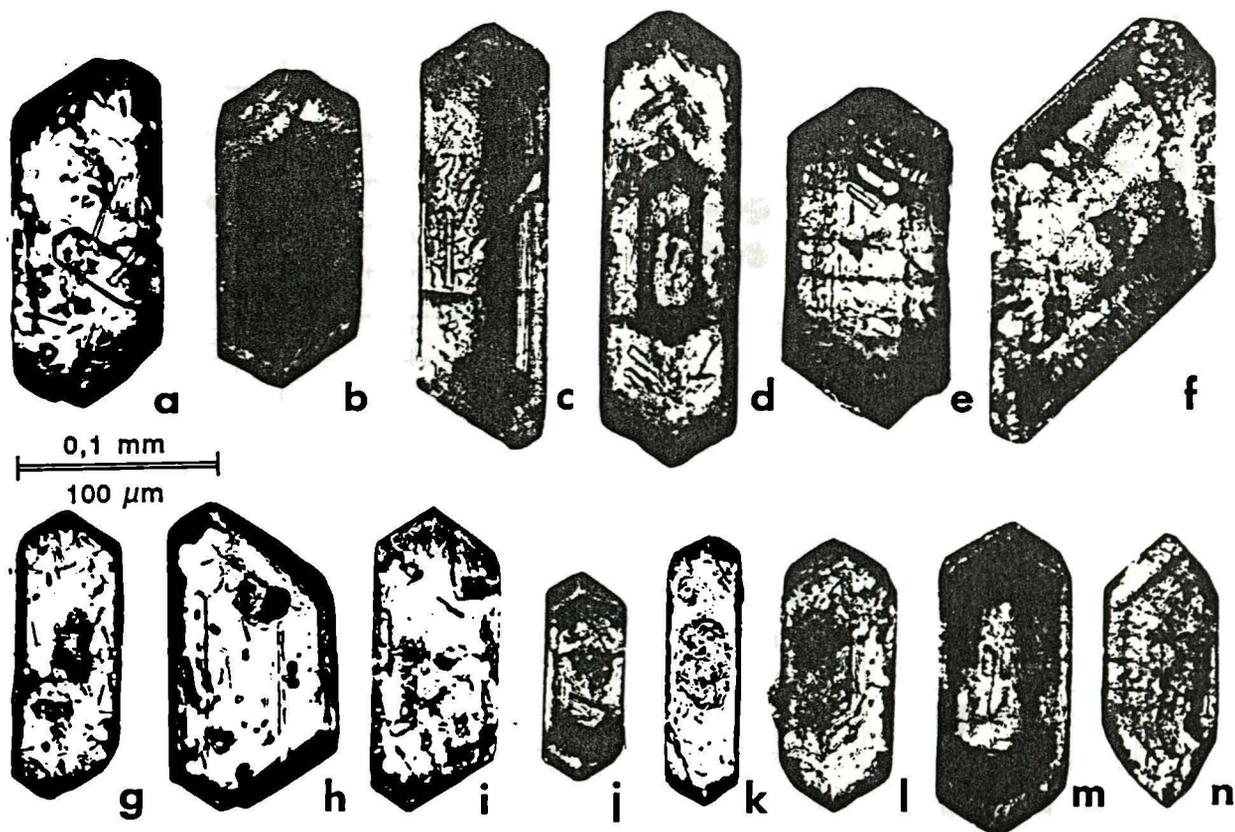


Abb. 47: Repräsentative Auswahl von akzessorischen Zirkonen der granodioritischen Glieder der Zillertal-Venediger Tonalitgruppe. Vergrößerung 200x.

von allen untersuchten Zentralgneistypen des westlichen Tauernfensters die wenigsten metamikten Zirkone festgestellt werden. Bei den Zirkonen der granodioritischen Varianten sind hingegen häufiger metamikte Zirkone zu beobachten.

Im Lichtmikroskop erkennbar zonar gebaute Zirkone sind bei den Tonaliten nur selten zu finden, obwohl z.B. die Plagioklase der Tonalite fast immer einen mehrschaligen \pm oszillatorischen Zonarbau aufweisen. Bei den granodioritischen Varianten sind aber auch die akzessorischen Zirkone viel häufiger deutlich zonar gebaut, wobei die einzelnen Schalen auch oft unterschiedlich stark metamikt sind, wodurch mitunter sogar ein oszillatorischer Wechsel in der Zusammensetzung der einzelnen idiomorpher Schalen sichtbar wird.

Obwohl fallweise auch stark elongierte Zirkonkristalle auftreten (z.B. Abb. 46 b,c,d), besitzen die Zirkone der Zillertal-Venediger Zentralgneissuite insgesamt bevorzugt einen gedrungenen Habitus. SCHINDLMAYR (1993) konnte mittels einer umfangreichen Elongations-Statistik zeigen, daß das Längen-/Breiten Häufigkeitsmaximum der allermeisten Tonalite und Granodiorite zwischen 2,2 und 2,6 liegt.

Die Trachtauswertung der Tonalite und Granodiorite nach PUPIN (1980) zeigt, daß insgesamt bei den Granodioriten vermehrt Kristalle auftreten, bei denen das (110) Prisma größer entwickelt ist als das (100) Prisma und bei den saureren Granitoiden gleichzeitig bei den Pyramiden zunehmend die (101) Fläche gegenüber der (211) Fläche an Wertigkeit gewinnt (vgl. Abb. 48 und 49).

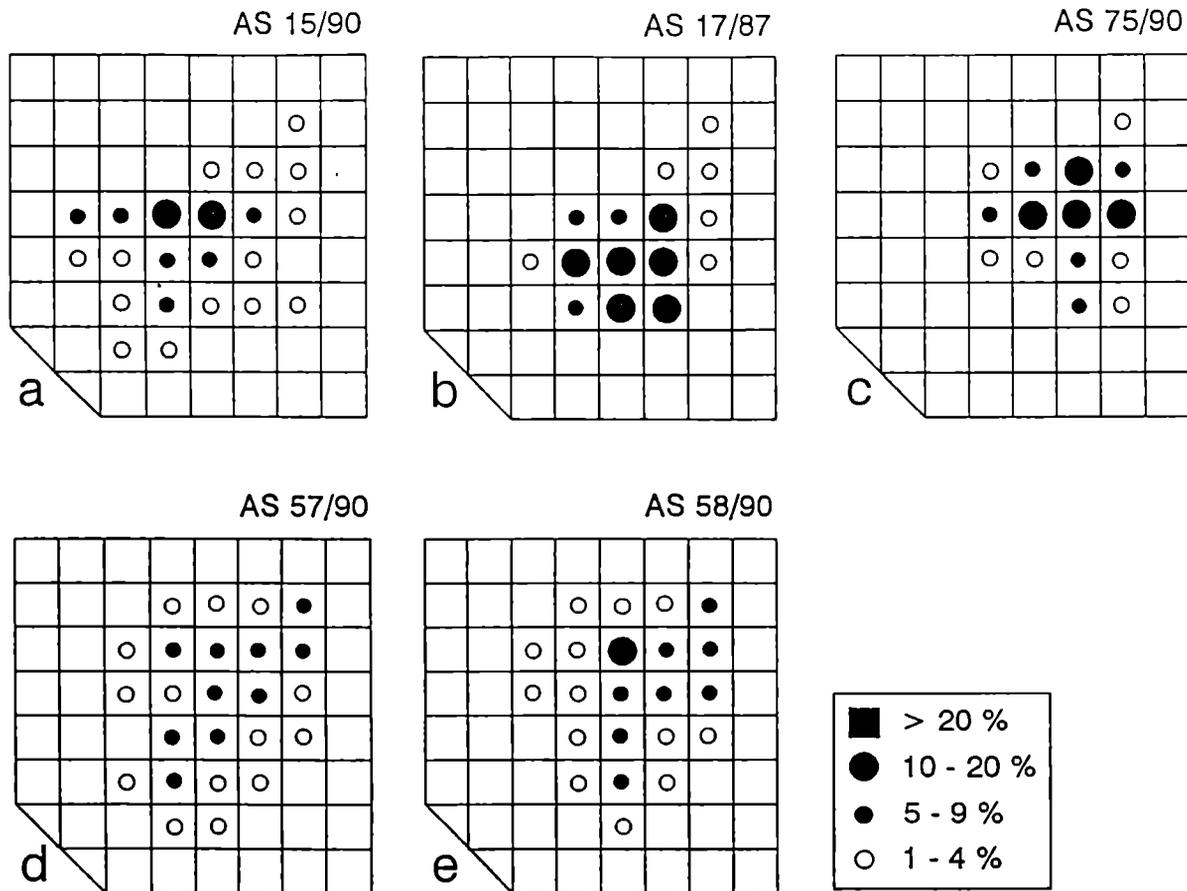


Abb. 48: Ergebnisse der statistischen Trachtauswertung von Zirkonen der kalkalkalischen Zentralgneise des Zillertal/Venediger Kerns nach der Methode von PUPIN (1980).

a - Metatonalit; b-e Metagranodiorite bis Granodioritgneise; zur genauen Herkunft der Proben siehe Probenliste Kap. 12

Mit steigendem SiO_2 -Gehalt der Gesteine ist also prinzipiell eine Verschiebung des "mean-points" der Zirkontrachten in den rechten oberen Quadranten des PUPIN-Diagramms festzustellen. Dieses Prinzip der unterschiedlichen Trachtausbildung je nach tonalitisches-granodioritisches-granitische Zusammensetzung innerhalb der kalkalkalischen Suite des Zillertal-Venediger Kerns konnten auch WINKLER et al. (1990) und SCHINDLMAYR (1993) feststellen. Aber auch aus anderen kalkalkalischen tonalitisches-granodioritischen Intrusionsequenzen wie etwa dem Adamello-Pluton wurde ein solcher Trend bei der Trachtausbildung der akzessorischen Zirkone bekannt (vgl. PUPIN 1988, S.249 bzw. HANSMANN & OBERLI 1991, S.504).

SCHINDLMAYR (1993) konnte bei seinen Studien feststellen, daß die Trachtausbildung der akzessorischen Zirkone in den "mafic enclaves" der Tonalite und Granodiorite weitgehend mit der Trachtausbildung des Wirtsgesteins übereinstimmt. Diese Tatsache ist ein weiteres Argument für die Beteiligung von magma-mingling-Vorgängen bei der Petrogenese der kalkalkalischen Granitoide des Zillertal-Venediger Kerns.

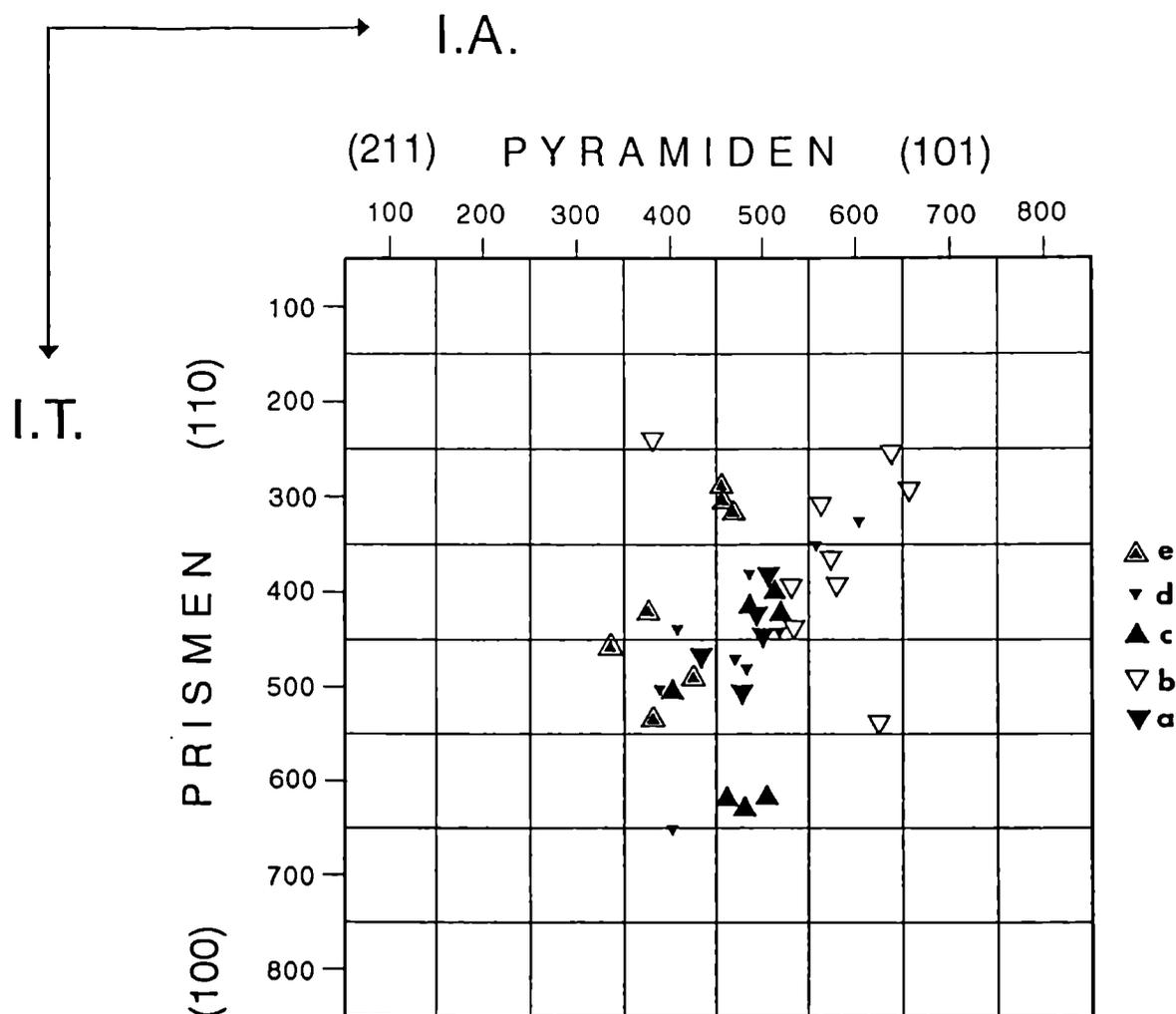


Abb. 49: PUPIN-Diagramm mit den errechneten "mean-points" von Zirkonpopulationen tonalitisch-granodioritisch-granitischer Zentralgneise des Zillertal-Venediger und Tuxer Kerns. Neben eigenen Daten (a - Zillertal/Venediger Kern, b - Tuxer Kern) wurden auch die Ergebnisse von SCHINDLMAYR 1993 (c - Zillertal/Venediger Kern) und WINKLER et al. 1990 (d - Zillertal/Venediger Kern) eingetragen. Die bei e abgebildeten Doppeldreiecke geben den zirkontypologischen Entwicklungstrend der Granitoide des Adamello-Plutons wieder (nach HANSMANN & OBERLI 1991).

4.2.4. Einige Bemerkungen zu den "mafic enclaves" der kalkalkalischen Zentralgneis-Suite des Zillertal/Venediger und Tuxer Kerns

Bei den dioritischen und auch gabbroiden Einschlüssen im Bereich der Zillertal-Venediger und Tuxer Zentralgneise wies uns besonders G. FRASL bei Exkursionen auf die Beteiligung von "magma-mingling" Vorgängen in diesem Bereich hin. Da in den Tauern der Mineralbestand der dunklen Schollen metamorph überprägt ist, können primäre magmen- und phasenpetrologische Zusammenhänge - was die Textur oder Kristallisationssequenzen betrifft - nur annähernd rekonstruiert werden. Trotzdem lassen

gewisse strukturelle Aspekte in alpidisch geschonten Bereichen auf die Beteiligung von Magmenmischungsvorgängen bei der Intrusion des Venedigertonalits schließen. Besonders typisch für derartige Vorgänge sind nämlich ganz charakteristische Kontakterscheinungen zwischen den melanokraten Schollen und den helleren Wirtsgesteinen. Dabei treten häufig ballen-, lappen und nierenförmige ("blumenkohlartige") Absonderungen der dunklen Schollen auf, was dem Kontakt von intermediär/sauren und basischen Massen makroskopisch ein bezeichnendes Gepräge verleiht, das bei solcherr Vorgängen in verschiedensten plutonischen Intrusionsgebieten weltweit beobachtet wird (vgl. z.B. Abb. 50 mit den Abbildungen in EBERZ & NICHOLLS 1988; LINDBERG & EKLUND 1988; CASTRO et al. 1991).



Abb. 50: Dioritische Scholle mit "blumenkohlartiger" Absonderung in einem Leukogranodiorit des Zillertal-Venediger Zentralgneis-Kerns. Erläuterung im Text. Krimmler Tauernpaß 2630 m Höhe;

Während früher praktisch alle Scholleneinschlüsse in plutonischen Gesteinen als übernommene, mehr oder weniger durch das "immigrierende" Magma veränderte Xenolithe des Nebengesteins gedeutet wurden, setzte sich in in den letzten Jahren die Unterscheidung zwischen exogenen und endogenen Scholleneinschlüssen immer mehr durch.

Demnach sind "exogene" Scholleneinschlüsse tatsächlich als xenolithische Bruchstücke des alten Daches zu identifizieren (vgl. z.B. Kap. 3.2.), wobei diese durch Einfluß der granitoiden Schmelze je nach Wärmefluß und Schollenzusammensetzung unterschiedlich stark verändert sein können.

Dagegen sind "endogene" Scholleneinschlüsse als cogenetische Bildungen im Zuge der Intrusion des Plutons aufzufassen, wobei verschiedene Vorgänge der Magmenmischung ("magma-mingling", "magma-mixing") eine wichtige Rolle spielen. Diesbezüglich erkannte man in den letzten Jahren zunehmend die Bedeutung von dunklen Einschlüssen zur Erforschung der Herkunft und Entwicklung von granitischen Magmen. Daß dabei besonders dunkle Einschlüsse ("mafic inclusions", "cognate enclaves", "microgranitoid enclaves") in kalkalkalischen I-Typ Granitoiden, wie sie eben auch im Falle des Zillertal-Venediger Tonalit-Plutons vorliegen, Indikatoren für Magmenmischungsvorgänge sind,

ist heute allgemein anerkannt (vgl. z.B. REID et al. 1983; VERNON 1983, 1988; DIDIER 1987; EBERZ & NICHOLLS 1988; CASTRO et al. 1991).

Im Bereich der periadriatischen Intrusiva des Adamello und Bergeller Massivs wurden schon in den frühen 60-er Jahren von Schweizer Geologen musterhafte Vorstellungen und Deutungen zur Genese und unterschiedlichen Herkunft von Scholleneinschlüssen in granitoiden Gesteinen entwickelt (z.B. GANSSER & GYR 1964), die den heutigen Erkenntnissen in vielem vorseilen.

In den nahegelegenen Tauern blieben derartige moderne magmengenetische Betrachtungen lange Zeit praktisch unbeachtet. Immer wieder wurden die amphibol- und biotitreichen Scholleneinschlüsse im Bereich des Zillertal-Venediger Plutons als Reste des Alten Daches para- oder orthogener Abkunft interpretiert, welche durch die Magmeneinwirkung z.T. ihr ursprüngliches Gefüge verloren hätten (vgl. z.B. REISSINGER 1971, PROSSER 1975, LAMMERER et al. 1976, LAMMERER 1986, NEUMAYR et al. 1990).

Letztere Auffassung vertrat übrigens auch schon KARL, der den "basischen Einlagerungen" im Venediger-Tonalitbereich ebenfalls gesonderte Aufmerksamkeit widmete (1959, S.56 ff.). Folgendes Zitat verdeutlicht die damaligen Ansichten KARL's:

"Bei Miteinbeziehung der Feldbeobachtungen zur Entstehung von Schollenmigmatiten am Tonalitgranitkontakt komme ich zum Schluß, daß es sich bei der Gesamtheit der basischen Putzen und Schlieren um allothigene Gesteinskomponenten handelt, die von Biotit-Plagioklasgneisen und deren Amphiboliteinlagerungen abstammen. Ihre ursprüngliche Struktur ging durch längere Einwirkung des umgebenden tonalitischen Magmas fast ganz verloren. In diesem Sinne wären sie früher in die immigrativen magmatischen Massen aufgenommen als die Schollen der Schollenmigmatite." KARL (1959, S.58)

Eine detailliertere petrographische und zirkontypologische Bearbeitung der mafic enclaves in den Zillertal/Venediger Tonaliten und Granodioriten im Hinblick auf Magmenmischungsvorgänge erfolgte unlängst durch SCHINDLMAYR (1993), auf die hier verwiesen werden kann.

4.3. ZUM BEGRIFF "AUGEN- UND FLASERGNEISE" (sensu KARL 1959)

Im Zuge der Kartierungsarbeiten im Bereich der westlichen Hohen Tauern gliederte KARL (vgl. Aufnahmeberichte 1953 bis 1969) die Zentralgneise in diesem Bereich im wesentlichen in 2 unterschiedliche Großgruppen. Neben der Gruppe von Tonalitgraniten, tonalitischen Gneisen und Migmatiten (vgl. Kap. 4.2.) faßte KARL große Zentralgneisbereiche als "Augen- und Flasergranite" bzw. "Augen- und Flasergneise" zusammen (vgl. geologische Übersichtskarte KARL 1959 S.20; SCHMIDEGG 1961; Geologische Spezialkarte Blatt Krimml von KARL & SCHMIDEGG 1979).

Ausgehend vom zentralen Großvenediger-Bereich (bes. Sulzbachtäler und Habachtal) dehnte KARL das Verbreitungsgebiet der "Augen-/Flasergneise" später nach Westen und Osten zu aus (vgl. KARL 1959, S.5 Tafel 1). Gemäß KARL gehörten im westlichen Tauernfenster auch die ganzen Zentralgneise des Ahornkerns, der Tuxer Alpen sowie der NE Zillertaler Alpen zu den "Augen-/Flasergneisen"! Ebenso der Granatspitzkern, der Sonnblickkern sowie große Bereiche des Hochalm-Ankogel Massivs.

Seither wird die Bezeichnung "Augen-/Flasergneise" in der Literatur am ehesten als Sammelbegriff bloß auf das westliche Tauernfenster beschränkt, wobei man darunter neben den Sulzbachungen und der Habachzunge auch alle granodioritisch/granitischen Zentralgneise weiter westlich zwischen dem Zillertaler Kern im Süden und dem Ahornkern im Norden meint. Ausgenommen davon wird nur der tonalitische Bereich ("Nördlicher Tonalitzug") innerhalb des Tuxer Kerns (vgl. Beilage 1 bzw. Kap. 4.1.1.).

KARL faßte mit dem Begriff der Augen-/Flasergneise einfach die Summe der leukokraten, mittel- bis grobkörnigen Zweiglimmergranitoide zusammen, die unterschiedlich starke Deformationserscheinungen aufweisen, also mehr oder weniger vergneist sind (vgl. KARL 1959, S.10 ff. und S. 82 ff).

Zum Alter dieser Augengneisvorkommen äußert sich KARL anfangs jedoch vorsichtig, da zur... *"Altersbeurteilung der Tuxer Granitgneise... wie auch der Augen- und Flasergranite im Granatspitzgebiet...noch geeignete Untersuchungen fehlen"*... (KARL 1959, S.37).

KARL vertrat dann zunehmend, und zwar hauptsächlich aufgrund von Feldergebnissen, die Ansicht, daß die Gesamtheit der Augen- und Flasergneise relativ älter wäre als die Tonalite (KARL 1959, S.19 ff., 1960, 1966 - vgl. auch Kap. 1).

Er stützte seine Argumentation dabei vor allem auf Geländebeobachtungen bei der Zillerplattenscharte, die an der Grenze der Zillertaler Alpen zur Venedigergruppe liegt, und einen Überstieg vom Zillergrund im Westen ins Krimmler Achenal im Osten ermöglicht. KARL beschreibt dort primärmagmatische Kontakte des Venedigertonalits und der "Augen-/Flasergneise", wobei ein *"diskordantes Eindringen von tonalitgranitischem Neosom in Augengranit festzustellen"*...sei (vgl. KARL 1959 S.19ff. bzw. Aufnahmebericht 1961).

Aufgrund meiner eigenen Beobachtungen und Geländestudien im Bereich der Zillerplattenscharte bin ich jedoch der Ansicht, daß man dort lediglich auf unterschiedlich stark deformierte und damit unterschiedlich aussehende Granodiorite des Zillertaler Kerns trifft. Auf engem Raum wechseln massigere, nahezu undeformierte Bereiche mit stärker deformierten ab, in denen dann durch die starke Plättung sehr häufig cm-große, \pm rekristallisierte Quarz-Feldspataggregate als "Augen" hervortreten. Solche Bereiche heterogener Deformation von granitischen Gesteinen sind überall im Alpenbereich und auch sonst ein häufiges Phänomen (vgl. z.B. aus dem Aar-Massiv CHOUKROUNE & GAPAIS 1983, aus den Zillertal-Venediger-Tonaliten STEYRER 1993).

Die weniger deformierten Bereiche treten dabei als \pm linsenförmige Körper im stärker beanspruchten Material auf.

Diese Ansicht wird auch durch die zirkontypologischen Studien an den Granitoiden im Bereich der Zillerplattenscharte gestützt, wobei sich gezeigt hat, daß die durch die unterschiedlich starke Deformation makroskopisch sehr unterschiedlich aussehenden Zentralgneisvarianten weitgehend dieselbe zirkontypologische Charakteristik besitzen (vgl. die Auswertung der Proben AS 57/90 und AS 58/90 Abb. 48 d und e).

Jedenfalls waren nirgendwo im Bereich der Zillerplattenscharte eindeutig diskordante Kontakte zwischen zwei eigenständigen Zentralgneistypen auffindbar. Nur diskordante Aplite kommen (so wie auch sonst) immer wieder vor.

Obwohl KARL darum bemüht war, deutliche Unterscheidungskriterien zu den Tonalitgraniten zu erarbeiten (vgl. KARL 1959 S. 25), vermied er es auch weiterhin, einzelne Granitgneistypen innerhalb des "Augen- und Flasergneiskomplexes" zu charakterisieren, also diese Zentralgneisgruppe näher zu untergliedern.

Erst mit den Kartierungsarbeiten und petrographischen Untersuchungen von MORTEANI (1971 und Aufnahmeberichte), RAITH (1971 und Aufnahmeberichte) und RAASE (1968 - 1971) wurde der "Augen- und Flasergranitgneiskomplex" der Hohen Tauern in seiner streichenden Fortsetzung weiter nach SW in den Bereich der Zillertaler Alpen verfolgt. Obwohl die einzelnen Bearbeiter dort mehrere Zentralgneistypen unterschieden (vgl. z.B. das geologische Übersichtskärtchen in RAITH et al. 1978), ergab sich keine einheitliche allgemein anerkannte Gliederung und petrogenetisches Konzept, sowohl was die relative Reihenfolge der einzelnen Zentralgneistypen innerhalb des "Augen-/Flasergneis"-Komplexes betrifft, als auch das relative Altersverhältnis gegenüber den Tonaliten.

Umso bedeutender erscheinen in diesem Zusammenhang die Angaben von RAASE (1972), der das erste Mal aufgrund von beobachtbaren Intrusionsverhältnissen eine relative Altersabfolge für mehrere Zentralgneistypen des westlichen Tauernfensters aufstellte. Demnach sollten die Porphyrgranite des Ahornkerns die ältesten Zentralgneise des westlichen Tauernfensters sein, gefolgt von den Tonaliten und "Augen/Flasergneisen" sensu KARL, wovon die letzteren wiederum jünger sein sollten als die Tonalite, was den Feststellungen von KARL aber genau widersprach. Dieser Widerspruch und die Tatsache, daß die Untersuchungen, die RAASE im Rahmen der Dissertation durchführte, leider nur auszugsweise veröffentlicht wurden (vgl. Aufnahmeberichte 1968 bis 1972), dürften mit der Grund dafür sein, daß die wichtigen geologischen Ergebnisse dieser Arbeit in der Literatur bisher nur wenig Erwähnung finden (z.B. THIELE 1974, TOLLMANN 1977).

Aufgrund der eigenen Geländearbeit (siehe Kap. 4.1.) kann ich die Angaben von RAASE weitgehend bestätigen. Diskordante Intrusionskontakte im Bereich der leukokraten granodioritisch/granitischen Zentralgneise zu den Tonaliten vom Typus Venediger sprechen dafür, daß zumindest große Teile der Zentralgneise, die üblicherweise dem "Augen- und Flasergneiskomplex" (sensu KARL) des Tuxer Kerns zugeordnet werden relativ jünger (!) sind als die Tonalit-Granodioritgruppe, die die Hauptmasse des Zillertal-Venedigerkerns aufbaut. Auch die petrographischen, geochemischen und zirkontypologischen Daten geben Hinweise darauf, daß die I-Typ Granodiorit- und Granitgneise des "Augen- und Flasergneiskomplexes" höher differenzierte Glieder, also relativ jüngere Bildungen einer petrogenetisch zusammengehörigen Schmelzentwicklung im westlichen Tauernfenster darstellen. Die Diorite und Tonalite stehen ganz offensichtlich am Beginn dieser Entwicklungsreihe.

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 magmagenetische Gliederung der Zentralgneise als unzureichend und sollte deshalb nicht mehr verwendet werden. Wie eine Reihe von Arbeiten gezeigt hat (z.B. MORTEANI 1971, RAASE 1972, WINKLER et al. 1990, FINGER et al. 1993 und die vorliegende) 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.

Mittels der neu erarbeiteten Daten sind innerhalb der "Augen- und Flasergneise" (sensu KARL) prinzipiell zumindest drei magmagenetisch unterschiedliche Granitoidgruppen zu unterscheiden, die auch in einer relativen zeitlichen Abfolge zueinander stehen:

1. sehr kalireiche, meist biotitreiche (aber mitunter auch ganz leukokrate) Zentralgneise mit I-Typ (z.B. Südliche Sulzbachzunge) oder z.T. mit S-Typ Charakteristik (z.B. Granatspitzkern, siehe Kap. 3. bzw. Beilage 1). Die Vertreter dieser Gruppe machen einen mengenmäßig relativ geringen Anteil der "Augen- und Flasergneise" sensu KARL aus. Entsprechend radiometrischen Datierungen und Geländebefunden gehören sie zu den älteren Zentralgneisen im Tauernbereich und sind auch älter als die Tonalite und Granodiorite des Zillertal-Venediger Kerns.

2. leukokrate Granodiorit- und Granitgneise mit I-Typ Charakteristik, die in einem petrogenetischem Zusammenhang mit der Bildung der Tonalite, Granodiorite und Granite der Zillertal-Venediger Gruppe stehen und gegenüber letzteren als höher differenzierte, also relativ jüngere, Glieder dieser I-Typ Granitoidreihe aufzufassen sind. Die Vertreter dieser Gruppe, die in der vorliegenden Arbeit unter den kalkalkalischen Zentralgneisen des Tuxer Kerns (Kap. 4.4.) zusammengefaßt sind, bilden mengenmäßig bei weitem den Hauptteil der von KARL als "Augen- und Flasergneise" bezeichneten Zentralgneise.

3. sehr saure Granit(gneis)e mit A-Typ Charakteristik (z.B. Reichenspitzgranit(gneis), Nördliche Sulzbachzunge, östlicher Teil der Habachzunge), die Geländebefunden zufolge die jüngsten granitischen Intrusionen im Tauernbereich sind.

4.4. DIE KALKALKALISCHEN ZENTRALGNEISE DES TUXER KERNS

(Nr. 10 in Beilage 1)

Darunter werden alle kalkalkalischen I-Typ Granitoide des Tuxer Zentralgneiskerns zusammengefaßt, die aufgrund ihrer geologischen, petrographischen, zirkontypologischen und geochemischen Charakteristik als höher differenzierte, relativ jüngere Glieder einer gemeinsamen tonalitisches-granodioritisch-granitischen Entwicklungsreihe im westlichen Tauernfenster aufzufassen sind, zu der auch die kalkalkalischen Zentralgneise des Zillertal/Venediger Kerns gehören.

Zum Tuxer Kern gehören auch alle jenen Zentralgneis-Varianten, die bei den Erläuterungen zur geologischen Karte des Oberen Zillergrunds-Bodengrunds-Unteren Sundergrunds (Kap. 4.1.) beschrieben wurden, und deren petrographische, zirkontypologische und geochemische Merkmale dabei bereits ausführlich diskutiert wurden. Im folgenden werden diese Ergebnisse samt der darüberhinaus an kalkalkalischen Zentralgneis-Typen des Tuxer Kerns durchgeführten Untersuchungen zusammengefaßt.

4.4.1. Petrographie

Zur petrographischen Diskriminierung der Granitoidtypen wurden neben eigenen Daten vor allem die Arbeiten von KARL (1959), MORTEANI (1971), RAASE (1972) sowie FINGER & STEYRER (1988 und unpubl.) herangezogen. Bei den gröberkörnigen Zentralgneistypen wurde vorrangig der MESO-normativ errechnete Modalbestand berücksichtigt, da in diesen Fällen die optisch ermittelten Werte ganz offensichtlich nicht realistisch sind (vgl. z.B. die Angaben bei RAITH 1971).

Schon die petrographischen Untersuchungen an den einzelnen Zentralgneistypen aus dem Zillergrund und Stillupptal (Kap. 4.1.) haben gezeigt, daß innerhalb der kalkalkalischen Zentralgneise des Tuxer Kerns vor allem Granodiorite bis Granite auftreten (vgl. STRECKEISEN Diagramm 2 Abb. 51). Dies bestätigen auch die Daten aus dem übrigen Verbreitungsgebiet des Tuxer Zentralgneis-Kerns, wobei u.a. auch der MESO-normative Mineralbestand von sechs chemischen Analysen von Proben aus dem Bereich des Zemmgrundes (FINGER & STEYRER unpubl.) auf eine hauptsächlich granodioritische bis granitische Zusammensetzung des Tuxer Zentralgneis-Kerns verweist. Tonalite kommen im Vergleich zum Zillertal-Venediger Kern nur untergeordnet vor (vgl. z.B. der "Nördliche Tonalitzug" Kap. 4.1.1.).

Insgesamt deutet die Verteilung der kalkalkalischen Granitoide des Tuxer Kerns (vgl. STRECKEISEN-Diagramme Abb. 51) in ganz ähnlicher Weise wie beim Zillertal-Venediger Kern einen tonalitisches-granodioritischen Differentiationstrend an, wobei der Häufigkeitsschwerpunkt aber deutlich in Richtung auf das Granodiorit- und Granitfeld verschoben ist.

Die granodioritischen und granitischen Varianten des Tuxer Kerns sind meist leukokrat, wobei der Gehalt an Mafiten (v.a. Biotit) gewöhnlich zwischen 4 und 10 Vol.% beträgt.

Detaillierte mikroskopische Beschreibungen der einzelnen kalkalkalischen Zentralgneis-Typen innerhalb des Tuxer Kerns sind den Kap. 4.1.2., 4.1.3. und 4.1.4. zu entnehmen.

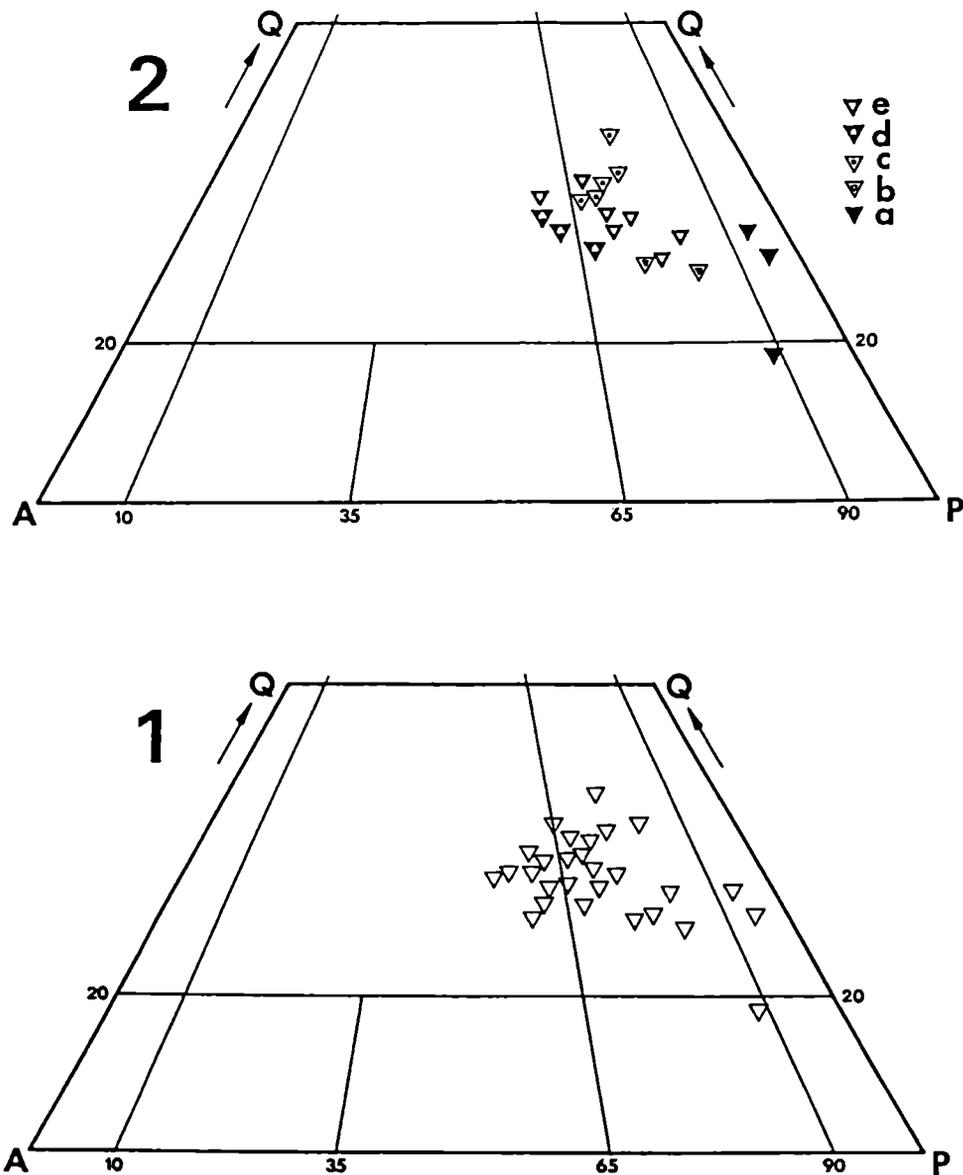


Abb. 51: Die beiden STRECKEISEN-Diagramme zeigen die modale Zusammensetzung der kalkalkalischen Zentralgneise innerhalb des Tuxer Kerns. In 1 sind alle verfügbaren Daten von kalkalkalischen Granitoiden des Tuxer Kerns eingetragen, in 2 ist die modale Zusammensetzung von bestimmten Zentralgneisen aus dem Bereich Zillertal/Stillupptal in den mittleren Zillertaler Alpen zu sehen (vgl. Kap. 4.1. bzw. Tab. 6,7,8 und 9).

a - Metatonalite des "Nördlichen Tonalitzuges"; b - Meta-Granodiorite der cogenetischen Randfazies des "Nördlichen Tonalitzuges"; c - Zentralgneis vom Typus Kainzenkar; d - Zentralgneis vom Typus Roßwandspitze; e - Zentralgneis vom Typus Popbergkar;

Daten: KARL 1959, MORTEANI 1971, RAASE 1972, FINGER & STEYRER 1988 und unpubl., SCHERMAIER unpubl.

4.4.2. Zirkontypologie

Eine detaillierte Beschreibung und zahlreiche Abbildungen von akzessorischen Zirkonen einzelner Zentralgneistypen des Tuxer Kerns wurden bereits in Kap. 4.1. vorgestellt (vgl. dazu auch Abb. 38, 39 und 42). Schon daraus geht hervor, daß insgesamt in den kalkalkalischen Zentralgneisen des Tuxer Kerns besonders häufig Zirkone vorkommen, bei denen das (110) Prisma größer als das (100) Prisma und die Pyramide (101) größer als die Pyramide (211) entwickelt ist.

Abb. 52 vermittelt eine repräsentative Auswahl von Zirkonen, wie sie im allgemeinen für die granodioritischen und granitischen Glieder des Tuxer Kerns (also die I-Typ-"Augen- und Flaserigneise" sensu KARL) typisch sind. Man sieht, daß besonders häufig auch Zirkone vorkommen, die die einfache Flächenkombination (110) + (101) besitzen, also G-Typ Zirkone i.S. von PUPIN.

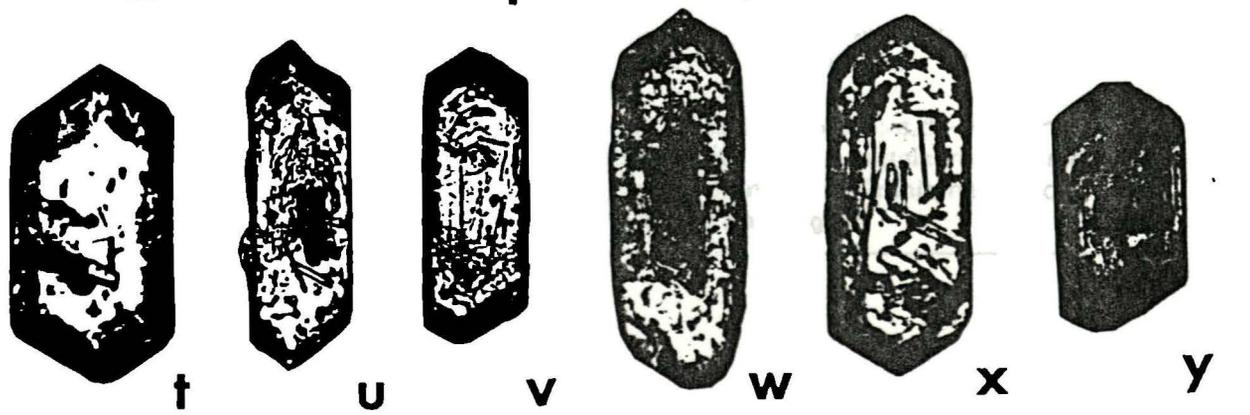
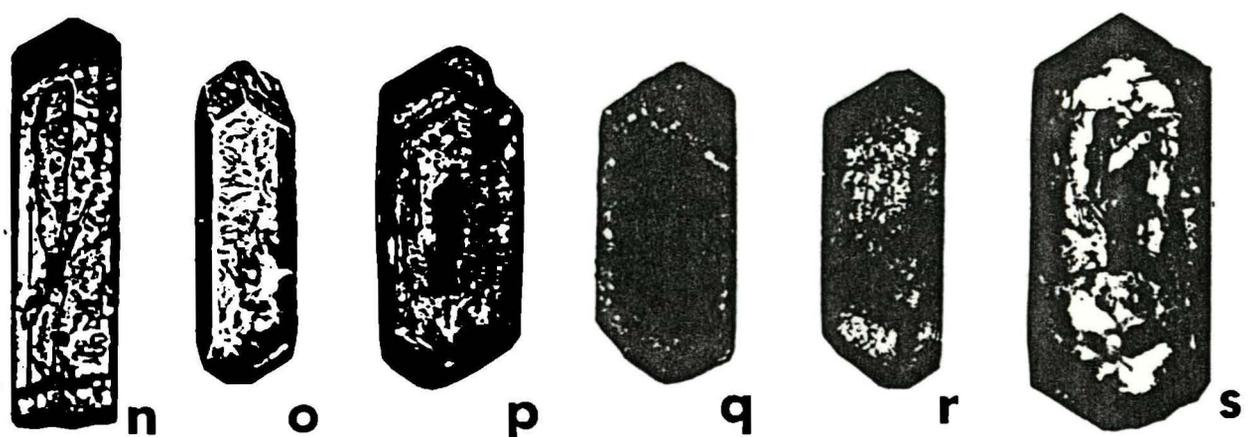
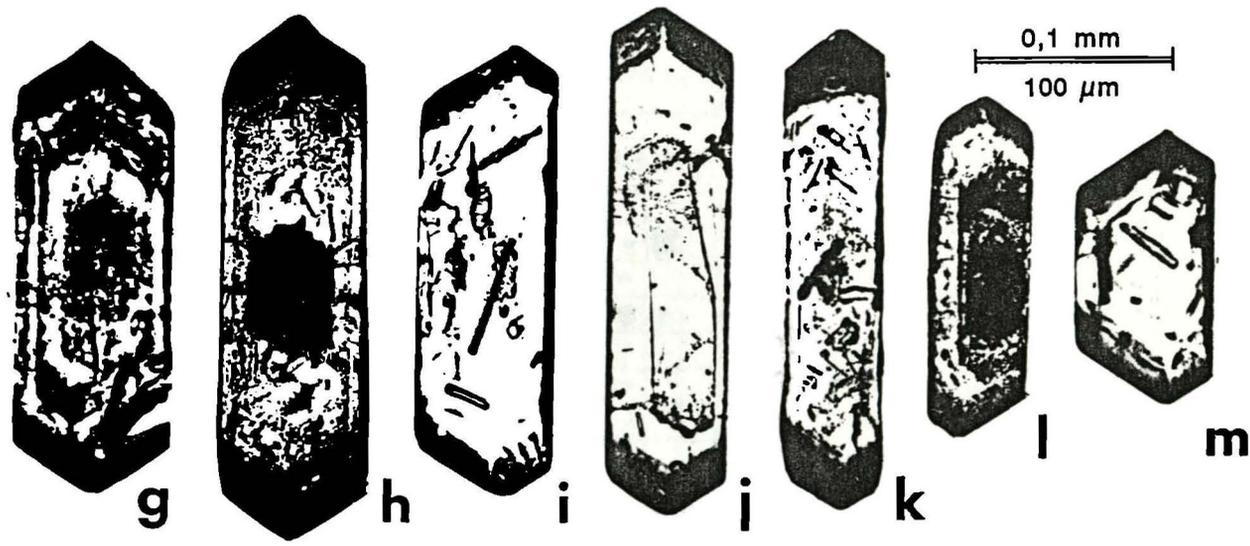
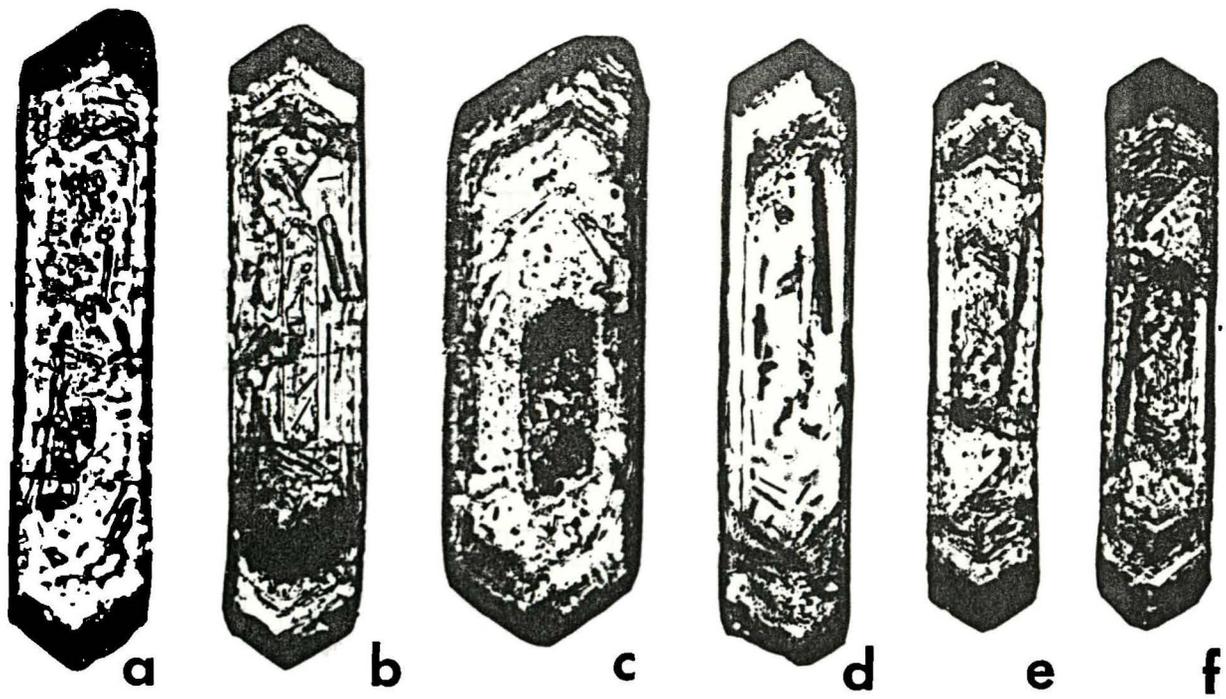
In Abb. 53 sind die Ergebnisse der statistischen Trachtauswertung von kalkalkalischen Zentralgneisen des Tuxer Kerns nach der Methode von PUPIN (1980) zusammengestellt. Ähnlich wie beim Zillertal-Venediger Kern beobachtet man auch bei den Zentralgneisen des Tuxer Kerns von den tonalitischen zu den granodioritischen und granitischen Varianten eine Veränderung in der Trachtausbildung, wobei mit zunehmender Differenzierung das (110) Prisma und die (101) Pyramide immer dominanter werden (vgl. auch Abb. 49 und 63 mit den "mean-points" der Trachtausbildung). Bei manchen, sehr differenzierten I-Typ Zentralgneisen des Tuxer Kerns ist auch die (211) Pyramide deutlich entwickelt (z.B. Abb. 42 s-y, Zentralgneis vom Typus Popbergkar Kap. 4.1.4.).

Die Zirkone sind im allgemeinen vollkommen idiomorph und scharfkantig ausgebildet. Ein besonderes Charakteristikum der Zirkone ist der häufig auftretende Zonarbau. Dabei sind oft zahlreiche idiomorphe magmatische Wachstumszonen sichtbar, die mitunter auch unterschiedlich stark getrübt oder metamikt sind (vgl. Abb. 52, z.B. c,d,e,f,g,h,l). Immer wieder sind auch azentrische Ansätze des Zonarbaus zu sehen (z.B. l). In manchen Proben sind auch vollkommen metamikte Kristalle häufiger.

Als Einschluß-Mikrolithen überwiegen kleine, bleistiftförmige Apatite, die auch sehr oft epitaktisch an den Wachstumsflächen der Zirkone angelagert sind (z.B. b,d,i,m)

Das Längen-/Breiten-Verhältnis der Zirkone in den Granodiorit- und Granitgneisen des Tuxer Kerns ist meist hoch, wobei auch sehr oft Werte über 5:1 vorkommen. Insgesamt ist die Zunahme der Elongation der akzessorischen Zirkone von den tonalitischen zu den granodioritischen und granitischen Zentralgneis-Varianten bei den Granitoiden des Tuxer Kerns ausgeprägter als bei denen des Zillertal-Venediger Kerns.

Abb. 52: Repräsentative Auswahl von akzessorischen Zirkonen aus Granodiorit- bis Granitgneisen der kalkalkalischen Suite des Tuxer Zentralgneiskerns. Die Zirkone a-m sind aus der Probe AS 61/90, die übrigen aus AS 65/90. Vergrößerung 200x.



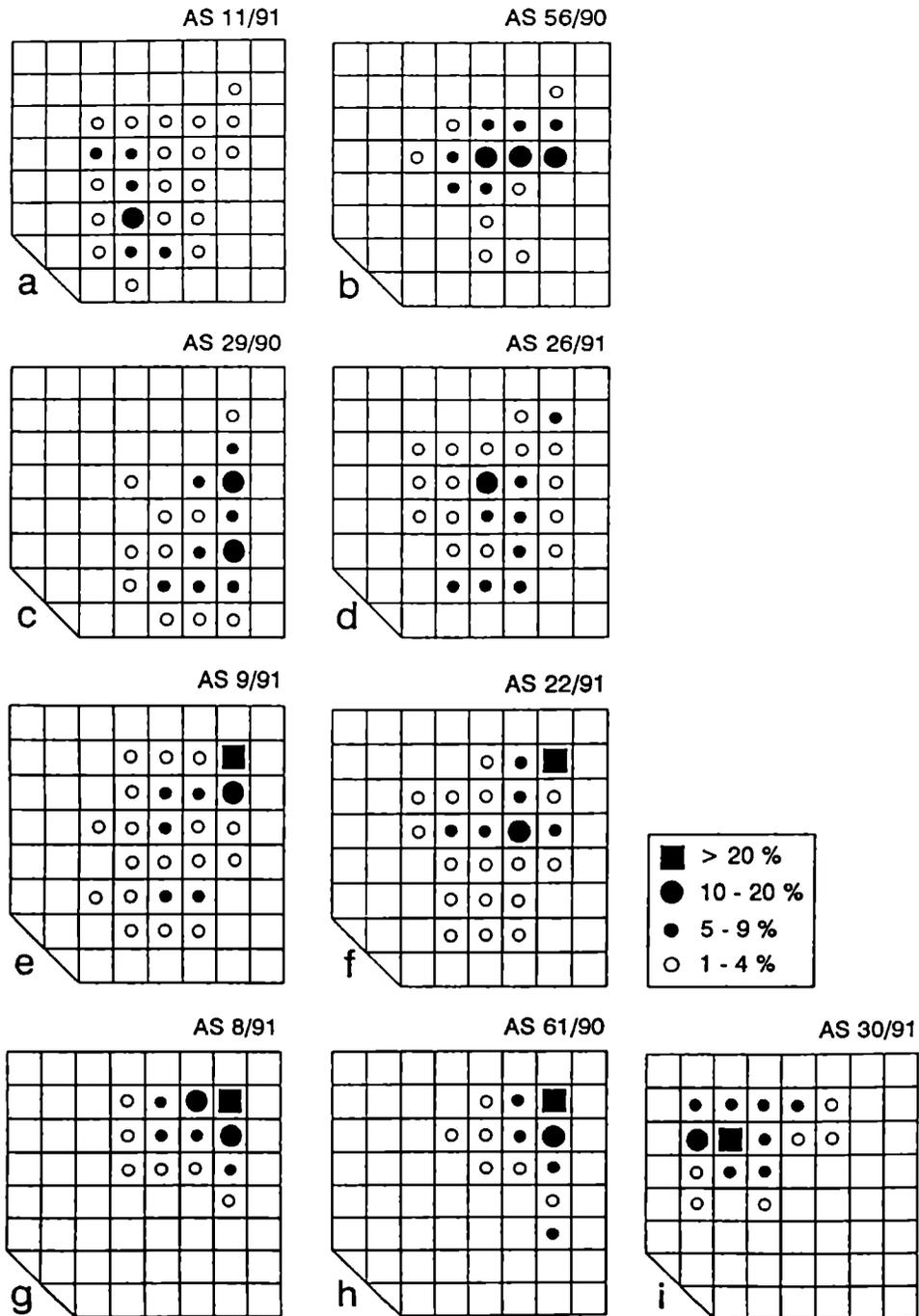


Abb. 53: Zusammenstellung der Ergebnisse der statistischen Trachtauswertung von Zirkonen der kalkalkalischen I-Typ Zentralgneise des Tuxer Kerns (einschließlich des "Nördlichen Tonalitzuges").

a, b - Metatonalit (AS 11/91, vgl. Abb. 37) bzw. Tonalitgneis (AS 56/90); c,d - Metagranodiorite der cogenetischen Randfazies des "Nördlichen Tonalitzuges"; e,f - mittelkörnige Granodiorit-/Granitgneise vom Typus Kainzenkar; g,h - grobkörnige Granodiorit-/Granitgneise vom Typus Roßwandspitze; i - feinkörniger Granodioritgneis vom Typus Popbergkar;

4.5. ZUR GEOCHEMIE DER KALKALKALISCHEN ZENTRALGNEISE DES ZILLERTAL/VENEDIGER UND TUXER KERNS

Die geochemische Charakterisierung der kalkalkalischen Granitoide des Zillertal/Venediger und Tuxer Kerns stützt sich vor allem auf das vorhandene, sehr umfangreiche Datenmaterial. Insgesamt liegen über 100 chemische Haupt- und Spurenelementanalysen vor, die zu einem überwiegenden Teil von Granitoiden aus dem Bereich des Zillertal-/Venedigerkerns stammen (DE VECCHI & MEZZACASA 1986, FINGER & STEYRER 1988 und unpubl., FIMMEL 1990, SCHERMAIER 1991, SCHINDLMAYR 1993). Da von Granitoiden des Tuxer Kerns nur einige wenige Analysen vorlagen, wurden von Granodiorit- und Granitgneisen aus dem Bereich des Zillertalgrundes und Stillupptales (vgl. Kap. 4.1.) acht neue Analysen angefertigt. Zusätzlich standen mir noch unpubl. Datenmaterial von Dr. Finger und Dr. Steyrer zur Verfügung.

In Tab. 11 ist eine Auswahl chemischer Analysen aus dem Bereich des Zillertal Venediger Kerns (Analysen Nr. 34 bis 59) und Tuxer Kerns (Analysen Nr. 60 bis 76) aufgelistet.

Abgesehen von den Dioriten und Gabbros (vgl. Analysen bei DE VECCHI & MEZZACASA 1986) weisen die kalkalkalischen Granitoide des Zillertal-Venediger Kerns SiO_2 Gehalte zwischen 60 und 75 Gew.% auf. Dagegen sind die Granitoide des Tuxer Kerns vorwiegend saurer mit SiO_2 Gehalten von 69 bis 76 Gew.% Innerhalb des Tuxer Kerns besitzen nur die Tonalite des "Nördlichen Tonalitzuges" (Kap. 4.1.1.) intermediäre Zusammensetzung.

Insgesamt liegen alle kalkalkalischen Granitoide des Zillertal Venediger und Tuxer Kerns in den HARKER- Variationsdiagrammen auf gut definierten geochemischen Trendlinien (vgl. Abb. 64), wobei die geochemische Charakteristik beider Suiten bei vergleichbarem SiO_2 bei allen analysierten Elementen weitgehend übereinstimmt.

Von den Hauptelementen zeigen CaO , MgO , TiO_2 , Al_2O_3 und FeO die bei magmatischen Suiten übliche kontinuierliche Abnahme bei steigendem SiO_2 Gehalt. Der für die Kalkalkali-Granitoide des Zillertal-Venediger Kerns charakteristische high- CaO Trend (FINGER et al. 1990) ist also auch für die Kalkalkali-Granitoide des Tuxer Kerns kennzeichnend. Die Gehalte an Na_2O bleiben bei steigendem SiO_2 annähernd konstant. Die K_2O Gehalte nehmen mit steigender Fraktionierung schwach zu.

Bei den Spurenelementen lassen sich in den HARKER-Diagrammen kontinuierliche geochemische Entwicklungstrends ablesen, die im wesentlichen den typisch kalkalkalischen Fraktionierungstrends von vergleichbaren Granitoidserien folgen (z.B. Adamello- oder Rieserferner Pluton). So steigt die Ba-Konzentration mit zunehmendem SiO_2 Gehalt an (von 400 bis knapp über 1000 ppm), während die Rb-Werte annähernd konstant bleiben und bei rund 100 ppm liegen. Bei Sr und Zr beobachtet man mit steigendem Fraktionierungsgrad eine Abnahme der Konzentrationen.

Nach den Klassifizierungsvorschlägen von CHAPPEL & WHITE (1974) und WHITE & CHAPPELL (1983) besitzen alle kalkalkalischen Granitoide des Zillertal/Venediger und Tuxer Kerns I-Typ Charakter. Sowohl im Variationsdiagramm " K_2O gegen Na_2O " wie auch im Diagramm " $\text{Mol Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$ gegen SiO_2 " liegen alle Analysen deutlich innerhalb des I-Typ Bereichs.

Bei den Spurenelement-Diskriminierungsdiagrammen (nach PEARCE et al. 1984, HARRIS et al 1984) kommen praktisch sämtliche Analysen des Zillertal/Venediger und Tuxer Kerns in dem Feld für "volcanic arc granites" zu liegen.

5. DIE A-TYP ZENTRALGNEISE

Im gesamten Bereich des Tauernfensters treten leukokrate Granitgneise auf, die geochemisch etliche Charakteristika von A-Typ Graniten aufweisen (hohes SiO₂, FeO/MgO, Y, sehr niedrige Gehalte an CaO und Sr, vgl. WHALEN et al. 1987). Diese Gesteine treten als unterschiedlich große (permische?) Intrusivkörper innerhalb des Bereichs der I-Typ Granitoide auf (vgl. HAUNSCHMID et al. 1991).

Im westlichen und mittleren Tauernfenster konnten nun folgende Zentralgneis-Typen als A-Typ Zentralgneise identifiziert werden:

- Reichenspitz-Metagranit
- Felbertauern Augengneis
- große Bereiche der Granitgneise der Nördlichen Sulzbachzunge und Habachzunge

Der Metagranit im Bereich der Nördlichen Gfrorenen Wand (Kap. 3.5.1.) im Tuxer Hauptkamm ganz im Westen des Tauernfensters ist als Äquivalent des Reichenspitz-Metagranits aufzufassen.

Seit längerem ist außerdem der sog. K1-Gneis im Bereich der Scheelit-Lagerstätte Mittersill als A-Typ Granit bekannt (vgl. FINGER et al. 1985, STEYRER et al. 1985, FINGER et al. 1987). Der K1-Gneis ist ein sehr saurer, muskovitführender Mikroklin-Orthogneis, der dort innerhalb der Metavulkanite der Habachformation einen wenige 100 Meter großen Intrusivkörper bildet. Es ist anzunehmen, daß die Wolfram-Vererzung in genetischem Zusammenhang mit der Bildung des K1-Gneises steht, wenngleich dies auch von manchen Autoren nach wie vor angezweifelt wird, die ein syngenetisches Modell für die Felbertaler Lagerstätte befürworten, wonach ein primärer Zusammenhang zwischen Wolframmineralisation und dem altpaläozoischen Vulkanismus der Habachformation angenommen wird. (vgl. z.B. HÖLL & MAUCHER).

Bisher ergab eine Rb/Sr Gesamtgesteins-Datierung für den K1-Gneis ein Bildungsalter von 316 ± 10 Mio. Jahren (PESTAL 1983).

Von den übrigen A-Typ Zentralgneisen des mittleren und westlichen Tauernfensters unterscheidet sich der K1-Gneis vor allem geochemisch, wobei in ihm die Nb-Gehalte (50-100 ppm) und auch häufig die Rb-Gehalte (bis 1000 ppm) signifikant höher sind.

Die Trachten der akzessorischen Zirkone zeigen bei allen A-Typ Zentralgneisen überwiegend die Flächenkombination (110 + 101) und (110 + 100 + 101).

Nd Isotopen-Daten (FINGER et al. 1993) zeigen, daß die A-Typ Zentralgneise des Tauernfensters am ehesten auf eine Mischung von Mantel und Krustenmaterial zurückgehen.

5.1. DER REICHENSPITZENGRANIT(GNEIS) (Nr. 11 in Beilage 1)

Dieser Zentralgneistyp ist nach der Reichenspitze (3303m) benannt, welche die höchste Erhebung der Reichenspitzengruppe bildet, die zwischen den Zillertaler Alpen und der Venedigergruppe liegt, und vom Zillergrund im Westen, dem Krimmler Achental im Osten und dem Wildgerlostal im Norden begrenzt wird. Der Name wird erstmals in einem Aufnahmebericht von SCHMIDEGG (1961, A74) erwähnt, der den Reichenspitzengranit dort als ...*"hellen, fast aplitischen Granit"*... beschreibt, ...*"der den mauerartigen Grat zwischen Reichenspitze und Gabler (dem unmittelbar NE anschließenden Gipfel, Anm.) aufbaut"*...und aufgrund seines makroskopischen Aussehens ...*"neben den Venedigertonalit zu stellen ist"* (vgl. auch SCHMIDEGG 1961, S.31).

SCHMIDEGG bezieht sich bei dieser Notiz auf seinen Kartierungskollegen KARL, der ein Jahr zuvor in einem Aufnahmebericht einige 100 Meter ENE der Reichenspitze, nahe der Roßkarscharte (am Übergang vom Wildgerlostal ins Krimmler Achental), innerhalb der "Augen- und Flasergneise" von...*"diskordanten, scharfbegrenzten Kleinintrusionen von Apliten und tonalitähnlichen Aplitgraniten"*... berichtete, die aufgrund ihres Aussehens...*"sehr wahrscheinlich zur Gesteinsfamilie der Tonalitgranite gehören"*... KARL sah in den aplitischen Graniten zugleich die ...*"bisher besten Beweise für das jüngere Alter der Tonalitgranite gegenüber den Augen- und Flasergneisen"*...(KARL 1960, A 46). Eine gewisse Merkwürdigkeit in den Schlußfolgerungen KARLS ist darin zu sehen, daß er die Tatsache des jüngeren Alters der Aplitgranite wiederum als Argument dafür benützte, daß ...*"es sich beim Reichenspitzengranit um eine saure, hybride Ausbildung des Tonalits handelt"*...(KARL 1961, A39).

In den darauf folgenden Jahren berichteten KARL und SCHMIDEGG in Aufnahmeberichten sowohl aus dem Bereich der Venedigergruppe als auch der Reichenspitzengruppe immer wieder von \pm aplitischen Graniten, die oft auch diskordante Kleinintrusionen bildeten und von den Autoren als Äquivalente des Reichenspitzengranits eingestuft wurden (vgl. z.B. KARL 1962 A38, 1964 A27/28, 1966 A30/31; SCHMIDEGG 1963 A52, 1964 A46, 1966 A54). Schließlich findet der Name "Reichenspitzengranit" auch in Aufnahmeberichten aus den Zillertaler Alpen Verwendung (z.B. MORTEANI 1966 A32, RAITH 1968 A44).

Obwohl also der Reichenspitzengranit in Aufnahmeberichten recht häufig erwähnt wurde, ist er kartenmäßig bis dato nur in der geologischen Spezialkarte Blatt 151 Krimml (KARL & SCHMIDEGG Geol. B.-A. 1979) berücksichtigt, wo zahlreiche, meist zehner- oder wenige 100 Meter große Vorkommen von "Aplitgranit des Typus Reichenspitze" erfaßt sind. Dieser Umstand dürfte hauptsächlich darin begründet sein, daß der Reichenspitzengranit lange Zeit nicht genauer petrographisch oder geochemisch bearbeitet und definiert wurde. So steht z.B. dem kartierenden Geologen bis heute keine publizierte Abbildung für den makroskopischen Vergleich mit anderen Aplitgraniten zur Verfügung. Dies führte dazu, daß die Bezeichnung "Reichenspitzengranit" im allgemeinen recht großzügig für oft sehr unterschiedliche \pm aplitische Zentralgneistypen verwendet wurde. Sogar KARL hat manche leukokrate Granit(gneis)vorkommen zunächst als "Aplitgranit vom Typus Reichenspitze" beschrieben, später aber für dieselben Vorkommen diese Bezeichnung ausdrücklich wieder zurückgenommen (vgl. z.B. Aufnahmebericht Verh. Geol. B.-A. 1961 und 1969).

Als Referenzlokalitäten gelten neben der (nicht leicht zugänglichen) Typuslokalität bei der Reichenspitze besonders die Vorkommen westlich der Hölzlahneralm im Krimmler Achental und beim Gamseckfall NW der Berndlalm im Obersulzbachtal (vgl. Geol. Spezialkarte Blatt 151 Krimml, Geol. B.-A. 1979 bzw. Exkursionsführer KARL & SCHMIDEGG 1964 S.5/S.8; MÜLLER 1965, S.500-502). Meine eigenen Untersuchungen beziehen sich auf Gesteinsmaterial der Typuslokalität und der Hölzlahneralm (vgl. Probenliste Kap. 12). Nach REICHERTER (1989, S.15) würde es sich bei dem von KARL & SCHMIDEGG kartierten Vorkommen NW der Berndlalm jedoch

nicht um einen Aplitgranit vom Typus Reichenspitze handeln, sondern um einen feinkörnigen biotitreichen Paragneis der Habachmulde.

Von den Fundpunkten bei der Hölzlalm und der Berndlalm stammt übrigens auch das Probenmaterial für die Rb/Sr Datierung von BESANG et al. (1968, vgl. S.837). Nach REICHERTER stammen die aus dem Bereich der Berndlalm datierten Granitoide jedoch aus Bergsturzmaterial, das seinen Ursprung in den SW gelegenen Felswänden hat, welche der Habachzunge zuzurechnen sind.

Diese Rb/Sr Datierung ergab für den Reichenspitzgranit ein Gesamtgesteinsalter von 282 ± 6 Mio. J. Dieses Ergebnis bedingte zunächst ausführliche Diskussionen (vgl. z.B. RAASE 1972 S.23 ff., THIELE 1974 S.58), da das Alter etwa 40 Mio. J. über jenem lag, welches für die "Augen- und Flasergneise" erzielt wurde (vgl. JÄGER et al. 1969) - und so im Widerspruch zum geologischen Befund stand. Schließlich stand das variszische Alter auch im Widerspruch zur These KARLS, wonach die Aplitgranite Differentiate des (seiner damaligen Meinung nach) alpidischen Venedigertonalits seien.

Besonders die zirkontypologische und geochemische Charakteristik des Reichenspitzgranits, der aufgrund der unten beschriebenen Kriterien als A-Typ Granit zu klassifizieren ist, sprechen aber gegen eine magmengenetische Verknüpfung mit der kalkalkalischen Suite des Zillertal-Venediger und Tuxer Kerns. Bei der Roßkarscharte SE der Reichenspitze (am Übergang vom Wildgerlostal ins Krimmler Tal) kann man außerdem tatsächlich diskordante Intrusionen vom Reichenspitzgranit in den kalkalkalischen Granodioriten des Tuxer Kerns beobachten, welche KARL ursprünglich jedoch zu den "Augen-Flasergneisen" gestellt hat (vgl. Kap. 4.3.).

Das bedeutet, daß die A-Typ Granite vom Typus Reichenspitze nachweislich zu den jüngsten, vermutlich permischen Intrusionen im Tauernbereich gehören (vgl. HAUNSCHMID et al.1991).

5.1.1. Petrographie

Petrographisch ist der Zentralgneis vom Typus Reichenspitze als leukokrater (Aplit)Granit zu klassifizieren (vgl. STRECKEISEN-Diagramm 3 in Abb. 60 bzw. Tab. 10). Petrographische Kurzbeschreibungen vermitteln MÜLLER (1965, S. 500-502) und REICHERTER (1989, S.96/97).

Das Gestein ist meist sehr massig und häufig nahezu regellos körnig. Von feinkörnigen zu mittelkörnigen Varianten bestehen alle Übergänge. Manchmal führt der Reichenspitzgranit typischerweise mehrere mm-große Granate. Stellenweise (z.b. bei der Reichenspitze) ist der Gehalt an Biotit äußerst gering, wobei manchmal nur mehr vereinzelte unregelmäßig verteilte mm-große Biotitbutzen zu sehen sind. KARL erwähnt in Aufnahmeberichten bei manchen Vorkommen (z.B. nahe der mittleren und südlichen Zillerscharte einige 100 Meter S der Reichenspitze, KARL 1964 A27/28) als Besonderheit das Auftreten von Molybdänglanz (!), der als typischer Gemengteil von A-Typ Graniten gilt (vgl. WHALEN 1987).

Das Gefüge des Reichenspitz-Granits ist equigranular. Die Hauptgemengteile Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas bilden in der Regel etwa 95 Vol% des Gesteins.

Tab. 10:

Modalbestand des Zentralgneises vom Typus Reichenspitze

Von zwei eigenen Proben wurde der Modalbestand mittels Auszählen von 2000 Dünnschliffpunkten ermittelt. Von zwei weiteren zur Verfügung stehenden Analysen (REICHERTER 1989) wurde die MESO-Norm (MIELKE & WINKLER 1979) berechnet. Bei allen vier Proben kommt man zu recht ähnlichen Ergebnissen.

Die Probe AS 24/91 wurde im Hinteren Wildgerlostal bei der Reichenspitze entnommen. Die übrigen stammen aus dem Bereich der Hölzlahneralm im Mittleren Krimmler Achenal.

Aufgrund der starken Perthitisierung der Kalifeldspäte wurde bei der MESO-Norm Berechnung ein X_{Kfsp} von 0.20 angenommen.

Probe	Mineral (Vol.%)					
	Kf	Plag	Qu	Bio	Hgl	Akz(Rest)
AS 107/90	32	26	38	3	+	1
AS 24/91	30	29	37	2	+	2
KR 5	33	27	37	2	+	1
KR 12	33	26	36	3	+	2

Makroskopisch am auffälligsten ist der Quarz, der manchmal etwas rauchig ausgebildet ist und in bis zu 5 mm großen Körnern auftritt. Im Dünnschliff ist zu sehen, daß die primärmagmatischen Quarze meist in ein Pflaster von Rekristalliten zerlegt sind, wobei aber manchmal noch der ursprüngliche Kornverband durch die \pm einheitliche optische Orientierung der Subkörner angedeutet wird.

Die Kalifeldspäte sind als \pm hypidiomorphe Mikrokline ausgebildet und häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Ein Charakteristikum ist die sehr ausgeprägte Aderperthitisierung, die manchmal bis 30% der Kornfläche ausfüllt. Auffällig ist auch die häufige wolkige Trübung der Kalifeldspäte. Bereichsweise tritt Schachbrettalbitisierung auf. Relativ häufig sind innerhalb der Kalifeldspäte auch Einschlüsse mit Mikrolithen gefüllter Plagioklase zu beobachten.

Für die primärmagmatischen Plagioklase ist eine polysynthetische Verzwillingung charakteristisch. Schemenhaft ist auch ein ursprünglicher Zonarbau angedeutet, wobei im Korninneren als Entmischungsphase vor allem größere Klinozoisitkörner festzustellen sind, während in den Randbereichen Hellglimmer überwiegt. Dabei kommen auch Rekurrenzen vor.

Kleinere Plagioklase sind an mechanisch stärker beanspruchten Stellen mitunter in ein Haufwerk aus groben rekristallisierten Hellglimmertafeln und Klinozoisiten umgewandelt.

Die meist spärlich auftretenden (\pm chloritisierten) Biotite zeigen einen starken Pleochroismus (nx - blaßgelb; nz - dunkelolivgrün) und sind oft mit zahlreichen kleinen vermutlich hauptsächlich sekundären Titaniten vollgespickt, also alpidisch metamorph.

In manchen Proben tritt Granat recht häufig auf und bildet bis zu mehrere mm große, also schon m.f.A. sichtbare Kornansammlungen. Meist zeigt er idiomorphe Kornquerschnitte wobei auch immer wieder atollartig ausgebildete Kristalle vorkommen.

Akzessorisch tritt auch der sekundäre Klinozoisit/Epidot recht häufig auf, manchmal auch der primäre Orthit, der nicht selten isotropisiert ist.

Als Besonderheit kommt schließlich auch Fluorit in Form von Zwickelfüllungen in bis zu 0,5 mm großen Ansammlungen vor, was auch für den A-Typ Charakter des Reichenspitzegranits spricht.

Weitere Akzessorien sind Zirkon, Apatit, Karbonat und opake Phasen.

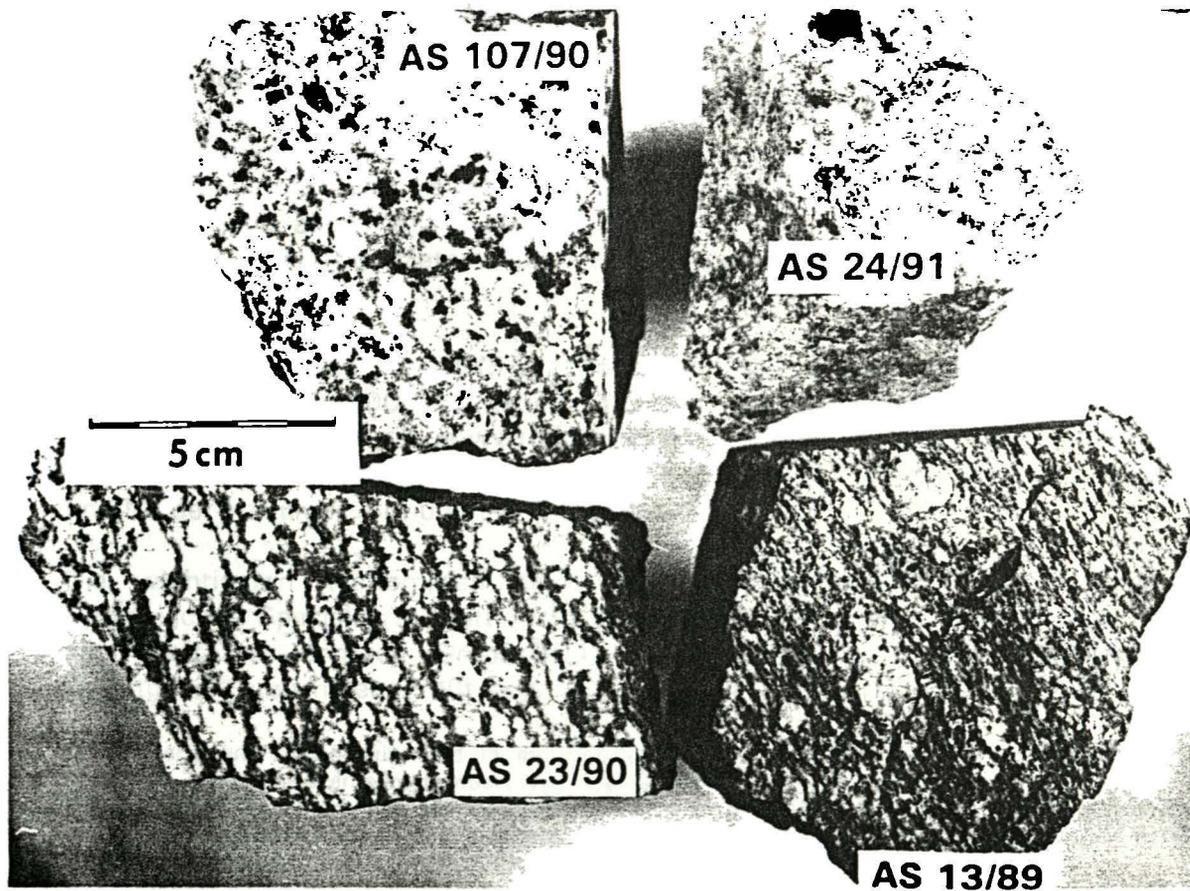


Abb. 54: Die wichtigsten Vertreter der A-Typ Zentralgneise im mittleren und westlichen Tauernfenster. AS 107/90 und AS 24/91 - Metagranit vom Typus Reichenspitze; AS 23/90 - grobkörniger Granitgneis der Nördlichen Sulzbachzunge; AS 13/89 - Felbertauern Augengneis (mit etwas angewitterter Oberfläche); zur genauen Herkunft der Proben siehe Probenliste Kap. 12;

5.2. DER FELBERTAUERN AUGENGNEIS (Nr. 12 in Beilage 1)

Als Typuslokalität dieses Zentralgneistyps (CORNELIUS 1942a), dessen Vorkommen auf die mittleren Hohen Tauern beschränkt ist, gilt die Paßhöhe des Felbertauern, nahe der St. Pöltner Hütte (2481m), am Übergang vom Salzburger Felbertal ins Osttiroler Matreier Tauerntal. Der Felbertauern Augengneis bildet dort an der Deckenbasis der Riffdecke (vgl. auch Kap. 3.10. bzw. FRISCH 1980) eine mehrere Kilometer lange, meist nur wenige 10er Meter mächtige, ungefähr N-S streichende Lamelle (vgl. Beilage 1).

Wie die Kartierungen von FUCHS (1958, vgl. Geol. Karte des Gebietes Granatspitz-Großvenediger, 1:25000) ergaben, treten auch besonders unmittelbar SW des Granatspitzkerns noch einige weitere, höchstens wenige hundert Meter mächtige Körper von Felbertauern Augengneis auf. Am ausgedehntesten sind dabei die Vorkommen N und NE der Hauptmer Alm und am Brochetkopf.

Die wichtigsten Vorkommen des Felbertauern Augengneises sind auch in der Geologischen Spezialkarte Blatt 152 Matrei/Osttirol (Geol. B.-A. 1987) erfaßt, wobei sie aber dort mit anderen Granitoiden unter dem Namen "Alkalifeldspatführende Granitgneis" zusammengefaßt sind.

Der Felbertauern Augengneis wird in der Spezialkarte der Bundesanstalt als "Ausläufer" des Zillertal-Venediger Zentralgneiskerns interpretiert (vgl. PESTAL 1987).

Insgesamt bestehen nach wie vor Differenzen, was die Korrelation der Riffdeckengranitoide mit den viel größeren Zentralgneismassen des Zillertaler und Tuxer Kerns sowie des Granatspitzkerns betrifft (vgl. ausführliche Diskussion bei SCHERMAIER 1990, 1991).

Im Gegensatz zu FRANK et al. (1987b) sehen etwa FRISCH & RAAB (1987) - übrigens den Auffassungen von FUCHS (1958) folgend - nur im leukogranodioritischen Zentralgneis der Weißeneck-Dichtenseezunge einen Ausläufer des Venedigerkerns, während der Felbertauern Augengneis als tektonische Abspaltung des Granatspitzkerns bzw. der Habachzunge anzusehen sei, welcher an der Deckenbasis der Riffdecke eingeschuppt wurde (vgl. RAAB 1983, FRISCH & RAAB 1987).

WINKLER et al. (1990) ordnen den Felbertauern Augengneis aufgrund zirkontypologischer Untersuchungen altersmäßig dem östlichen Teil der Habachzunge zu. Die übrigen Riffdeckengranitoide wären demgegenüber älter und mit den Sulzbachzungen und dem westlichen Teil der Habachzunge zu parallelisieren.

Die petrographischen, zirkontypologischen und geochemischen Daten weisen den Augengneis vom Typus Felbertauern als Zentralgneis mit A-Typ Charakter aus. Die gute Übereinstimmung mit anderen A-Typ Zentralgneisen, bei denen ein junges (permisches) Intrusionsalter nachzuweisen ist (vgl. auch HAUNSCHMID et al. 1991, HAUNSCHMID 1993), spricht dafür, auch den Felbertauern Augengneis unter die jüngsten Granitoide des Tauernbereichs einzuordnen. Dennoch fehlen bislang Geländebefunde, die ein relativ jüngeres Alter gegenüber den kalibetonten Granitoiden der Riffdecke sowie den Tonaliten und Granodioriten der Zillertal-Venediger und Tuxer Suite belegen würden.

Eine Einstufung als permische Intrusion bringt für die Tektonik des mittleren Tauernfensters entscheidende Konsequenzen mit sich, da in diesem Fall für die den Baustil des Mittleren Tauernfensters prägenden Vorgänge ein alpidisches Alter zu fordern wäre, d.h. also auch die Riffdecke eine alpidische Struktur darstellen würde (im Gegensatz zur These von FRISCH 1977, 1980). Andernfalls ist die extreme Deformation des Felbertauern Augengneises wohl nicht zu erklären, es sei denn, man läßt die Möglichkeit eines permischen Deckenbaus im Variszikum der Hohen Tauern offen, wie er für Teile des Variszikums in den Westalpen bereits nachgewiesen werden konnte (vgl. MERCOLLI & OBERHÄNSLI 1988).

5.2.1. Petrographie

Petrographische Beschreibungen des Felbertauern Augengneises vermitteln FUCHS (1958, S.213), RAAB (1983, S.25/26) und GRITZ (1990, S.26-29). GRITZ (1990) faßte die verschiedenen Vorkommen des Felbertauern Augengneises unter dem Namen "Orthogneise der Riffdecke" zusammen.

Der Felbertauern Augengneis ist als leukokrater, mittel- bis grobkörniger porphyrischer Orthogneis entwickelt, der oft cm große, meist augig deformierte Kalifeldspat-Einsprenglinge führt (Abb. 54). Auf den prinzipiell magmatischen Charakter der cm-großen Kalifeldspäte im Felbertauern Augengneis wies erstmals FRASL (1955) hin.

Die petrographische Klassifizierung stützt sich auf MESONORM-Berechnungen (MIELKE & WINKLER 1979) der fünf vorhandenen chemischen Analysen. Demnach besitzt der Felbertauern Augengneis immer granitische Zusammensetzung (vgl. auch STRECKEISEN-Diagramm 3 in Abb. 60). Der Biotit-Gehalt beträgt 6 bis 11 Vol.%.

Der mikroskopische Befund bestätigt, daß der gesamte Mineralbestand kräftig rekristallisiert ist und somit wenige Aussagen über den ursprünglich magmatischen Charakter zuläßt. Nur bei den größeren Kalifeldspat-Einsprenglingen ist häufiger noch ein primärmagmatischer Charakter überzeugend, wobei zumindest die signifikante Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz in vielen Fällen nachzuweisen ist. Offensichtlich lagen aber auch die Quarze ursprünglich in mehreren mm großen, primärmagmatischen Körnern vor.

Bei den Plagioklasen ist durch die vollständige Rekristallisation nur mehr selten ein zusammenhängender Kornbestand mit einer manchmal schemenhaft ausgebildeten polysynthetischen Verzwilligung zu erkennen. Zahlreiche Scherbahnen verleihen dem Gefüge einen lagig-streifigen Charakter.

Biotit kommt in langen, ausgewalzten Zügen dünntafeliger Scheiter vor, wobei er durch die mechanische Beanspruchung oft weitgehend zu Hellglimmer umkristallisiert bzw. vielfach auch \pm chloritisiert ist.

Akzessorisch kommen Titanit, Orthit (mit Klinozoisit/Epidot-Saum), Apatite, Klinozoisite, Zirkon und opake Phasen vor.

5.3. DER ZENTRALGNEIS DER NÖRDLICHEN SULZBACHZUNGE**(Nördl. Randbereich) UND DER HABACHZUNGE (Östlicher Teil)**

(Nr. 13 in Beilage 1)

Die bislang ausführlichsten Studien in diesem Bereich der Zentralgneise gehen auf KÖLBL (1932), CORNELIUS (1944) und FRASL (1953) zurück. Seit den Kartierungen von KARL (vgl. KARL 1959, Aufnahmsberichte 1953-1969 bzw. Geol. Spezialkarten Blatt 151 Krimml und Blatt 152 Matrei/Osttirol 1:50000) gelten die Zentralgneise der Nördlichen Sulzbachzunge und Habachzunge als typischer Bestandteil der "Augen- und Flasergneis"-Gruppe.

Erst mit den Arbeiten von REICHERTER (1989) und WINKLER et al. (1990) wurde deutlich, daß sich der Nordbereich der Nördlichen Sulzbachzunge und das Ostende der Habachzunge petrographisch, zirkontypologisch und geochemisch von der Hauptmasse der "Augen- und Flasergneise" (sensu KARL 1959) des Tuxer Kerns (Kap. 4.4.) unterscheidet. Während nämlich die kalkalkalischen Zentralgneise des Tuxer Kerns hauptsächlich granodioritische bis granitische Zusammensetzung besitzen und als I-Typ Suite zu klassifizieren sind, besitzen die Zentralgneise der Nördlichen Sulzbachzunge und der Habachzunge praktisch ausschließlich granitische Zusammensetzung und sind geochemisch als Granitoide mit A-Typ Charakter einzustufen. Auch in der Zirkontypologie bestehen deutliche Unterschiede zu den I-Typ Granitoiden des Tuxer Kerns (Kap. 4.4.) bzw. der Südlichen Sulzbachzunge (Kap. 3.8.).

5.3.1. Petrographie

Gewöhnlich sind die Zentralgneise als leukokrate, \pm porphyrische Augengneise ausgebildet (vgl. Abb. 54), nur bereichsweise (z.B. Fazenwand/Habachtal) liegen sie als Metagranite vor, die makroskopisch keine Kornregelung erkennen lassen.

Zur petrographischen Klassifizierung wurde von den sechs vorhandenen chemischen Analysen (STEYRER 1982, FINGER & STEYRER 1988 und unpubl., VON QUADT 1985, REICHERTER 1989) der MESO-normative Mineralbestand ermittelt. Im STRECKEISEN-Diagramm (vgl. Abb. 60) plotten mit Ausnahme einer Probe alle ungefähr in die Mitte des Granitfeldes. Der MESO-normative Biotit-Gehalt beträgt gewöhnlich 2 bis 6 Vol.%.

Eine sehr ausführliche Beschreibung der mikroskopischen Kennzeichen der Granitgneise der Nördlichen Sulzbachzunge vermitteln JÄGER et al. (1969, S.256-258). Auch bei FRASL (1953, S.181 ff.), STEYRER (1982, S.100 ff.) und REICHERTER (1989, S.15/16 bzw. S.97) werden die petrographischen Merkmale der Granitgneise der Nördlichen Sulzbachzunge und Habachzunge behandelt.

Als Besonderheit möchte ich das akzessorische Auftreten von Fluorit erwähnen, der relativ häufig in bis 0,5 mm großen xenomorphen Aggregaten auftritt und auch im Schwermineralkonzentrat der nicht-magnetischen Fraktion auffällt.

5.4. DIE ZIRKONTYPOLOGIE DER ZENTRALGNEISE MIT A-TYP CHARAKTER

Die ersten zirkontypologischen Untersuchungen dieser Zentralgneise im mittleren und westlichen Tauernfenster gingen von der Arbeitsgruppe Frisch der Universität Tübingen aus. In der Diplomarbeit von REICHERTER (1989) und der Dissertation von WINKLER (in Vorber., vgl. WINKLER et al. 1990) wurde das Zirkontrachtspektrum der wichtigsten Vertreter dieser Zentralgneisgruppe nach der Methode von PUPIN (1980) ausgewertet und charakterisiert. Für ergänzende Untersuchungen habe ich von diesen Zentralgneisen für die vorliegende Arbeit ebenfalls Zirkonstreupräparate angefertigt und eingehend bearbeitet.

Die Ergebnisse der statistischen Trachtauswertung nach PUPIN (1980) sind in Abb. 55 zusammengestellt. Die Häufigkeitsmaxima der Zirkonpopulationen bei den Zentralgneisen mit A-Typ Charakter liegen hauptsächlich in der rechten Hälfte des PUPIN-Diagramms. Man sieht, daß besonders häufig Zirkone vorkommen, bei denen die (101) Pyramide sehr groß ist, während die (211) Pyramide nur untergeordnet oder gar nicht ausgebildet ist. Bei den Prismenflächen ist das (100) Prisma durchschnittlich ebenso groß entwickelt wie das (110) Prisma.

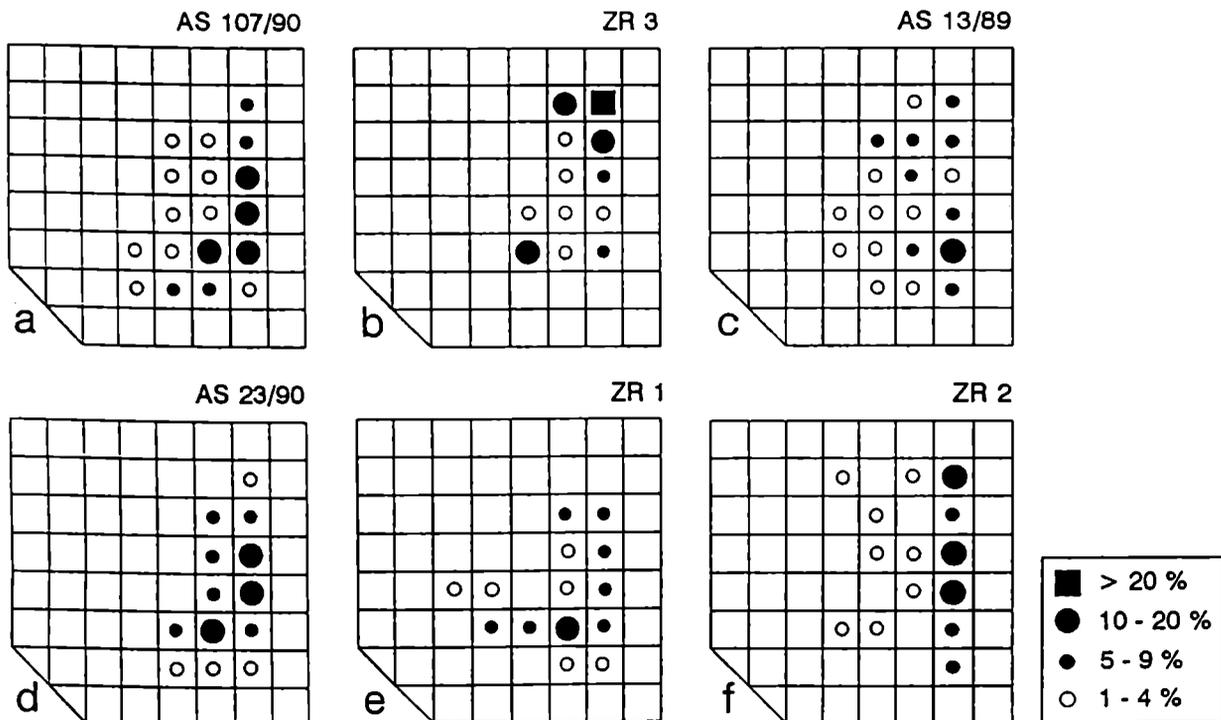
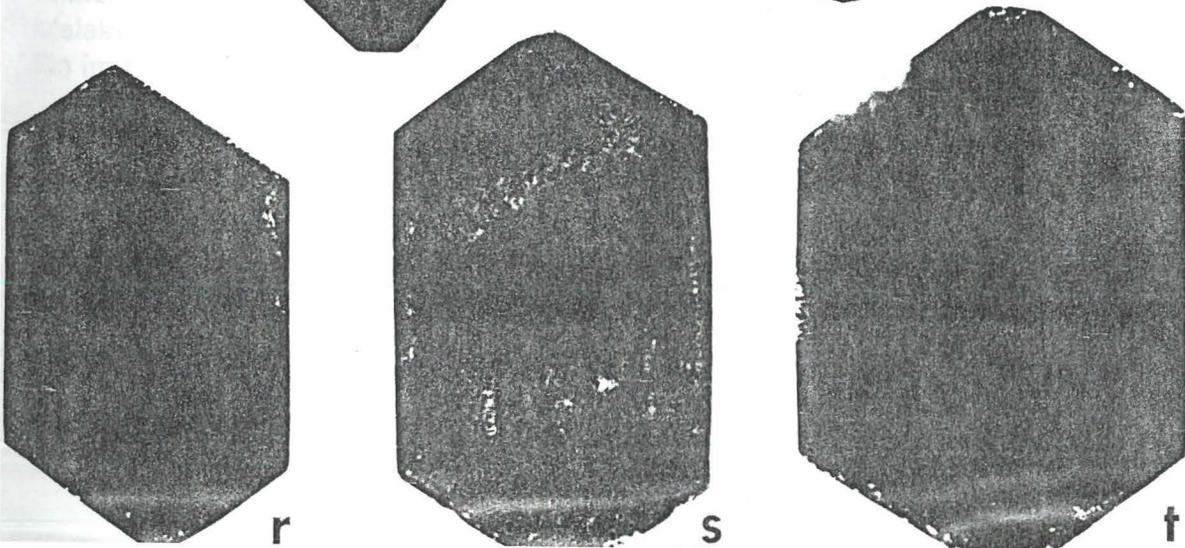
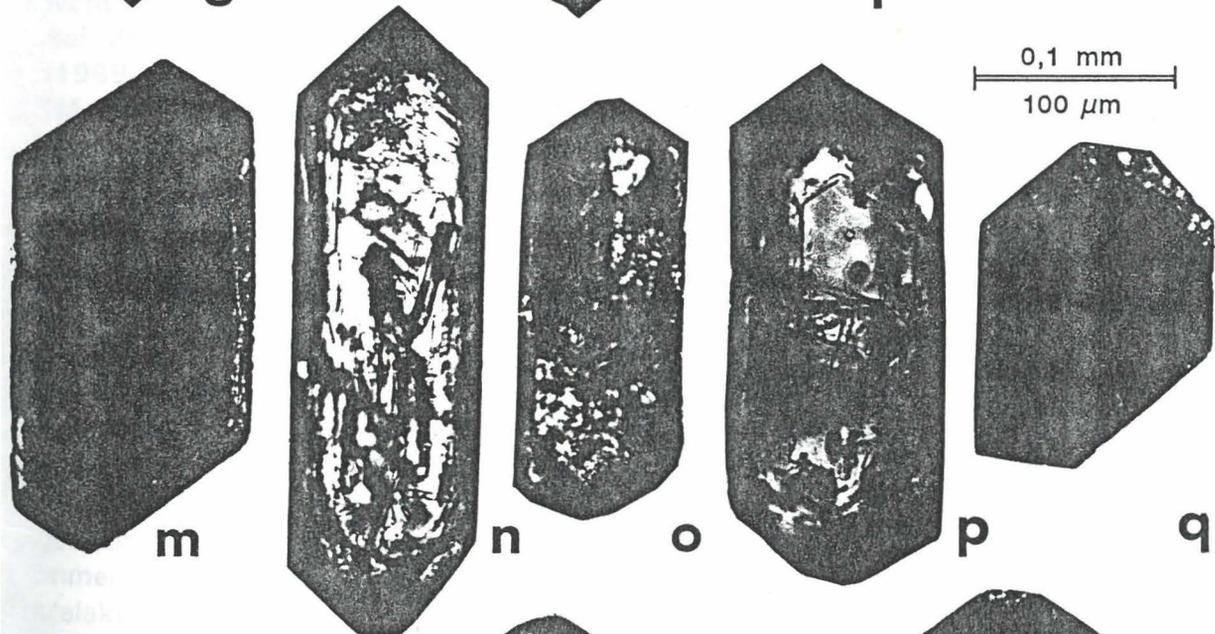
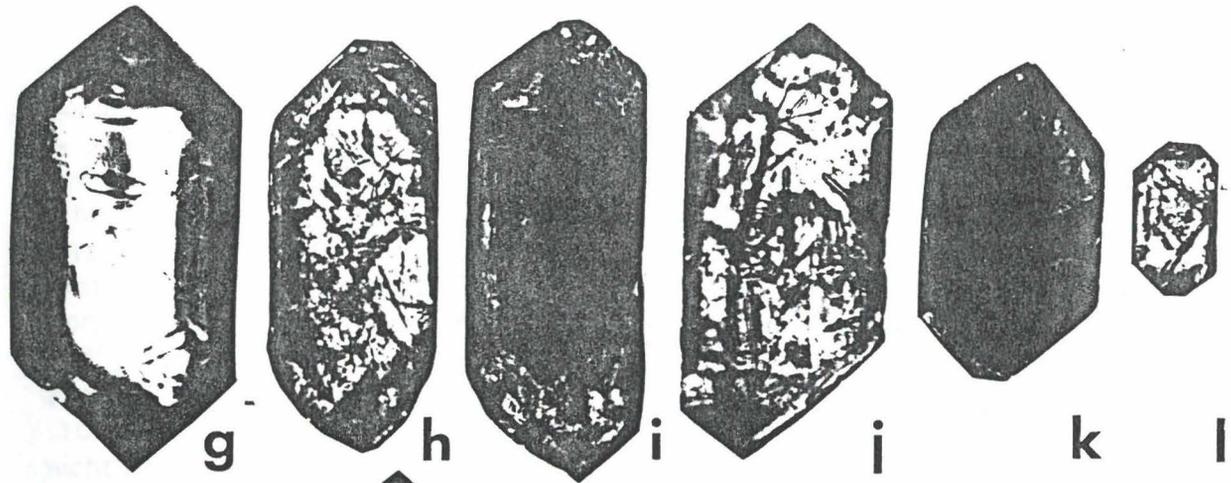
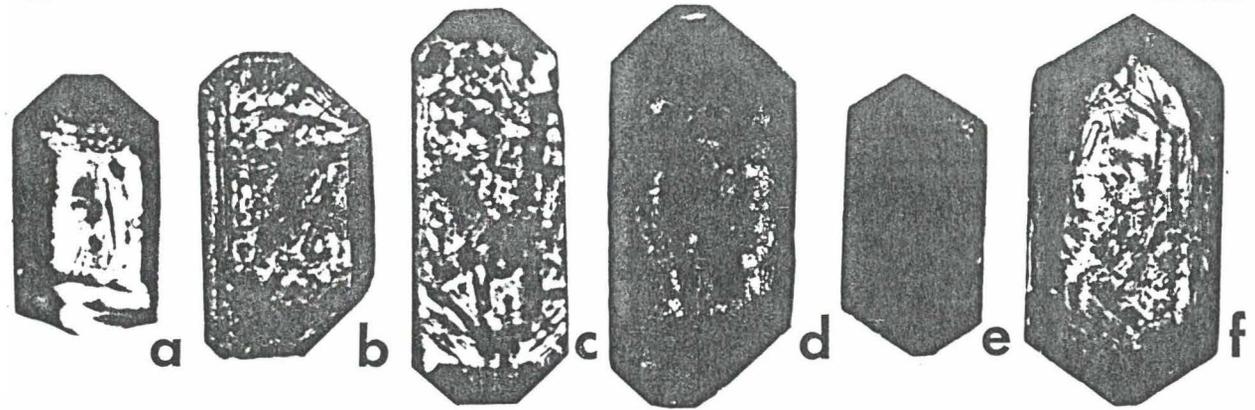


Abb. 55: Ergebnisse der statistischen Trachtauswertung von Zirkonen der A-Typ Zentralgneise des mittleren und westlichen Tauernfensters nach der Methode von PUPIN (1980). ZR-Proben nach REICHERTER 1989. a,b - Reichenspitz-Metagranit; c - Felbertauern Augengneis; d,e - Nördliche Sulzbachzunge; f - Habachzunge; zur genauen Herkunft der Proben siehe Probenliste Kap. 12 bzw. REICHERTER 1989;

Abb.56: Repräsentative Auswahl von akzessorischen Zirkonen des Reichenspitz-Metagranits (a-p) und des Metagranits vom Typus Nördliche Gflorene Wand (q-t, AS 13/91). Die Zirkone a-h stammen aus der Probe AS 102/90, die Zirkone i-p aus AS 107/90. Vergrößerung 200x. ▶



In Abb. 63 sind die errechneten "mean-points" der einzelnen Zirkonpopulationen dargestellt. Zusätzlich zu den Ergebnissen von REICHERTER (1989) und den eigenen Daten wurden auch 14 "mean-points" von A-Typ Zentralgneisen des mittleren Tauernfensters aus der Arbeit von WINKLER et al. (1990) eingetragen. Abgesehen von drei Proben aus dem Randbereich der Nördlichen Sulzbachzunge, die als solche bestimmt diesem Bereich zuzuweisen sind, handelt es sich dabei um Ergebnisse von Probenmaterial der östlichen Habachzunge und des Felbertauern-Augengneises, wobei diesbezüglich aus den Angaben der Arbeit jedoch nicht hervorgeht, welcher der elf "mean-points", die alle äußerst weit rechts im PUPIN-Diagramm liegen, welchem Gestein entspricht.

5.4.1. Zentralgneis vom Typus Reichenspitze

Vom Reichenspitze-Metagranit wurden mehrere Zirkon-Steupräparate bearbeitet, die hauptsächlich von Probenmaterial der Hölzlahneralm im Krimmler Achenal angefertigt wurden. Bei zwei Proben der Typuslokalität nahe der Reichenspitze, wo der Zentralgneis recht aplitisch ist, konnten keine Zirkone gewonnen werden.

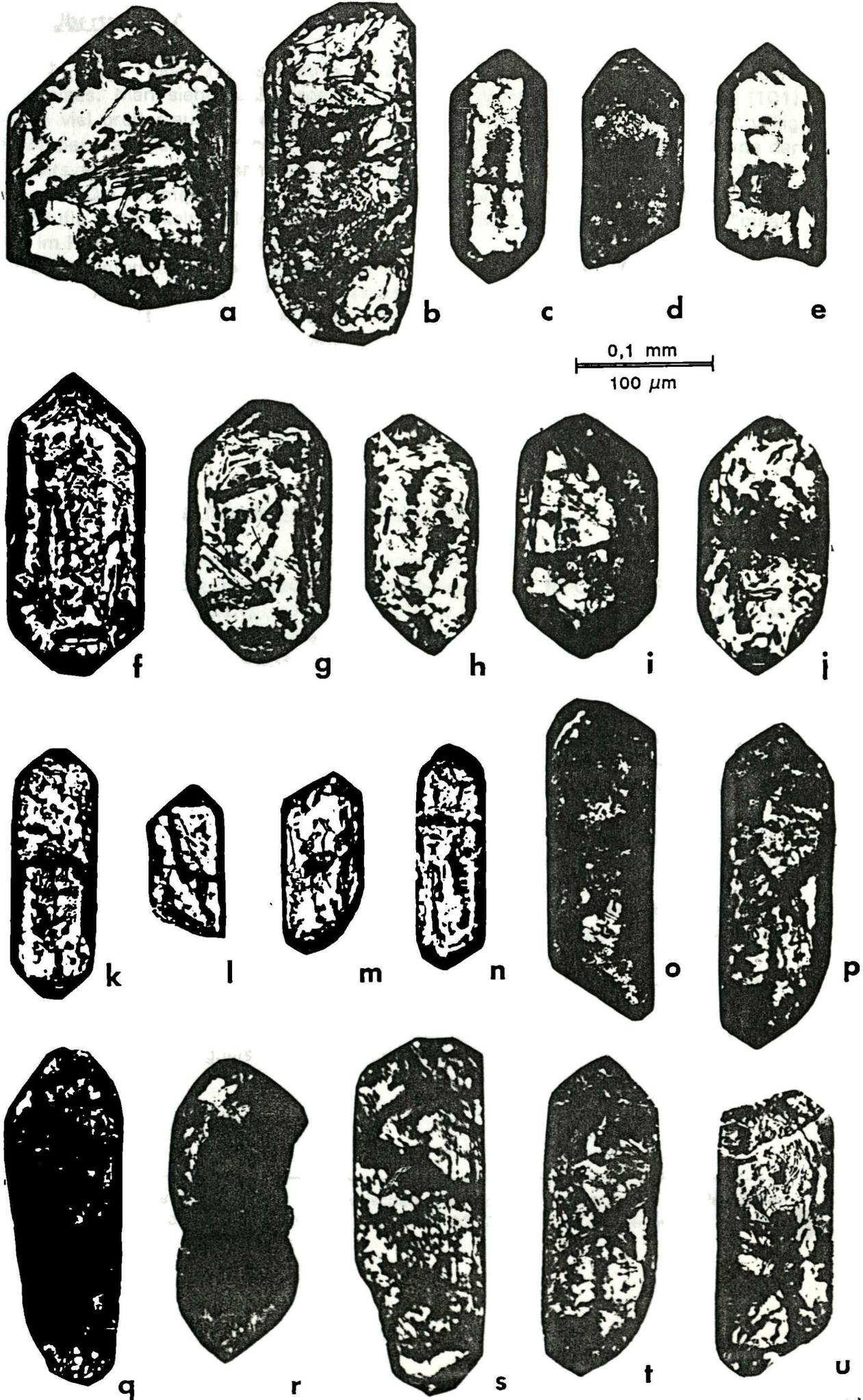
Abb. 56 (a-p) zeigt eine repräsentative Auswahl von Zirkonen wie sie im Aplitgranit vom Typus Reichenspitze besonders häufig vorkommen. In Abb. 55a ist das Ergebnis einer statistischen Trachtauswertung nach der Methode von PUPIN (1980) zu sehen. Bei den von mir bearbeiteten Proben kommen insgesamt häufiger Zirkone vor, bei denen das (100) Prisma größer entwickelt ist als das (110) Prisma, bzw. beide Prismenflächen in etwa auch gleich groß ausgebildet sind. Bei den Kristallen mit recht groß entwickeltem (100) Prisma kommen auch auffallend oft tafelige Individuen vor, wobei die Zirkone nicht selten keilförmige Kristallenden besitzen (vgl. Abb. 56 a,b,c,d,h,l,n).

Bei der zirkontypologischen Auswertung des Reichenspitzegranits von REICHERTER (1989) liegt das Häufigkeitsmaximum der Zirkontrachten bei Kristallen, die die Flächenkombination (110) + (101) besitzen (vgl. Abb. 55b). Zirkone mit sehr groß ausgebildetem (100) Prisma konnte REICHERTER offensichtlich nicht feststellen. Das bedingt, daß auch der "mean-point" der Zirkonpopulation des Reichenspitzegranits bei REICHERTER im rechten oberen Quadranten des PUPIN-Diagramms zu liegen kommt, während bei der eigenen Auswertung ein "mean-point" ermittelt wurde, der im rechten unteren Quadranten des PUPIN-Diagramms liegt (vgl. Abb. 63). Was die der Häufigkeitsverteilung der Pyramidenflächen (211) und (101) betrifft stimmen beide Auswertungen Überein, wobei eine bevorzugte Ausbildung der (101) Pyramide gegenüber der (211) Pyramide festzustellen ist.

Die Zirkone im Reichenspitze-Metagranit sind gewöhnlich idiomorph und scharfkantig, vollkommen klar durchsichtige Kristalle aber selten. Die Zirkone sind meistens durch eine auf verschiedene Art und Weise angeordnete, dunkel erscheinende Substanz getrübt, deren Entstehung vermutlich durch Prozesse der Metamiktisierung bedingt ist. Immer wieder kommen auch Zirkone vor, die vollkommen metamikt sind und als Malakone vorliegen (vgl. e,l,k,m).

Ein im Lichtmikroskop erkennbarer Zonarbau tritt nicht sehr häufig auf.

Abb. 57: Repräsentative Auswahl von akzessorischen Zirkonen des Felbertauern-Augengneises (AS 13/89). Vergrößerung 200x. 



5.4.2. Felbertauern Augengneis

Abb. 57 zeigt eine repräsentative Auswahl von Zirkonen des Felbertauern Augengneises. Man sieht, daß insgesamt Zirkone überwiegen, bei denen die (101) Pyramide viel größer ausgebildet ist als die (211) Pyramide, die oft auch sogar völlig fehlt. Bei der statistischen Trachtauswertung nach PUPIN (1980) liegen die Maxima der Häufigkeitsverteilung praktisch ausschließlich in der rechten Hälfte des PUPIN-Diagramms. Die Prismenflächen (100) und (110) Fläche sind durchschnittlich in etwa gleich häufig entwickelt (vgl. Abb. 55c bzw. auch die Lage des errechneten "mean-points" im PUPIN Diagramm Abb. 63).

Die starke Deformation des Felbertauern-Augengneises hatte offensichtlich auch verändernde Auswirkungen auf die akzessorischen Zirkone, da sehr viele Kristalle zerbrochen sind, intensiv metamikt sind (d,o,p,t,u) und oft auch durch Anlösungs- und Korrosionsvorgänge bis nahe zur Unkenntlichkeit verändert wurden (vgl. q,r,s).

Die Kristalle sind überhaupt oft etwas zugerundet und meist intern stark gerübt, was ebenfalls auf die starke Auswalzung des Granits unter metamorphen Bedingungen zurückzuführen sein könnte. Scharfkantige und klar durchsichtige Kristalle sind äußerst selten zu beobachten.

5.4.3. Zentralgneis der Nördlichen Sulzbachzunge

Abb. 55 e,f zeigt die Ergebnisse der zirkontypologischen Auswertung des Zentralgneises der Nördlichen Sulzbachzunge und der Habachzunge von REICHERTER (1989). Zur stichprobenartigen Überprüfung und Ergänzung habe auch ich einige Streupräparate vom Zentralgneis der Nördlichen Sulzbachzunge angefertigt.

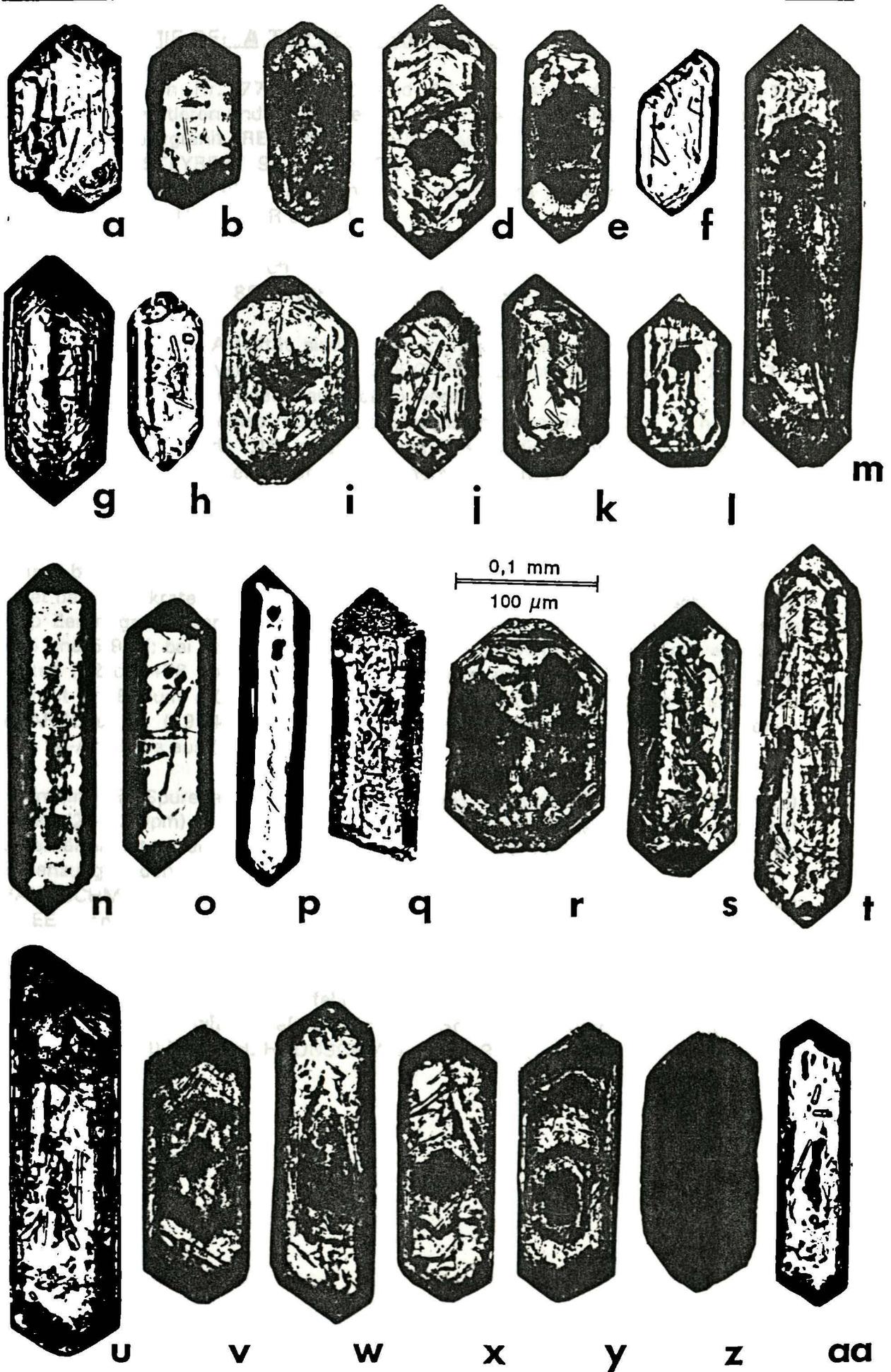
Die statistischen Trachtauswertungen nach PUPIN (1980) zeigen, daß die Trachtausbildung der Zirkone in allen drei Proben in etwa übereinstimmt (Abb. 55 d-f). Es überwiegen überall Zirkone mit groß ausgebildeter (101) Pyramide, während die "steile" (211) Pyramidenfläche weitgehend zurücktritt. Bei der Ausbildung der Prismenflächen kommen alle Übergänge von einem groß entwickelten (100) Prisma bis zum ausschließlichen Vorhandensein des (110) Prismas vor. Die "mean-points" der untersuchten Proben sind Abb. 63 zu entnehmen.

Abb. 58 zeigt einen repräsentativen Querschnitt der akzessorischen Zirkone, wie sie im Zentralgneis der Nördlichen Sulzbachzunge typisch sind. Besonders bei Kristallen mit große ausgebildetem (100) Prisma überwiegen gedrungene Formen, während mit zunehmender Entwicklung des (110) Prismas die Zirkone offensichtlich insgesamt elongierter sind. Bei Zirkonen mit sehr großem (100) Prisma kommen oft an einem oder beiden Kristallenden walmdachförmige Abschlüsse vor (e,h,k,l,r,s).

Einschlüsse von Mikrolithen kommen sehr häufig vor (bes. Apatit), viele Kristalle sind im Inneren auch gerübt oder metamikt.

Ein im Lichtmikroskop erkennbarer Zonarbau (d,g,r,t,v,x,y) kommt häufiger vor als bei den übrigen A-Typ Zentralgneisen des westlichen Tauernfensters.

Abb. 58: Repräsentative Auswahl von akzessorischen Zirkonen des Granitgneises der Nördlichen Sulzbachzunge. Die Zirkone a-p stammen aus der Probe AS 23/90, die übrigen aus AS 108/90; Vergrößerung 200x.



5.5. ZUR GEOCHEMIE DER A-TYP ZENTRALGNEISE

In Tab. 11 (Analysen Nr. 77 bis 90) sind 14 chemische Analysen von A-Typ Zentralgneisen des mittleren und westlichen Tauernfensters aufgelistet. Davon betreffen zwei den Reichenspitzgranit (REICHERTER 1989), sechs die Nördliche Sulzbachzunge und Habachzunge (STEYRER 1982, VON QUADT 1985, FINGER & STEYRER 1988, REICHERTER 1989) sowie fünf Analysen den Felbertauern Augengneis (RAAB 1983, FINGER et al. 1993, SCHERMAIER unpubl.).

Das Auftreten von variszischen Granitoiden mit einer starken geochemischen Intraplattenkomponente im Bereich des Tauernfensters wurde erstmals von FINGER et al. 1985, 1987b, VAVRA 1989, WINKLER et al. 1990 und HAUNSCHMID et al. 1991 diskutiert.

Die Granitoide mit A-Typ Affinität sind typischerweise sehr sauer (71,18 bis 76,74 Gew.% SiO₂). Bei der Analyse D 136 von STEYRER 1982 ist die Zuweisung als A-Typ Granit unsicher, da keine Spurenelementanalytik vorliegt.

Trotzdem die A-Typ Granitgneise recht sauer sind, ist das molare A/CNK Verhältnis mit Werten zwischen 0,98 und 1,10 moderat, womit sich die A-Typ Zentralgneise des mittleren und westlichen Tauernfensters besonders deutlich von den ähnlich sauren S-Typ Graniten des Granatspitzkerns unterscheiden.

Bei den Hauptelementen sind neben den hohen SiO₂ Gehalten vor allem die sehr niedrigen CaO Gehalte (zwischen 0,48 und 1,65 Gew.%) und hohen FeO/MgO Verhältnisse bemerkenswert (vgl. HARKER Diagramme Abb. 64).

Gegenüber den leukokraten I-Typ Granitoiden (etwa des Tuxer Kerns) unterscheiden sich die A-Typ Zentralgneise vor allem in den außergewöhnlich hohen Rb/Sr Verhältnissen (zw. 1,05 und 5,93 !; bei den I-Typen meist < 0,5) und weiters in den viel niedrigeren Ba-Gehalten (92 bis 478 ppm, bei den sauren I-Typen zwischen 700 und 1500 ppm). Diese Armut an Barium drückt sich in den HORG-normierten Spurenelementmustern nach PEARCE et al. (1984) in einer für die A-Typ Zentralgneise charakteristischen negativen Ba-Anomalie aus (vgl. Abb. 66 und 67).

Im übrigen sind die Spurenelemente Th (25-40 ppm), Uran (8-15 ppm), Ta (2-3 ppm) und Yttrium (24-62 ppm) in den A-Typ Zentralgneisen deutlich angereichert. Neben dem A/CNK Verhältnis ist es die Anreicherung an diesen Spurenelementen, die am ehesten eine Abgrenzung zu den S-Typ Graniten des Granatspitzkerns ermöglicht.

Nach HAUNSCHMID et al. (1991) zeigen die A-Typ Zentralgneise auch bei den Seltenen Erden (REE) ganz charakteristische Verteilungsmuster, die sich besonders in einer erheblichen Anreicherung an den Schweren Seltenen Erden (HREE) ausdrücken. Gegenüber den I-Typ Zentralgneisen ist auch eine stark negative Eu-Anomalie bemerkenswert, welche den I-Typen fehlt. Als markantes Unterscheidungsmerkmal zu den I-Typ Zentralgneisen gilt schließlich auch das Sm_{Ch}/Nd_{Ch} Verhältnis, welches bei den A-Typen über 1 (!) liegt (vgl. HAUNSCHMID et al. 1991).

6. DIE MODALE ZUSAMMENSETZUNG DER ZENTRALGNEISE IM WESTLICHEN UND MITTLEREN TAUERNFENSTER - Zusammenschau

Bei der petrographischen Klassifikation der Zentralgneise ist zu bemerken, daß die ursprüngliche mineralogische Zusammensetzung der Zentralgneise, also das granitoide Edukt bei der alpidischen Metamorphose je nach Druck- und Temperaturbedingungen verändert und angepaßt wurde. Zahlreiche mikroskopische und chemische Detailbearbeitungen informieren über die Phasenumwandlungen, Mineralneubildungen und Rekristallisation der Zentralgneise durch die alpidische Metamorphose (z.B. CHRISTA 1931, BIANCHI 1934, PREY 1937, KARL 1959; FRASL & FRANK 1966, RAITH 1969, 1970, 1971, MORTEANI 1971, RAASE 1972, ACKERMAND & KARL 1972, MORTEANI & RAASE 1974, ACKERMAND et al. 1978).

Neben den mineralogischen Veränderungen sind bei der Modalanalyse der Zentralgneise auch die mehr oder minder ausgeprägten strukturellen Umbildungen des ursprünglich magmatischen Korngefüges ins Kalkül zu ziehen. Diese Umstände und die Tatsache, daß sehr viele Zentralgneistypen überdies recht grobkörnig sind, schränken den Einsatz der mikroskopischen Integration zu einer vernünftigen Ermittlung des Modalbestands der Tauernzentralgneise erheblich ein (vgl. auch HOLUB 1988).

In diesem Fall bietet sich als brauchbare Alternative die normative Berechnung des modalen Mineralbestandes aus der chemischen Analyse an. Insgesamt wurde aus etwa 200 zur Verfügung stehenden Analysen von Zentralgneisen des mittleren und westlichen Tauernfensters mit Hilfe des für granitoide Gesteine besonders geeigneten MESONORM Programms (MIELKE & WINKLER 1979) quantitativ der normative Modalbestand ermittelt. Zusätzlich wurde der Datensatz durch zahlreiche optisch ermittelte Modalbestände aus der Literatur (z.B. MORTEANI 1971, RAASE 1972, SCHINDLMAYR 1993) und eigene Bearbeitungen ergänzt. Im allgemeinen konnte die Verlässlichkeit der übernommenen Daten zumindest stichprobenartig durch eigene chemische Analysen und optische Punktzählungen überprüft werden. Dabei erwiesen sich beispielsweise die geochemischen Analyseergebnisse von PROSSER (1975), als auch die optisch ermittelten Modalbestände von RAITH (1971) nur zu einem geringen Teil als reproduzierbar und wurden deshalb nicht verwertet. Bei den Daten von RAITH dürfte diese Abweichung vor allem auf die Grobkörnigkeit der Zentralgneise (i. a. grobkörnige "Augen- und Flasergneise") in dessen Arbeitsgebiet zurückzuführen sein, bei der die optische Integration des Modalbestands nicht mehr zielführend ist und zu einer unrealistisch großen modalen Streubreite der "Augen- und Flasergneise" führt.

Das Quarz - Feldspat Verhältnis der ermittelten Modalbestände der Zentralgneise des westlichen und mittleren Tauernfensters wurde nach der Methode von STRECKEISEN (1967) klassifiziert. Wie Abb. 59 zeigt, treten innerhalb der Zentralgneise besonders Tonalite, Granodiorite und Granite auf. Mengenmäßig untergeordnet kommen auch Diorite, Monzo(quarz)diorite und Monzonite vor. Syenitische Zentralgneisvarianten konnten bislang im westlichen Tauernfenster - im Gegensatz zum östlichen Tauernfenster (vgl. HAUNSCHMID 1993) - nicht nachgewiesen werden. Die von BIANCHI (1934, S. 21ff.) unter der Bezeichnung "ortogneiss granosienitici e sienitici" angeführten Zentralgneise sind MESONORM-Berechnungen zufolge als Monzo(quarz)diorite und Monzonite zu klassifizieren. BIANCHI selbst gibt auch an, daß der Plagioklas in diesen quarzarmen und biotitreichen Gneisen gegenüber dem Kalifeldspat überwiegt, was gegen die Bezeichnung Syenit spricht.

Neben der systematischen Klassifikation einzelner Zentralgneistypen ermöglicht das STRECKEISEN-Diagramm überdies die Unterscheidung einzelner granitischer Suiten samt

ihren intermediären und basischen Pendanten (vgl. LAMEYRE & BOWDEN 1982), also die Identifizierung magmatischer Entwicklungstrends innerhalb der Zentralgneise (vgl. 1,2,3 in Abb. 59 und 60).

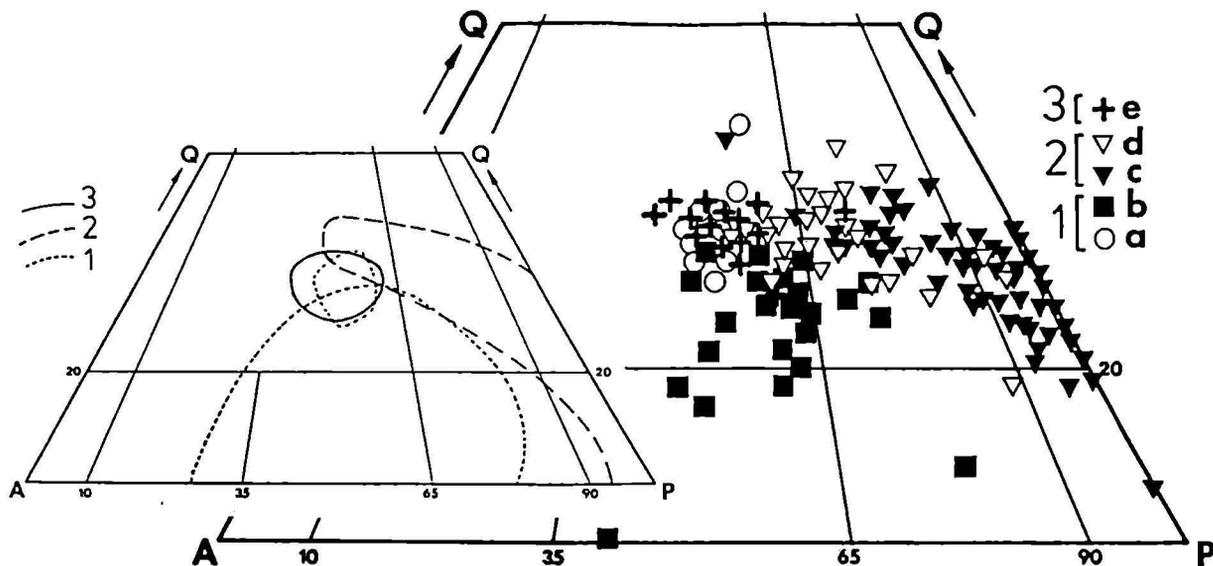


Abb. 59: Übersicht über die modale Zusammensetzung der drei Zentralgneis-Generationen im mittleren und westlichen Tauernfenster im STRECKEISEN-Dreieck, vgl. STRECKEISEN (1967). Datenquelle siehe Abb. 60.

- 1. Generation:** a - S-Typ Granatspitz-Zentralgneis, b - kali- und biotitreiche I-Typ Zentralgneise;
2. Generation: c - kalkalkalische I-Typ Zentralgneise des Zillertal/Venediger Kerns, d - kalkalkalische I-Typ Zentralgneise des Tuxer Kerns;
3. Generation: e - A-Typ Zentralgneise

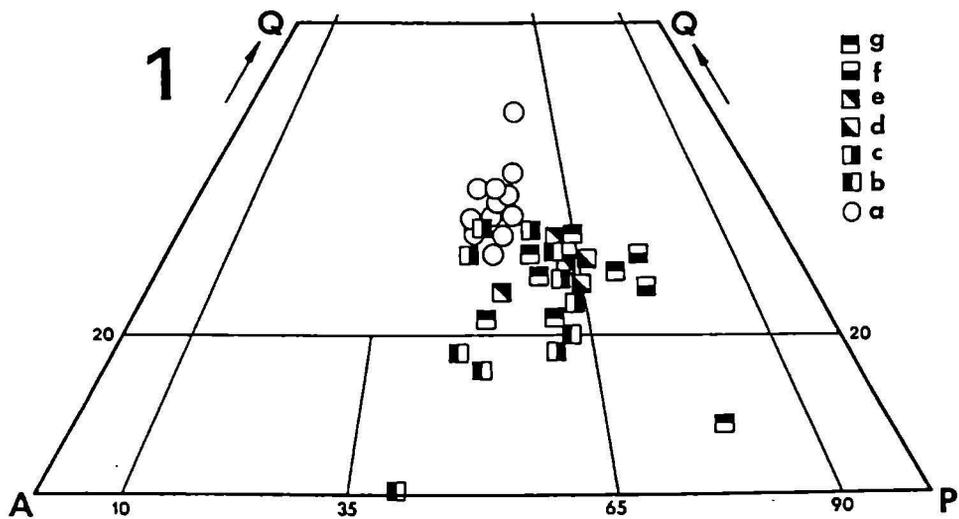
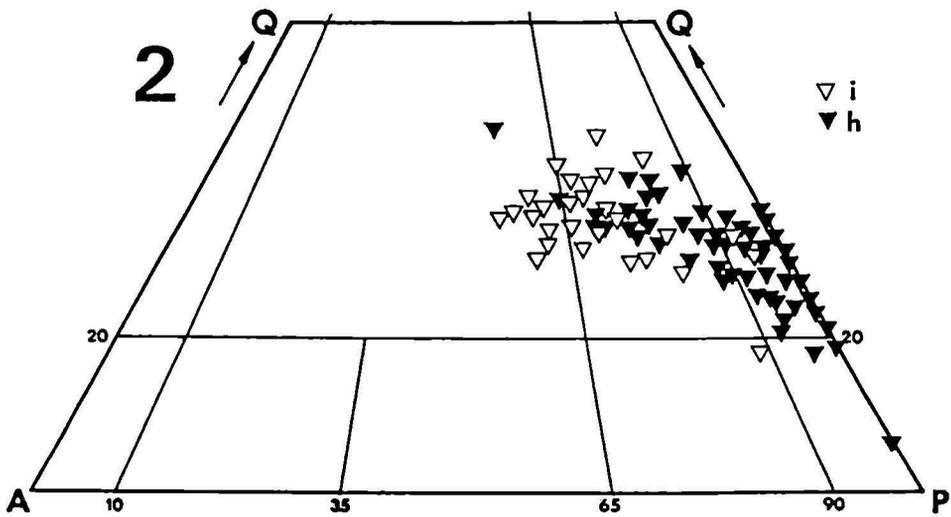
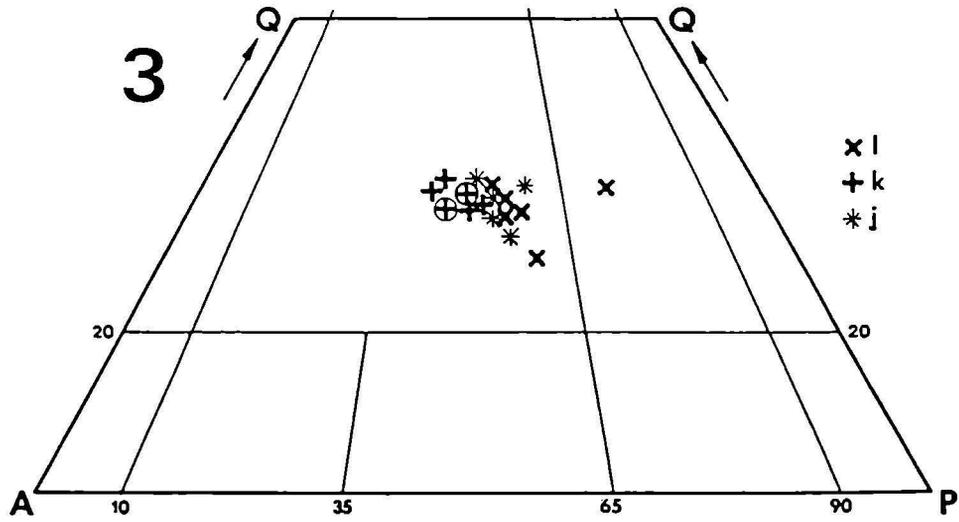
Abb. 60: STRECKEISEN-Diagramme mit der modalen Zusammensetzung der einzelnen Zentralgneistypen des mittleren und westlichen Tauernfensters.

Daten: KARL 1959, MORTEANI 1971, RAASE 1972, STEYRER 1982, RAAB 1983, VON QUADT 1985, FINGER & STEYRER 1988 und unpubl., REICHERTER 1989, FIMMEL 1990, SCHERMAIER 1991 und unpubl., FINGER et al. 1993, SCHINDLMAYR 1993).

(1) kali-betonte Zentralgneise: a - Granatspitzgneis, b - Krimmler Augengneise, c - Hochweißfeldgneis, d - Valsertal und Gießscharten-Porphyrgneis, e - Ahorn-Porphyrgneis, f - Knorrkogel-Porphyrgneis, g - Knappenwand-Porphyrgneis;

(2) kalkalkalische Suite des Zillertal/Venediger Kerns (h) und Tuxer Kerns (i);

(3) A-Typ Zentralgneise: j - Felbertauern Augengneis, k - Metagranit vom Typus Reichenspitze und Nördliche Gflorene Wand (mit Kreis), l - Granitgneise der Nördlichen Sulzbachzunge und Habachzunge



Die Gruppe der älteren, kaliumreichen I-Typ Zentralgneise (Hochweißfeldgneis, Krimmler Augengneise, Ahorn-Porphyrgneise, Gießschartengneis, Valsertal Poorphyrgneise, Knappenwandgneis, Knorrkogelgneis, vgl. Abb. 59 und Dreieck 1 in Abb. 60) folgt tendenziell einem kalkalkalischen monzonitischen (high-K) Entwicklungstrend (vgl. LAMEYRE & BOWDEN 1982). Die Vertreter dieser Zentralgneis-Suite sind äußerst biotitreich (meist zw. 10 und 25 Vol. %) und enthalten auch oft primärmagmatischen Amphibol. Der Quarzgehalt ist im Gegensatz zu den übrigen Zentralgneisen dagegen relativ gering und beträgt meist nur zw. 15 und 25 Vol. %. Als besonders häufige, z.T. noch primärmagmatische Akzessorien sind für diese Zentralgneisgruppe Apatit, Titanit, Zirkon und opake Phasen charakteristisch. Auch sekundär gebildeter Calcit ist ungewöhnlich häufig.

Auch die leukokraten S-Typ Granitgneise des Granatspitzkerns gehören zu dieser älteren kali-betonten Zentralgneis-Gruppe. Sie sind quarzreicher und belegen im STRECKEISEN-Diagramm (vgl. vgl. Abb. 59 und Dreieck 1 in Abb. 60) den zentralen Teil des Granitfeldes.

Den mengenmäßig weitaus größten Anteil der Zentralgneise im westlichen und mittleren Tauernfenster bilden die Tonalite und Granodiorite des Zillertal-Venediger und Tuxer Kerns, die im STRECKEISEN-Diagramm (vgl. Abb. 59 und Dreieck 2 in Abb. 60) einer tonalitisches-trondjemitischen (low-K) bis granodioritischen (medium-K) Entwicklung folgen. Die Geländebefunde beweisen, daß diese Gruppe relativ jünger als die Gruppe der kaliumreichen Zentralgneise ist.

Der einheitliche gut definierte Trend, dem die dioritischen, tonalitischen, granodioritischen und granitischen Glieder dieser Zentralgneis-Gruppe folgen, verweist darauf, daß Fraktionierungsvorgänge bei der Petrogenese dieser Suite eine wesentliche Rolle spielen (vgl. schon CHRISTA 1931), was auch die geochemischen Daten (Kap. 4.5 und 8) untermauern. Im Gelände gehen die Zillertal-Venediger Tonalite durch eine graduelle Änderung des Mineralbestandes häufig völlig kontinuierlich in Granodiorite und sogar Granite über (vgl. CHRISTA 1931, BIANCHI 1934, KARL 1959, SCHERMAIER 1991, SCHINDLMAYR 1993). Neben solchen in-situ Fraktionierungsvorgängen (SCHINDLMAYR 1993) ist innerhalb dieser Zentralgneis-Gruppe auch immer wieder dieselbe relative Intrusionsabfolge zu beobachten. Die Tonalite und Diorite stehen dabei stets am Beginn und werden dann in der Folge von immer höher fraktionierten, mafit-ärmeren Gliedern (bes. Tuxer Kern), also Granodioriten, Graniten und schließlich Aplitgraniten diskordant durchschlagen (vgl. Kap. 4.1.). So wie die Geländeergebnisse und die geochemischen Daten verdeutlicht also auch das STRECKEISEN-Diagramm, daß die kalkalkalischen Granitoide des Tuxer Kerns ("Augen- und Flasergneise" sensu KARL) im allgemeinen als Glieder einer zusammenhängenden tonalitisches-granodioritisch-granitischen Magmenabfolge aufzufassen sind.

Granitoide mit A-Typ Charakteristik bilden, so wie im übrigen Tauernfenster auch im westlichen Abschnitt die jüngste Zentralgneis-Gruppe. Es ist auffällig, daß die Vertreter dieser Gruppe petrographisch praktisch ausschließlich als leukokrate Granite zu klassifizieren sind und im STRECKEISEN-Diagramm (Abb. 59 und Dreieck 3 in Abb. 60) ein sehr eng umgrenztes Feld einnehmen. In einzelnen Fällen kommt als besonderer akzessorischer Gemengteil Fluorit vor.

7. DIE ZIRKONTYPOLOGISCHE CHARAKTERISTIK DER ZENTRALGNEISE IM WESTLICHEN UND MITTLEREN TAUERNFENSTER Zusammenschau

Zirkontypologische Untersuchungen an granitoiden Gesteinen sind seit langem eine bewährte Methode in der Kristallgeologie. Studien von POLDERVAART 1956, FRASL 1963 und HOPPE 1963 haben gezeigt, daß Zirkone in verschiedenen Granitarten systematisch unterschiedliche Trachtentwicklungen aufweisen und somit prinzipiell für petrogenetische Korrelationen und Interpretationen einsetzbar sind. Dabei versuchte man zunächst besonders, die verschiedenen Phänomene an Einzelkristallen (alle Arten von Einschlüssen, Zonarbau, Wachstumsbehinderungen, Korrosionserscheinungen, Anwachsäume, Zwillingsbildung, Längen/Breiten Verhältnis etc.) zu deuten und für petrogenetische Schlüsse heranzuziehen. Während die dabei erzielten Forschungsergebnisse für geologische Interpretationen bislang nur begrenzt einsetzbar sind, fanden die statistischen Studien zur Trachtentwicklung von Zirkonen in letzter Zeit (vgl. PUPIN & TURCO 1972, PUPIN 1980) in der Kristallgeologie breite Anwendung.

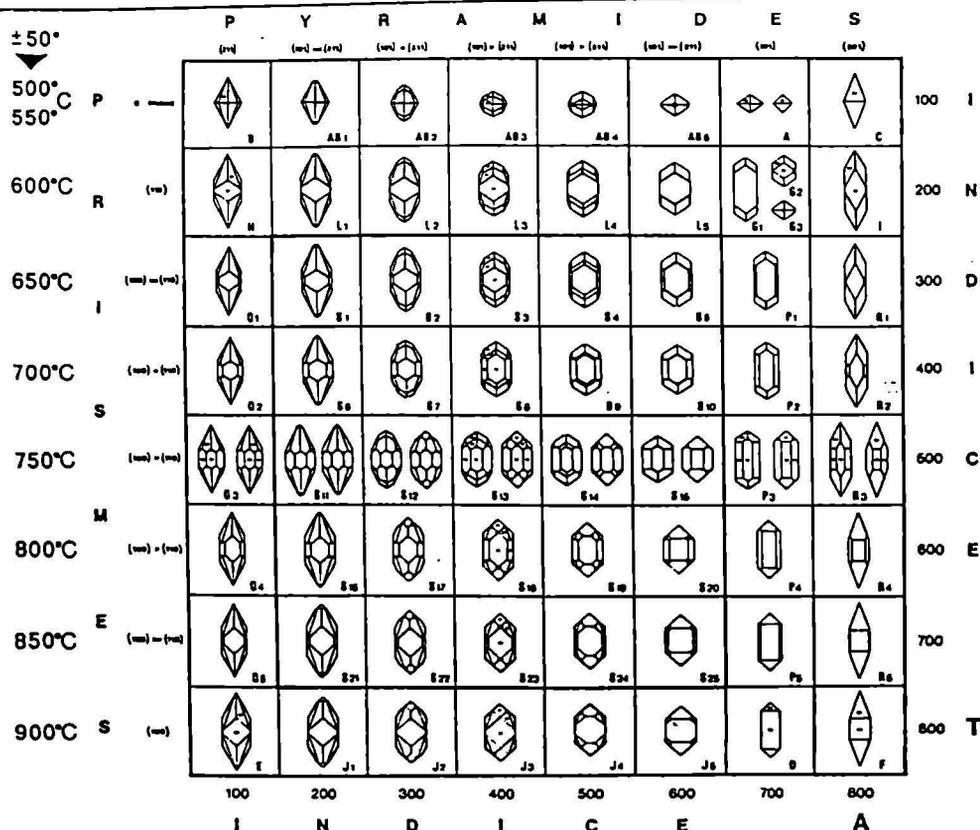
Das derzeit gebräuchlichste System zur petrogenetischen Auswertung von Granitzirkonen aufgrund ihrer Tracht ist das von PUPIN (1980). Das sogenannte PUPIN-Diagramm (vgl. Abb. 61 A) erlaubt aufgrund der unterschiedlichen Entwicklung von Prismen- und Pyramidenflächen an Zirkonen eine anschauliche und statistisch relevante Klassifizierung von Zirkonpopulationen einzelner granitischer Gesteinstypen. Symbolisch dargestellte Besetzungsdichten (vgl. z.B. Abb. 53) ermöglichen einen raschen Überblick, in welchem Ausmaß einzelne Trachttypen an der Zusammensetzung der Gesamtpopulation beteiligt sind.

PUPIN (1980) knüpft an die Trachtentwicklung von Zirkonen die Hypothese, daß die Ausbildung der verschiedenen Flächen im wesentlichen vom Chemismus und der Temperatur des Magmas, in dem sich die Zirkone bilden, abhängt (vgl. Abb 61 A und B). Nach PUPIN korreliert die Pyramidenentwicklung (Index A) mit der "Alkalinität" (Verhältnis von Aluminium zu den Alkalien) eines Magmas, während die Ausbildung der Prismen (Index T) im wesentlichen durch die Temperatur gesteuert wird. Auf der Basis dieser Überlegungen und aufgrund empirischer Forschungen an Zirkonen von Graniten aus aller Welt (vgl. PUPIN 1980, 1985, 1988) entwirft PUPIN ein Modell zur Trachtentwicklung von akzessorischen Zirkonen, daß die genetische Einteilung von Graniten in 3 Großgruppen ermöglichen soll, nämlich in 1) Granite, die durch Aufschmelzung kontinentaler Kruste gebildet wurden ("granites of crustal origin or mainly crustal origin), 2) Granite, die auf die Mischung von Krusten- und Mantelkomponente zurückzuführen sind ("granites of crustal + mantle origin, hybrid granites) und schließlich 3) Granite, die im wesentlichen aus dem Erdmantel abzuleiten sind (granites of mantle or mainly mantle origin).

Es ist festzuhalten, daß die PUPIN-Methode ausschließlich auf empirischer Basis arbeitet und die daraus abgeleiteten petrogenetischen Schlußfolgerungen bisher durch experimentelle Befunde nicht bestätigt werden konnten.

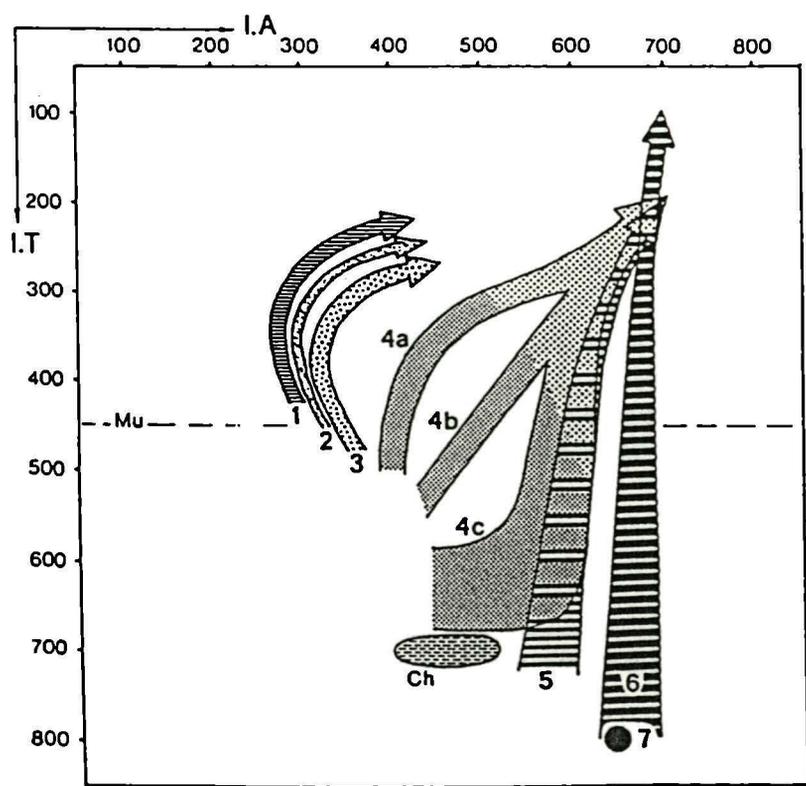
Wie beispielsweise die jahrelangen Erfahrungen mit der PUPIN Methode zur Klassifizierung von Zirkonpopulationen am hiesigen Salzburger Institut (vgl. z.B. FINGER et al. 1992b) ergeben haben, ist das PUPIN-Diagramm besonders bei I- und A-Typ Graniten nicht unbedingt dazu geeignet, eine Mantel- oder Krustenabkunft anzuzeigen (vgl. SCHERMAIER et al. 1992) und sollte für diese Aussage sehr vorsichtig verwendet werden.

7. Zirkontypologie der Zentralgneise



A

Main types and subtypes of the typologic classification and corresponding geothermometric scale. The approximate temperature scale proposed (Pupin and Turco 1973c) was calibrated from the confrontation of the typology zircon data with the temperatures normally accepted in literature for crystallization of pluto-volcanic rocks and minerals. In this work, we have particularly considered: The limit of stability of the minerals (i.e., the muscovite in granitic and metamorphic rocks); - the geothermometric data obtained with other methods (i.e., on pyroxenes from charnockitic and volcanic rocks; on vitreous inclusions); - the temperature ranges for gneiss anatexis; - the temperature ranges for the beginning and the end of the magmatic crystallization in granites, diorites, gabbros and effusive equivalents; - the temperatures of formation of minerals with which zircon syncrystallized (i.e., fluorite, late-magmatic quartz)



B

Distribution of mean points and mean Typological Evolutionary Trends of zircon populations (PUPIN, 1980) from: Aluminous anatectic granites: (1) aluminous leucogranites; (2) (par)autochthonous monzogranites and granodiorites; (3) intrusive aluminous monzogranites and granodiorites. - Hybrid granites of crustal + mantle origin: (4 a, b, c) calc-alkaline series granites (dark dotted area = granodiorites + monzogranites; clear dotted area = monzogranites + alkaline granites); (5) sub-alkaline series granites. - Granites of mantle or mainly mantle origin: (6) alkaline series granites; (7) tholeiitic series granites. - Mu, limit of the muscovite granites (I.T < 450); Ch, magmatic charnockites area.

Weitere Kritikpunkte am PUPIN-Schema (vgl. VAVRA 1989, S.64) betreffen etwa die Verwendbarkeit von Zirkontrachten als Geothermometer. Nach VAVRA sind für die Trachtentwicklung von Zirkonen vor allem kinetische Faktoren (z.B. Diffusionsraten) entscheidend, wogegen das PUPIN Modell nur den thermodynamischen Zustand (Temperatur, Chemie) der umgebenden Schmelze berücksichtige. Die Trachtentwicklungspfade bei PUPIN seien eine Konsequenz dieser einfachen Annahme, da sich in einem differenzierenden Magma das Verhältnis der Alkalien zu Aluminium erhöht und die Temperatur abnimmt. VAVRA (1989, 1990) entwirft verschiedene alternative Modelle zur Abhängigkeit der Trachtentwicklungspfade von kinetischen Faktoren, wie etwa der Übersättigung der Schmelze oder der Konzentration substituierender Fremdelemente in der Schmelze.

Aufgrund der eigenen Arbeit mit akzessorischen Zirkonen, die sich auf die lichtoptische Untersuchung im Streupräparat beschränkte, kann ich die von VAVRA postulierten Trachtentwicklungspfade der Zirkone in den Zentralgneisen (VAVRA 1989, S. 103 ff.), die er vor allem anhand von Kathodenlumineszenz-Studien entwickelt hat, nicht nachvollziehen. Ein klarer Widerspruch der eigenen Arbeit ergibt sich zumindest gegenüber der Feststellung VAVRAS, beim Knappenwandgneis (vgl. Kap. 3.8.) handle es sich um eine "postanatektische Intrusion", d.h. gemäß VAVRA (1989, S.14, S.27, S.112, S.125) wäre der Knappenwandgneis erst nach der Bildung der tonalitisches-granodioritischen Zentralgneise intrudiert. VAVRA begründet diese Annahme eben vor allem auf zirkonmorphologische Untersuchungen. In Kap. 3.8. wurde gezeigt, daß die Schlußfolgerungen VAVRA's jedoch nicht haltbar sind.

Wichtige Ergebnisse bezüglich der Flächenentwicklung an Zirkonen brachten die am hiesigen Institut durchgeführten systematischen mikrochemischen Untersuchungen von "Stengelschnitten" an Zirkonen (BENISEK & FINGER 1993). Auch dabei konnten bestimmte Schlußfolgerungen der Arbeiten von PUPIN und VAVRA widerlegt werden. Dementsprechend möchte ich den deskriptiven Charakter der nach der Methode von PUPIN ausgewerteten Zirkonpopulationen hervorheben und daraus ableitbare petrogenetische Schlußfolgerungen bewußt zurückstellen und manchmal sogar darauf hinweisen, wenn belegbar ist, daß die Interpretation, wie sie aus dem Modell von PUPIN abzuleiten ist, im Widerspruch zu den Ergebnissen quantitativ-analytischer Methoden (z.B. Isotopenuntersuchungen) steht.

An Zentralgneisen des Tauernfensters führte erstmals MÜLLER (1965) zirkontypologische Untersuchungen größeren Ausmaßes durch. MÜLLER, der ganz im Sinne KARLS für ein alpidisches Intrusionsalter des Venedigertonalits plädierte, leitete aufgrund der optischen Untersuchungen an Zirkonen der Zentralgneise der Venediger-Gruppe den Hauptanteil der akzessorischen Zirkone noch aus metamorphem Wachstum während der Tauernkristallisation ab.

Abb. 61: In A ist ein "PUPIN-Diagramm" zur Trachtauswertung von Zirkonen abgebildet (aus PUPIN 1980).

In B ein Diagramm mit zirkontypologischen Entwicklungstrends (aus PUPIN 1985), die nach PUPIN (1980, 1985) mit der Herkunft von Granitoiden aus der Kruste (1,2,3), Kruste und Mantel (4a, 4b, 4c, 5) und Mantel (6,7) korrelieren.

Zur Erklärung siehe Text bzw. Original-Abbildungsunterschriften.

Wie jedoch u.a. die Arbeit von DÖLZLMÜLLER et al. (1989) gezeigt hat, sind die akzessorischen Zirkone der Zentralgneise gegenüber metamorphen Prozessen weitgehend resistent, d.h. sie können trotz der teilweise amphibolitfaziellen Überprägung einwandfrei als magmengenetische Indikatorminerale herangezogen werden, was übrigens schon FRASL (1963, S.426) postuliert hat. Während der alpidischen Regionalmetamorphose kommt es neben der mechanischen Zerkleinerung von Kristallen höchstens zu minimalen, ungleichmäßig höckrigen An- und Überwachsungen der magmatogenen Kristalle durch niedriger licht- und doppelbrechende Zirkonsubstanz.

Die Methode von PUPIN wurde im Tauernfenster erstmals auf Zirkone von Zentralgneisen des östlichen Tauernfensters angewandt (vgl. dazu MARSCHALLINGER & HOLUB 1990). Neuerdings wurden auch zahlreiche Zentralgneistypen des mittleren und westlichen Tauernfensters zirkontypologisch neu klassifiziert, vor allem von Mitarbeitern der Tübinger Universität (vgl. REICHERTER 1989, FIMMEL 1990, WINKLER et al. 1990, VAVRA 1989). Die Ergebnisse der Trachtstudien werden von den genannten Autoren im Sinne des petrogenetischen Konzepts von VAVRA (1989) interpretiert, wonach die Hauptmasse der Zentralgneise auf unterschiedlich stark aufgeschmolzene i.w. altpaläozoische Inselbogenvulkanite zurückgeht.

WINKLER et al. (1990) konzipieren auf der Basis der zirkontypologischen Charakteristik bzw. der Verteilung der "mean-points" im Typologiediagramm von PUPIN eine magmengenetische Einteilung der Zentralgneise im zentralen Tauernfenster (vgl. Abb. 62). Diese Gruppierung läßt sich nach WINKLER et al. überdies mit den bisher vorliegenden radiometrischen Altersbestimmungen an Zentralgneisen vereinbaren, wobei jede Gruppe ein eigenständiges magmatisches Ereignis repräsentiert. Demnach wären die Tonalite und Granodiorite des Zillertal-Venediger Kerns (Gruppe A) und die S-Typ Granite des Granatpitzkerns (Gruppe B) die ältesten Zentralgneistypen des mittleren bzw. westlichen Tauernfensters, gefolgt von einer dritten Gruppe C, zu der die "Augengneise" der Sulzbachzungen, Teile der Habachzunge, nicht näher spezifizierte Riffdeckengranitoide (Hochweißenfeldgneis ?) und der Aplitgranit vom Typus "Reichenspitz" gehören würden. Noch jünger wären porphyrische high-K Granitoide mit einer ausgeprägten within-plate Komponente (Gruppe D), wobei als Vertreter dieser Gruppe auf den östlichen Teil der Habachzunge und den Felbertauern-Augengneis verwiesen wird. Zur allerjüngsten Zentralgneisgeneration (Gruppe E) wird ein schmaler Streifen von Porphyrgniten am Nordrand der Nördlichen Sulzbachzunge gestellt, der mit den zuvor kurz erwähnten mit 256 Mio. Jahren datierten Porphyrgniten des Hochalm-Ankogel Massivs im östlichen Tauernfenster (VAVRA 1989) verglichen wird.

Wie meine eigenen Studien an den Zentralgneisen ergeben haben, kann eine solche zirkontypologische Gruppierung nach dem PUPIN-Diagramm nicht zugleich mit einer altersmäßigen Reihenfolge der einzelnen Zentralgneistypen verbunden werden. Eine korrekte Einbindung einzelner Granitoide in die Generationsfolge der Zentralgneise allein aufgrund zirkontypologischer Kriterien ist reiner Zufall.

WINKLER et al. fassen etwa in der Gruppe C Zentralgneistypen zusammen, die magmengenetisch und zeitlich in keinerlei Zusammenhang stehen. Denn mit den kalibetonten Granitoiden der Südlichen Sulzbachzunge, der Riffdecke und den Migmatiten am Ostrand des Venedigerkerns kommen einerseits I-Typ Vertreter der ältesten Zentralgneisgruppe im westlichen Tauernfenster in dieser Gruppe C vor (vgl. Kap. 3), andererseits mit dem leukokraten A-Typ Granit vom Typus Reichenspitz ein Vertreter der allerjüngsten (permischen?) Granitoide (vgl. Kap. 5).

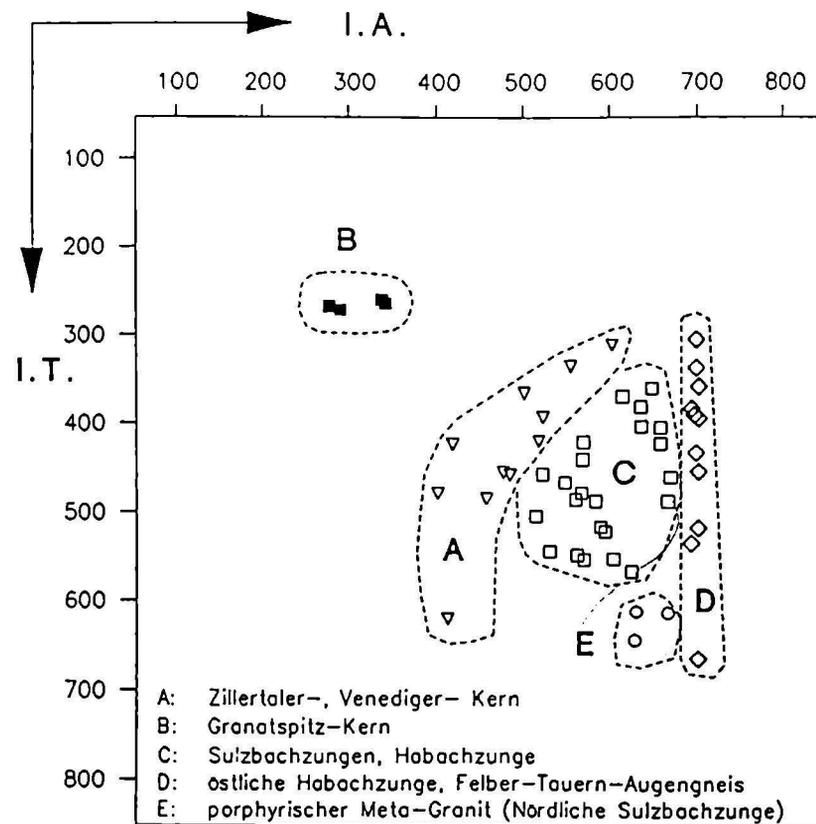


Abb. 62: PUPIN-Diagramm mit "mean-points" von Zirkonpopulationen von Zentralgneisen des mittleren und westlichen Tauernfensters; aus WINKLER et al. 1990. Erläuterungen dazu im Text.

Intrusionsverbände belegen, daß die angesprochenen Riffldeckengranitoide und Migmatite am Ostrand des Venedigers älter sind als der Venedigertonalit, die A-Typ Granite vom Typ Reichenspitz dagegen jünger, was ebenfalls im Widerspruch zum Konzept von WINKLER et al. (1990) steht.

In Abb. 63 sind die "mean-points" der ausgewerteten Zirkonpopulationen der einzelnen Zentralgneistypen des mittleren und westlichen Tauernfensters eingetragen. Der Datensatz enthält auch z.T. die Ergebnisse der statistischen Auswertungen von WINKLER et al. (1990), REICHERTER (1989) und FIMMEL (1990).

7.1. Zirkone der Gruppe der älteren, kali- und biotitreichen Zentralgneise

Die Ausbildung der Zirkone weist zwischen den einzelnen Zentralgneis-Typen dieser Gruppe etliche Übereinstimmungen auf.

a) Besonders bei jenen Typen, die im engsten Verband mit Anatexiten auftreten (Hochweißfeldgneis, Krimmler Porphyrgneise) kommen sehr häufig gedrungene (l/b um 2) Zirkone mit großen (100) und (101) Flächen vor (vgl. z.B. PUPIN Verteilungen in Abb. 11 oder Abb. 36). Diese Flächenkombination ist offensichtlich ein Charakteristikum K_2O -betonter Granitsuiten. Denn für zahlreiche kalireiche l-Typ Granite der Böhmisches Masse (z.B. Weinsberger Granit, Schlierengranit, Engerwitzdorfer Granit, Karlstifter Granit), die übrigens in der Geochemie den K_2O reichen Tauerngraniten sehr ähnlich sind (FINGER et al. 1990), sind ebenfalls solche Zirkone mit großen (100) und (101) Flächen weit verbreitet (vgl. FRASL 1963, FINGER et al 1987a).

Ebenso sind tafelige Zirkonkristalle, wie z.B. auf Abb. 10 o dargestellt, ein ganz typischer Bestandteil der Zirkonpopulationen bei den verschiedenen älteren kali- und biotitreichen Zentralgneisen (vgl. z.B. FRASL 1963, S.420ff.).

b) Die akzessorischen Zirkone der übrigen, größeren porphyrischen Zentralgneistypen dieser Gruppe (Ahorn-Porphyrgneis, Valsertal-Porphyrgneise, Grießschartengneis, Knorrkogelgneis, Knappenwandgneis) zeigen eine Tendenz der Zirkontracht zu großen (110) und/oder (101) Flächen. Die Zirkone dieser Zentralgneistypen sind andererseits durchschnittlich auch elongierter (l/b um 3) und viel häufiger zoniert. Metamiktische Zirkone sind ebenfalls viel häufiger. Diese Änderung bei der Zirkontracht, dem Zonarbau und der Metamiktisierung bei den grob porphyrischen, biotitreichen Zentralgneistypen könnte u.U. auf ein seichteres Bildungsstockwerk bzw. (subvulkanisches) Intrusionsniveau dieser Granitoide zurückzuführen sein.

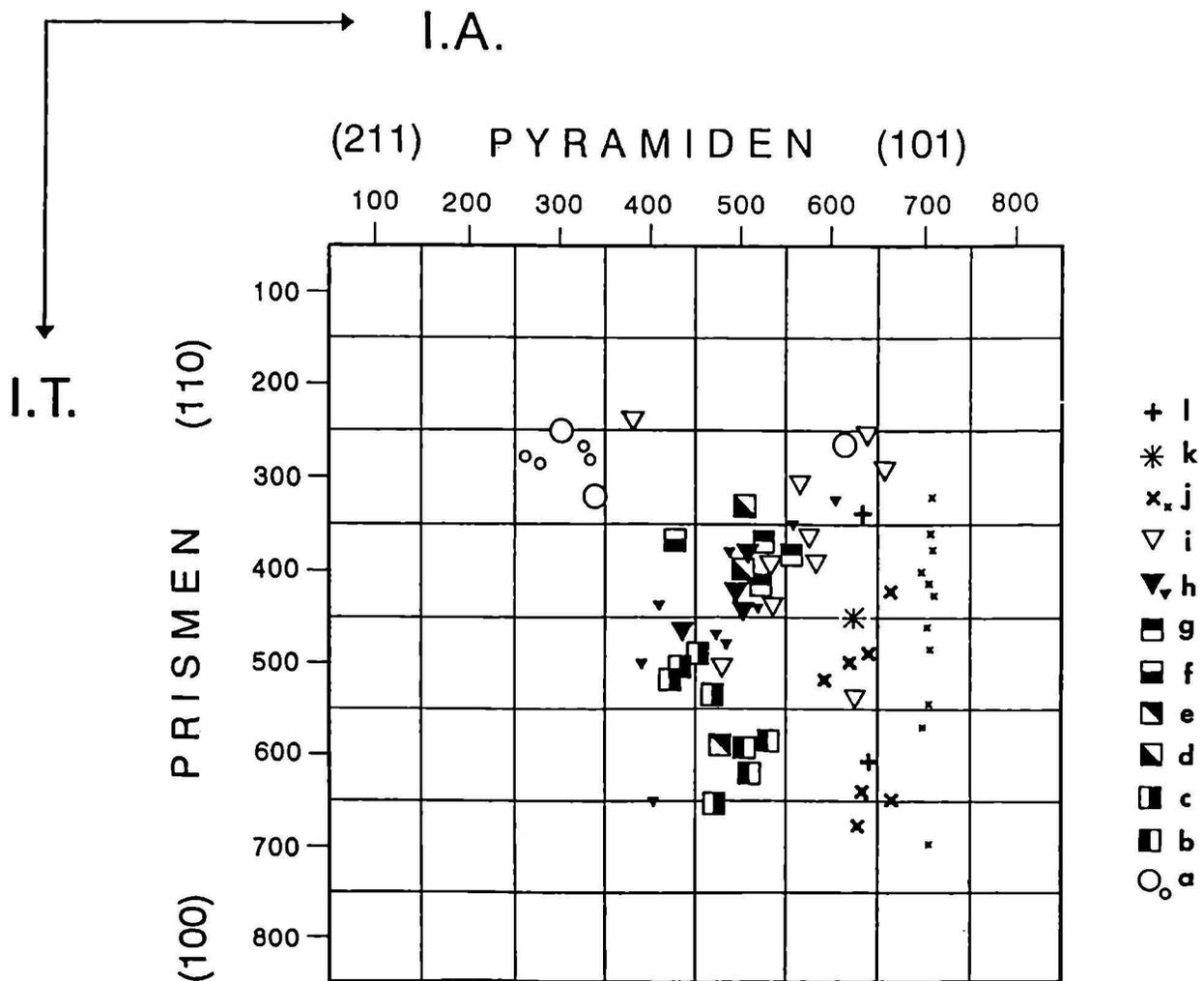


Abb. 63: PUPIN-Diagramm mit den "mean-points" der Zirkonpopulationen der Zentralgneise des mittleren und westlichen Tauernfensters (Kleine Symbole nach WINKLER et al. 1990).

a - Granatspitz-Zentralgneis, b - Krimmler Augengneise, c - Hochweißfeldgneis, d - Valsertal- und Grießscharten-Porphyrgneis, e - Ahorn-Porphyrgneis, f - Knorrkogel-Porphyrgneis, g - Knappenwand-Porphyrgneis, h - kalkalaktische Granitoide des Zillertal/Venediger Kerns, i - kalkalaktische Granitoide des Tuxer Kerns, j - Granitgneise der Nördlichen Sulzbachzunge und Habachzunge, k - Felbertauern Augengneis, l - Reichenspitzen-Metagranit

Gegenüber den anderen Zentralgneisgruppen des westlichen und mittleren Tauernfensters ist der weitaus größere Anteil an kantengerundeten Kristallen bemerkenswert. Je nach Stärke der Abrundung kommen dann auch häufig "eiförmige" Zirkone vor, die zudem oft stark metamikt sind.

Diese kantengerundeten Kristalle interpretiere ich als ältere, übernommene Zirkone, da sie besonders in den anatektischen Zentralgneisvarianten mengenmäßig bedeutend sind. Mitunter bestehen 30% und mehr der Zirkonpopulation aus solch übernommenen Zirkonen. Mit zunehmender Fraktionierung nimmt der Anteil solch gerundeter Kristalle in den Granitoiden merkbar ab. Dieser kausale Zusammenhang ist am besten am Beispiel des Hochweißfeldgneises im mittleren Tauernfenster verständlich, da bei diesem Zentralgneistyp alle Übergänge von schlierigen, meta- und diatektischen Partien bis zu homogenen Bereichen entwickelt sind (vgl. Kap. 3.10.).

Die Zirkontrachten der (quarz)monzonitischen und monzodioritischen I-Typ Zentralgneise der K_2O betonten Suite fallen sehr häufig in den rechten unteren Quadranten des PUPIN-Diagramms, also weit weg vom Feld der krustalen Granite nach PUPIN (1980). Die stark negativen ϵ Nd-Isotopen Daten belegen aber, daß viele dieser Zentralgneise hauptsächlich auf die Aufschmelzung alter (mittelproterozoischer) magmatogener kontinentaler Kruste zurückgehen (vgl. FINGER et al. 1993).

Der Kalireichtum sowie Nd-Isotopendaten sprechen dafür, daß auch die sehr sauren Zentralgneise des Granatspitzkerns (vgl. Kap. 3.1.) zu einem Großteil auf alte kontinentale Kruste zurückgehen. Diese S-Typ Granite sind auch aufgrund der radiometrischen Altersdaten (CLIFF 1981) der älteren Zentralgneisgruppe des Tauernfensters zuzuordnen. Die zirkontypologische Charakteristik des Granatspitzkerns weicht von den allermeisten der übrigen Zentralgneisen des Tauernfensters jedoch stark ab (vgl. Kap. 3.1.2., Abb. 2), da darin hauptsächlich Zirkone mit bevorzugter Ausbildung der (211) Pyramide und (110) Prismen auftreten. Das mag z.T. auch damit zusammenhängen, daß dieses höher differenzierte Magma auch höher aufgestiegen ist, wofür schon die Cordierit-Pseudomorphosen sprechen.

Die "mean-points" der Granatspitz-Zentralgneise nehmen ein Feld ein, welches sich weitgehend mit dem Feld der krustalen Granite sensu PUPIN (1985) deckt.

Eine mit letzteren Trachtausbildung vergleichbare Zirkonpopulation konnte sonst nur noch bei den granodioritisch-granitischen I-Typ Zentralgneisen vom Typus "Popbergkar" gefunden werden (zur Alterseinstufung und Charakterisierung dieses Zentralgneistyps siehe Kap. 4.1.4.).

7.2. Zirkone der Gruppe der kalkalkalischen Suite der Zentralgneise des Zillertal-Venediger und Tuxer Kerns

Abb. 63 zeigt, daß die "mean points" der ausgewerteten Zirkonpopulationen hauptsächlich den rechten oberen Quadranten des PUPIN-Diagramms belegen. Für die tonalitischen Varianten ist ein bestimmter Anteil von Zirkonen mit einer dominierenden steilen Pyramide (S7, S12, S17) durchaus charakteristisch. Ebenso kommen auch oft Zirkone mit der Kombination großer (100) und (101) Flächen vor. Bei den Granodioriten und Graniten werden diese beiden Trachtausbildungen immer seltener bzw. treten überhaupt nicht mehr auf. Mit zunehmendem Fraktionierungsgrad der tonalitisch-granodioritisch-granitischen Zentralgneise ist nämlich eine systematische Annäherung der Zirkone zu großen (110) und (101) Flächen festzustellen (vgl. auch Kap. 4.2.3., Abb. 49). Die Zirkonpopulationen mancher leukokrater granodioritisch-granitischer

Zentralgneise dieser Gruppe (z.B. Augengneis vom Typus Roßwandspitze Kap. 4.1.3.) beinhalten oft über 50% von "G-Typen", also Zirkonen der einfachen Flächenkombination (110) + (101).

Die hochfraktionierten kalkalkalischen I-Typ Granitoide des Tuxer Kerns (also vom Hauptanteil der "Augen-/und Flasergneise" sensu KARL) fügen sich also auch zirkontypologisch zwanglos in den selben Trend wie die Granitoide der Zillertal-Venediger Suite ein.

Bei WINKLER et al. (vgl. Abb. 49 bzw. 62) folgen die "mean points" der untersuchten Zentralgneise des Zillertal-Venediger Kerns ebenfalls einem Trend, der in Richtung höherer A-Indizes und niedrigerer T-Indizes verläuft. Zum Unterschied von WINKLER konnte ich innerhalb des Zillertal-Venediger Kerns jedoch häufiger feststellen, daß die granodioritischen Varianten eher zur Ausbildung von "P-Typen" tendieren, also Zirkonen mit der Flächenkombination (110) und (101) Flächen.

Die Einzelzirkone der ausgewerteten Vertreter dieser Gruppe sind meist vollkommen idiomorph und oft klar durchsichtig und somit in der Trachtausbildung gut bestimmbar. Zonarbau tritt bei den Tonaliten sehr selten auf, nimmt jedoch mit zunehmender Differentiation deutlich zu. Ebenso tritt Metamiktisierung (zumindest zonenweise) mit Annäherung der Zirkontracht an große (110) und (101) Flächen häufiger auf.

7.3. Zirkone der A-Typ Zentralgneise

Abb. 55 und 63 zeigen, daß die Zirkontrachten dieser Gruppe vorwiegend den äußersten rechten Rand des PUPIN-Diagramms belegen, also bevorzugt die (101) Pyramidenfläche zeigen, während die (211) Pyramide nur ganz untergeordnet oder gar nicht in Erscheinung tritt. Dies gilt übrigens auch für die A-Typ Zentralgneise des östlichen Tauernfensters (vgl. HAUNSCHMID 1993).

Dies bestätigt die bereits von PUPIN (1985) getroffene Feststellung, daß A-Typ Granite im PUPIN-Diagramm i.a. in das für "Mantelgranite" reservierte Feld fallen. Wie u.a. die Nd-Isotopen Daten zeigen, handelt es sich bei den A-Typ Graniten der Hohen Tauern aber bestimmt nicht um reine Mantelgranite (FINGER et al. 1993).

8. ZUR GEOCHEMIE DER ZENTRALGNEISE IM MITTLEREN UND WESTLICHEN TAUERNFENSTER (Übersicht)

Die geochemische Bearbeitung der Zentralgneise wurde lange Zeit rein deskriptiv gehandhabt und beschränkte sich praktisch auf die Analytik der Hauptelemente (vgl. BECKE 1912, BIANCHI & DAL PIAZ 1934, ANGEL & STABER 1952, KARL 1959, KARL & MORTEANI 1968, MORTEANI 1971). Auf der Basis der grundlegenden Arbeiten von CHAPPELL & WHITE 1974, WHITE & CHAPPELL 1983, PEARCE et al. 1984 wurde erst in den späten 80er Jahren mit einer modernen, petrogenetisch orientierten Diskriminierung der Zentralgneise begonnen. Die erste moderne Gesamtübersicht der geochemischen Charakteristik der Zentralgneise wurde 1988 von FINGER & STEYRER publiziert. Detaillierte geochemische Daten einzelner Zentralgneistypen des mittleren und westlichen Tauernfensters sind auch in den Arbeiten von STEYRER 1982, RAAB 1983, VON QUADT 1985, DE VECCHI & MEZZACASA 1986, REICHERTER 1989, FIMMEL 1990, GRITZ 1990, SCHERMAIER 1991 und schließlich FINGER et al. 1993 enthalten. Die allermeisten Analysen aus diesen Arbeiten sowie 35 eigene, neu durchgeführte Haupt- und Spurenelementanalysen von Zentralgneisen sind in Tab. 11 aufgelistet.

Wie schon aus der Arbeit von FINGER & STEYRER (1988) hervorgeht, sind die allermeisten Zentralgneis-Typen des westlichen und mittleren Tauernfensters als I-Typ Granitoide i.S. von CHAPPELL & WHITE (1974) zu klassifizieren. Sie besitzen gewöhnlich metalumischen bis schwach peralumischen Charakter mit relativ hohen Gehalten an Na₂O.

Entsprechend der plattentektonischen Diskriminierung nach PEARCE et al. (1984) fallen die allermeisten Zentralgneise ins Feld der volcanic-arc (VAG) Granite.

Die leukokraten, sauren Granitgneise des Granatspitzkerns sind geochemisch hauptsächlich als S-Typ Granitoide zu klassifizieren (vgl. bes. FINGER & STEYRER 1988 und GRITZ 1990), wobei sie aufgrund ihrer relativ hohen molaren A/CNK Verhältnisse (vgl. Abb. 65) peralumischen Charakter besitzen. Die K₂O-Gehalte sind sehr hoch und liegen gewöhnlich zwischen 4 und 5,5 Gew. %.

Bei den HORG-normierten Spurenelementverteilungen (nach PEARCE et al. 1984, Abb. 66 und 67) ist die negative Anomalie beim Barium auffällig. Die Rb-Gehalte sind dagegen signifikant hoch (vgl. auch HARKER-Diagramme Abb. 64), wobei sich besonders relativ zum Sr und Zr sehr hohe Verhältnisse ergeben. Zu den Spurenelementmustern ist zu bemerken, daß bis dato von den wichtigen Elementen Ta, Hf, Sm und Yb keine Analytik vorliegt.

Innerhalb der I-Typ Granitoide des westlichen und mittleren Tauernfensters können zumindest 2 geochemisch unterschiedliche Suiten identifiziert werden, nämlich

1. eine ältere kaliumbetonte Zentralgneis-Gruppe mit hohen Gehalten an Rb, Ba, Sr, Zr und Th.
2. eine jüngere calciumbetonte Zentralgneis-Gruppe, die im Vergleich zur älteren Gruppe meist viel geringere Gehalten an Rb, Ba, Sr und Zr besitzt.

Die ältere, hauptsächlich (quarz)-monzonitische Zentralgneisgruppe (Krimmler Augengneise, Porphyrgneise vom Typus Ahornkern, Valsertal und Gießscharte, Knappenwandgneis, Knorrkogelgneis und Hochweißfeldgneis) ist dabei durch signifikant hohe Kalium-Gehalte (meist zwischen 4 und 7 Gew. %) charakterisiert. Umgekehrt liegen die CaO Gehalte der intermediären und schwach sauren Typen deutlich unter jenen der Tonalite und Granodiorite des Zillertal-Venediger Kerns (vgl. HARKER Diagramme Abb. 64).

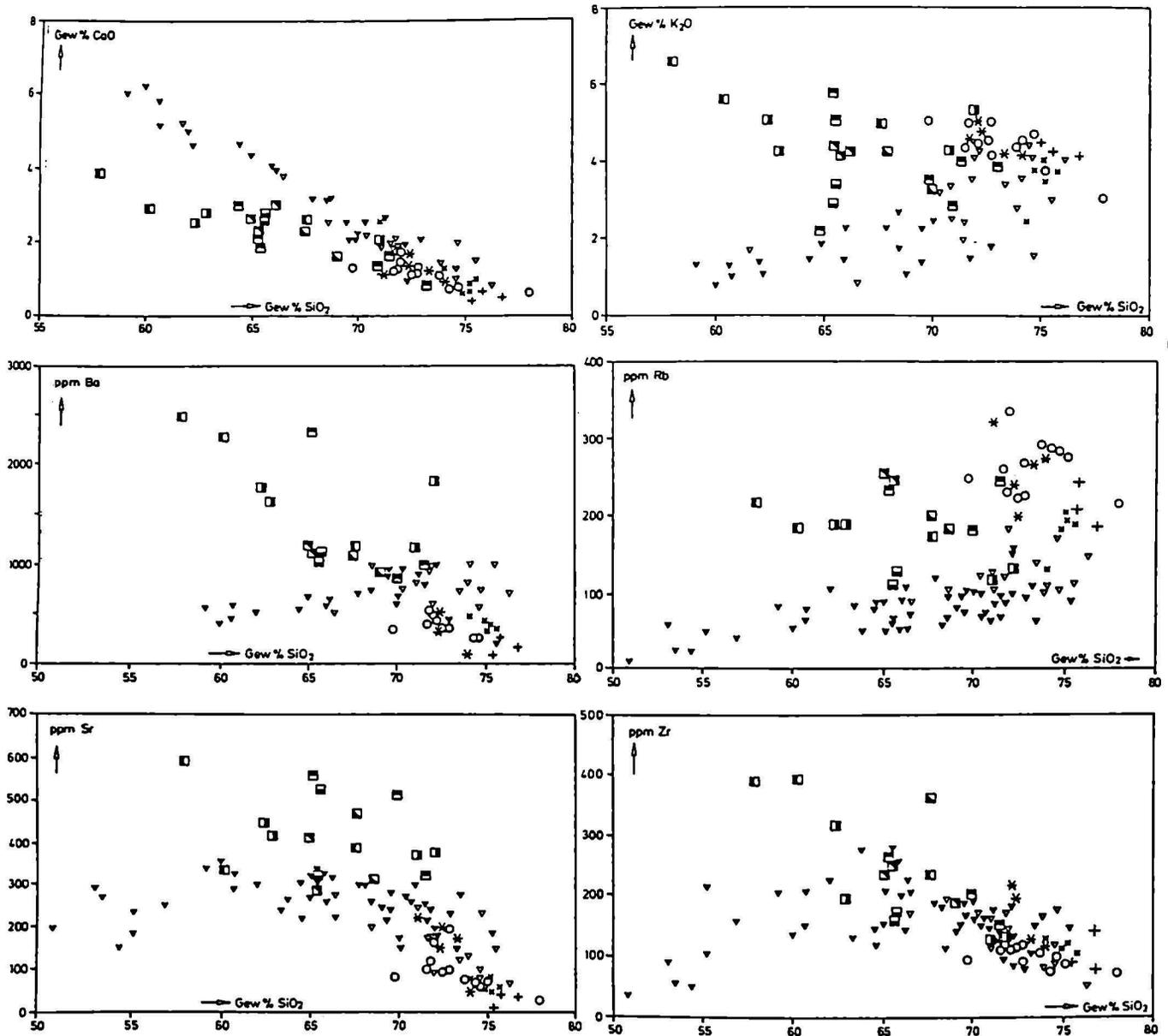


Abb. 64: HARKER-Diagramme ausgewählter Haupt- und Spurenelemente von Zentralgneisen des mittleren und westlichen Tauernfensters;

Gruppe der kalibetonten Zentralgneise:

- -Granatspitzgneis
- -Krimmler Augengneis
- -Hochweißfeldgneis,
- ▣ -Ahorn-Porphyrgneis
- ▤ -Valsertal-Porphyrgneis und Grießschartengneis
- ▥ -Knappenwand-Porphyrgneis und Granitgneis der Südlichen Sulzbachzunge
- ▧ -Knorrkogel-Porphyrgneis

Kalkalkalische Zentralgneis-Suite:

- ▼ -Zillertal/Venediger Kern
- ▽ -Tuxer Kern;

A-Typ Zentralgneise:

- ◆ -Reichenspitz-Metagranit
- ✕ -Felbertauern Augengneis
- ✖ -Nördliche Sulzbachzunge und Habachzunge

Bei den Spurenelementen ist besonders die Anreicherung an Barium (oft über 1500 ppm), Th (gewöhnlich zwischen 25 und 50 ppm) und Sr (meist zw. 300 und 600 ppm) bemerkenswert. Die HORG-normierten Spurenelementmuster dieser älteren kalium-reichen Zentralgneise (vgl. Abb. 66 und 67) sind dementsprechend durch ein hochliegendes ausgeprägtes Plateau in der Rb-Ba-Th Sequenz charakterisiert, das sie von allen übrigen Zentralgneisgruppen des mittleren und westlichen Tauernfensters klar unterscheidet.

Die jüngeren kalkalkalischen Zentralgneise des Zillertal-Venediger und Tuxer Kerns folgen geochemisch einem primitiven, sehr CaO betonten Trend ("high CaO-Trend" FINGER et al. 1990).

Besonders die Gehalte an Rb (auch bei den sauren Typen in der Regel höchstens bis 150 ppm) liegen meist unter jenen der übrigen Zentralgneis-Gruppen. Aber auch die Gehalte an Ba, Sr und Zr sind moderat und besonders im Vergleich zu den älteren K₂O betonten Zentralgneisen viel geringer (vgl. HARKER Diagramme Abb. 64).

Die HORG-normierten Spurenelementmuster wurden für die kalkalkalischen Zentralgneise des Tuxer Kerns und Zillertal-Venediger getrennt ermittelt (vgl. Abb. 67 C, D), wobei sich eine gute Übereinstimmung ergibt. Die Spurenelemente sind in den differenzierteren Granitoiden des Tuxer Kerns gegenüber der Zillertal-Venediger Suite geringfügig angereichert, nur beim Nb und Zr nehmen die Gehalte meist ab. Bei den Spurenelement-Verteilungen ist die deutlich positive Steigung vom Nb zum Ce bemerkenswert. Diese Korrelation ist nach PEARCE et al. (1984) ein typisches Charakteristikum subduktionsbezogener Granitoid-Suiten.

Die jüngsten Zentralgneise im westlichen und mittleren Tauernfenster besitzen geochemisch A-Typ Charakteristik (vgl. VAVRA 1989, WINKLER et al. 1990, HAUNSCHMID et al. 1991 und FINGER et al. 1993).

Die Granitoide dieser Zentralgneis-Gruppe sind gewöhnlich sehr sauer (zwischen 71 und 76 Gew.% SiO₂). Bei den Hauptelementen sind überdies die geringen Werte an CaO (oft unter 1 Gew.%) bemerkenswert.

Ein besonderes Charakteristikum der A-Typ Zentralgneise sind auch deren HORG-normierte Spurenelementverteilungen (vgl. Abb. 66 und 67). Dabei fällt vor allem die extrem ausgeprägte negative Anomalie beim Barium auf, die noch stärker als bei den S-Typ Granitgneisen des Granatspitzkerns ist. Ein ganz typisches Kennzeichen der A-Typ Zentralgneise sind auch die sehr hohen Rb/Sr Verhältnisse (vgl. auch HARKER Diagramme Abb. 64).

Gegenüber den S-Typ Granitoiden des Granatspitzkerns unterscheiden sich die A-Typ Zentralgneise vor allem in den niedrigeren molaren A/CNK Verhältnissen und den viel höheren Gehalten an Th, U, und Y.

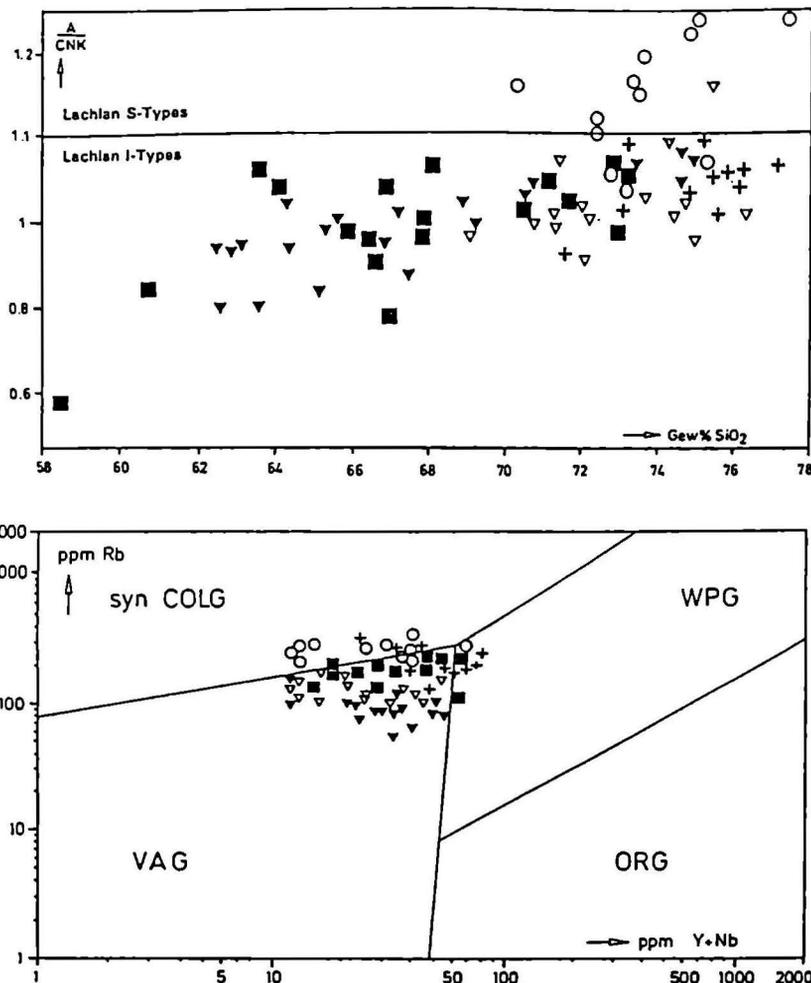


Abb. 65: Variationsdiagramme zur granittypologischen Klassifizierung der Zentralgneise des mittleren und westlichen Tauernfensters nach CHAPPELL & WHITE 1974 (oberes Diagramm - Mol $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ zur I/S Typ Granit Klassifizierung) und PEARCE et al. 1984 (unteres Diagramm, Rb versus Y+Nb zur plattentektonischen Interpretation von Granitoiden, VAG - volcanic arc granites, syn COLG - syn collision granites, ORG - ocean ridge granites, WPG - within plate granites);

- - Granatspitz-Zentralgneis
- - biotitreiche, kalibetonte Zentralgneise
- ▼▼ - Kalkalkali-Suite des Zillertal/Venediger ▼ und ▽ Tuxer Kerns
- + - A-Typ Zentralgneise

Datenquelle - siehe Tab. 11

Abb. 66: Charakteristische Spurenelementmuster (ROCK/HORG nach PEARCE et al. 1984) ausgewählter Zentralgneise des mittleren und westlichen Tauernfensters; **Datenquelle** - siehe Tab. 11 und 12

kalibetonte Zentralgneise: 1 - Krimmler Augengneis AS 84/90; 2 - Hochweißfeldgneis AS 11/87; 3 - Granatspitzgneis G 66;

Kalkalkalische Zentralgneis-Suite: 4 - Granodioritgneis Tuxer Kern F 13; Metatonalit Zillertal/Venediger Kern HP 158;

A-Typ Zentralgneise: 6 - Metagranit Nördliche Gflorene Wand AS 13/91; 7 - Felbertauern Augengneis AS 13/89;

Abb. 67: Variationsbreite der Spurenelementverteilung der einzelnen Zentralgneisgruppen des mittleren und westlichen Tauernfensters (ROCK/HORG nach PEARCE et al.); **Datenquelle** - siehe Tab. 11 und 12; A - Granatspitz-Zentralgneis, B - biotitreiche Zentralgneise vom Typus Hochweißfeldgneis, C - kalkalkalische Zentralgneise des Tuxer Kerns, D - kalkalkalische Zentralgneise des Zillertal/Venediger Kerns, E - A-Typ Zentralgneise

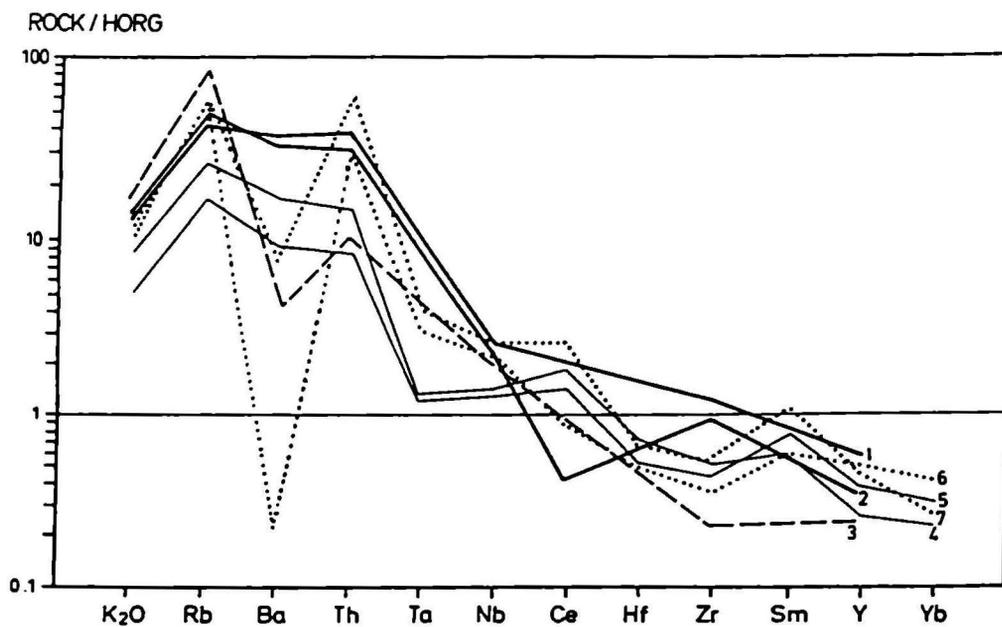


Abb. 66

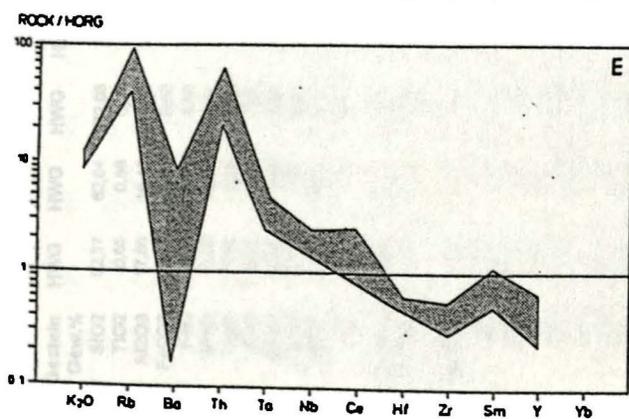
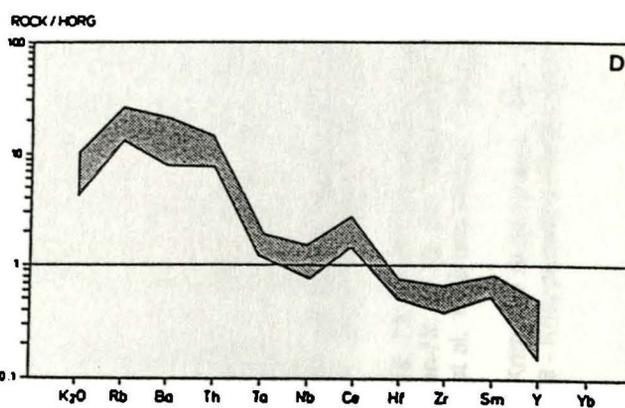
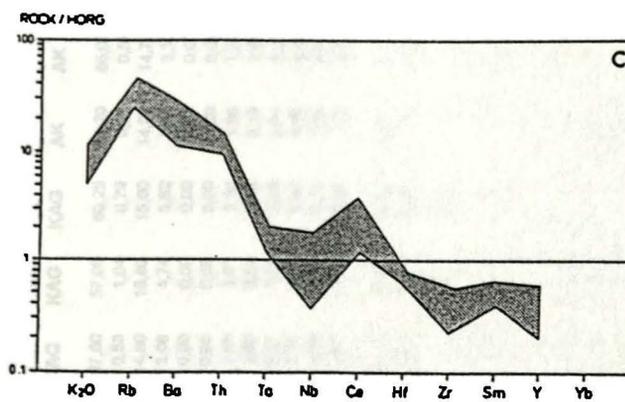
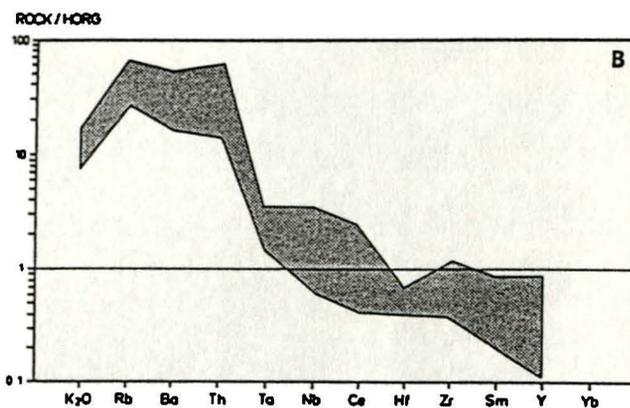
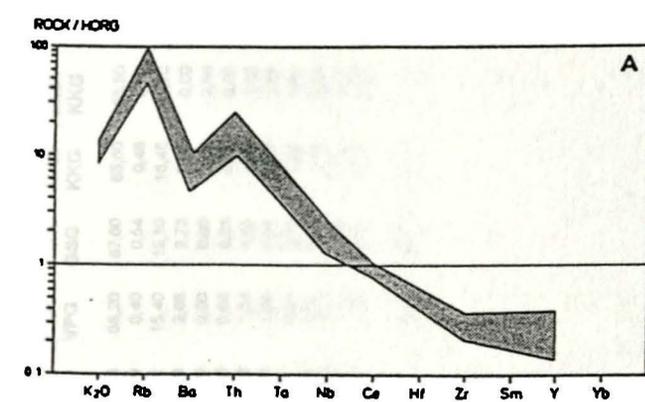


Abb. 67

Nr. Probe	1 AS 11/87	2 AS 13/87	3 F 22	4 AS 103/88	5 AS 83/90	6 AS 84/90	7 FIM 30	8 AS 23/89	9 AS 24/89	10 Mort 27	11 AS 17/91	12 AS 113/90	13 AS 03/89	14 FI 38/86	15 D165	16 D131	17 D 250	18 D 254	19 KR 2	20 KR 19	21 KR 3	22 G 66	23 G 64	24 G 5
Gestein	HWG	HWG	HWG	HWG	KAG	KAG	KAG	AK	AK	AK	VPG	GSG	KKG	KKG	KWG	KWG	SSZ	SSZ	SSZ	KWG	KWG	GK	GK	GK
Gew. %																								
SiO ₂	62,37	62,84	72,08	71,00	67,60	57,90	60,25	65,20	65,00	66,13	66,20	67,60	65,60	65,50	64,42	65,39	73,17	70,94	71,51	69,93	65,27	74,28	72,79	74,63
TiO ₂	0,85	0,88	0,24	0,21	0,53	1,04	0,79	0,67	0,57	1,29	0,40	0,54	0,48	0,44	0,64	0,58	0,27	0,29	0,24	0,38	0,59	0,12	0,23	0,13
Al ₂ O ₃	17,86	16,40	14,82	14,80	14,80	15,80	15,60	14,90	14,70	14,11	15,40	15,10	16,46	15,70	16,13	15,88	14,89	15,58	14,25	14,78	15,56	14,64	14,42	13,89
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	1,80	3,06	4,74	5,62	3,77	3,35	0,69	2,88	2,73	0,00	0,00	0,31	1,13	0,60	0,53	0,24	2,74	0,57	0,00	0,00	0,00
FeO	3,20	3,94	1,58	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,50	0,00	0,00	2,98	2,68	2,88	2,10	0,70	1,07	0,95	0,00	1,58	1,22	1,52	1,30
MnO	0,05	0,05	0,01	0,02	0,05	0,09	0,09	0,09	0,06	0,05	0,08	0,04	0,08	0,05	0,06	0,04	0,00	0,02	0,03	0,07	0,04	0,07	0,02	0,03
MgO	1,92	2,13	0,83	0,68	1,68	3,91	3,94	1,96	1,77	1,90	1,34	1,65	1,33	1,08	2,44	2,35	0,29	1,04	0,52	1,05	1,85	0,29	0,48	0,19
CaO	2,58	2,80	1,67	1,99	2,60	3,89	2,98	2,19	2,87	2,98	1,39	2,37	2,77	2,61	3,04	1,89	0,83	1,32	1,66	2,09	2,15	0,73	1,17	0,72
Na ₂ O	3,88	3,36	3,09	3,40	3,21	3,51	3,26	2,89	3,22	3,41	4,04	3,17	4,02	3,82	6,88	4,30	4,84	5,33	3,95	3,85	3,62	3,21	3,24	3,81
K ₂ O	5,31	4,78	5,30	4,65	4,61	6,58	5,67	4,59	4,48	4,44	3,85	5,12	3,81	3,42	2,18	5,12	4,27	3,42	4,51	4,04	5,95	4,84	4,61	5,04
P ₂ O ₅	0,28	0,10	0,12	0,10	0,16	0,50	0,57	0,38	0,29	0,14	0,20	0,20	0,21	0,18	0,42	0,41	0,13	0,13	0,12	0,21	0,41	0,28	0,22	0,07
LOI	1,86	1,84	1,01	1,00	0,40	1,00	0,85	2,90	2,10	2,14	1,30	0,40	1,96	3,78	0,61	0,80	0,10	0,29	1,94	0,61	2,00	0,89	0,92	0,66
Summe	99,94	98,90	100,75	99,25	98,70	98,98	99,80	99,52	98,19	99,78	99,08	98,92	99,68	99,22	99,81	99,99	100,09	99,96	99,92	100,05	99,59	100,65	99,62	100,47
AVCNK	1,06	1,04	1,07	1,03	0,99	0,79	0,92	1,09	0,98	0,89	1,15	1,00	1,04	1,07	0,84	0,98	1,08	1,05	0,99	1,02	0,95	1,22	1,16	1,07
ppm Cr	54	nb	udN	172	52	182	143	29	49	nb	20	37	102	8	nb	nb	nb	nb	udN	107	94	udN	12	udN
Ni	22	nb	3	15	12	69	61	21	15	nb	12	12	8	21	nb	nb	nb	nb	udN	36	37	10	9	17
Co	nb	nb	nb	udN	8	15	nb	12	udN	nb	8	udN	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb
Sc	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	udN	nb	nb	6	udN	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb
V	nb	nb	nb	nb	67	118	93	udN	70	nb	36	52	nb	nb	nb	nb	nb	nb	15	33	62	nb	nb	nb
Cu	nb	nb	nb	12	19	11	nb	17	udN	nb	9	29	udN	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb
Pb	nb	nb	nb	41	31	udN	nb	udN	udN	nb	5	udN	25	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb
Zn	nb	nb	nb	23	61	116	96	121	60	nb	59	61	69	33	nb	nb	nb	nb	nb	35	63	45	nb	nb
Rb	188	187	131	120	172	217	183	234	252	nb	178	198	129	113	nb	nb	nb	nb	241	181	232	285	225	283
Ba	1775	1628	1841	1171	1150	2475	2280	1050	1195	nb	851	1122	1101	1023	nb	nb	nb	nb	996	668	2340	264	379	264
Sr	450	418	376	371	388	590	335	269	414	nb	251	473	528	329	nb	nb	nb	nb	321	507	554	70	95	59
Ta	2	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	1	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb
Nb	22	10	7	udN	8	35	22	23	19	nb	16	10	15	7	nb	nb	nb	nb	8	11	12	15	15	14
Hf	9	nb	nb	nb	nb	nb	nb	6	nb	nb	3	nb	4	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb
Zr	315	195	131	126	234	390	391	171	236	nb	171	363	172	160	nb	nb	nb	nb	152	198	268	78	119	100
Y	24	8	8	nb	15	27	41	15	27	nb	2	18	13	55	nb	nb	nb	nb	38	23	41	16	21	52
Th	22	nb	29	udN	40	47	nb	34	35	nb	12	24	11	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	8	13	21
U	5	nb	udN	nb	udN	udN	nb	10	udN	nb	8	udN	2	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	udN	udN	udN
Rb/Sr	0,42	0,45	0,35	0,32	0,45	0,37	0,55	0,87	0,81	—	0,71	0,42	0,24	0,34	—	—	—	—	0,75	0,36	0,42	4,07	2,37	4,80
Rb/Zr	0,60	0,96	1,00	0,65	0,74	0,56	0,47	1,37	1,07	—	1,04	0,55	0,75	0,71	—	—	—	—	1,59	0,91	0,87	3,85	1,89	2,83
Ba/Rb	9,44	8,71	14,05	9,76	6,69	11,41	12,48	4,49	4,74	—	4,78	5,87	8,53	9,05	—	—	—	—	4,13	4,78	10,09	0,93	1,68	0,93

Tabelle 11: Chemische RF-Analysen von Zentralgneisen des mittleren und westlichen Tauernfensters (Nachweisgrenzen am Ende der Tabelle)
nb - nicht bestimmt, udN - unter der Nachweisgrenze

Daten: KARL (1959) - Analysen-Nr. 59, 73; MORTEANI (1971) - Analysen-Nr. 10, 36, 37; STEYRER (1982) - Analysen-Nr. 15-18, 86, 87; RAAB (1983) - Analysen-Nr. 28-30, 80, 81; VON QUADT (1985) - Analysen-Nr. 31-33, 84; REICHERTER (1989) - Analysen-Nr. 19-21, 82, 89, 90; FIMMEL (1990) - Analysen-Nr. 7, 52-58; FINGER & STEYRER 1988, FINGER et al. 1993 und unpubl. - Analysen-Nr. 1, 14, 22-27, 42-47, 68-72, 74, 83 sowie eigene Analysen;

HWG - Hochweißfeldgneis, KAG - Krimmler Augengneis, AK - Ahorn-Porphyrgneis, VPG - Valsertal-Porphyrgneis, GSG - Gießscharten-Porphyrgneis, KKG - Knorkogel-Porphyrgneis, KWG - Knappenwand-Porphyrgneis, SSZ - Granitgneis der Südlichen Sulzbachzunge, GK - Granatspitzgneis

Nr. Probe	25 F 16	26 F 17	27 F 19	28 Z 1	29 Z 2	30 Z 3	31 Q 139	32 Q 181	33 Q 192	34 AS 16/90	35 AS 56/90	36 M 375	37 M 412	38 AS 76/90	39 AS 80/90	40 AS 93/90	41 AS 96/90	42 HP 158	43 F 25	44 F 16	45 HP 162	46 F 12	47 F 24	48 AS 30/88
Gestein Gew.%	GK	GK	GK	GK	GK	GK	GK	GK	GK	ZV	ZV	ZV	ZV	ZV	ZV	ZV	ZV	ZV	ZV	ZV	ZV	ZV	ZV	ZV
SiO ₂	71,83	72,52	71,87	77,98	73,79	75,10	69,78	72,03	72,81	85,00	88,50	61,77	62,28	71,80	70,40	67,90	72,90	60,73	72,15	66,23	60,09	62,06	64,47	70,14
TiO ₂	0,24	0,19	0,23	0,15	0,22	0,18	0,24	0,23	0,19	0,53	0,49	1,18	0,60	0,23	0,30	0,46	0,23	0,57	0,20	0,56	0,81	0,71	0,15	0,29
Al ₂ O ₃	15,04	14,44	14,38	12,84	14,56	14,29	14,83	13,88	14,13	15,80	15,80	18,00	17,55	14,60	14,50	15,40	14,20	16,40	14,37	15,77	17,83	17,11	16,50	14,21
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	1,16	1,82	1,33	0,00	0,13	0,10	4,20	4,21	1,84	1,77	1,91	2,88	3,12	1,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	1,48	1,57	1,47	0,00	0,00	0,00	1,65	1,65	1,20	0,00	0,00	2,54	3,87	0,00	0,00	0,00	0,00	6,55	2,04	3,82	5,87	4,92	4,60	2,73
MnO	0,00	0,04	0,00	0,04	0,04	0,04	0,03	0,07	0,05	0,07	0,08	0,07	0,09	0,04	0,05	0,05	0,03	0,20	0,05	1,45	0,24	0,11	0,13	0,06
MgO	0,48	0,50	0,49	0,29	0,42	0,40	0,42	0,73	0,58	1,71	1,18	1,36	1,94	0,84	0,88	1,05	0,83	3,34	0,42	1,73	3,04	1,71	2,04	0,68
CaO	1,28	1,11	1,17	0,70	1,08	0,73	1,28	1,43	1,34	4,38	3,80	5,22	4,87	2,15	2,53	3,18	2,06	5,82	1,89	4,00	6,20	5,02	4,72	2,32
Na ₂ O	3,48	3,23	3,28	2,90	3,13	3,29	3,01	3,22	3,39	3,53	4,05	4,38	3,94	4,10	3,98	3,33	4,06	3,08	3,81	3,59	3,54	3,97	3,59	4,33
K ₂ O	5,22	4,84	4,93	3,78	4,71	4,43	5,09	4,85	5,19	2,81	1,84	2,33	2,11	2,40	2,98	2,97	2,31	1,98	3,91	2,73	1,78	2,25	2,38	2,94
P ₂ O ₅	0,22	0,19	0,22	0,08	0,18	0,11	0,23	0,12	0,12	0,05	0,08	0,15	0,18	0,08	0,08	0,15	0,05	0,24	0,08	0,23	0,16	0,19	0,18	0,10
LOI	0,90	1,46	1,12	0,00	0,00	0,00	0,84	1,00	0,80	0,40	0,50	1,25	1,27	0,90	0,40	1,00	0,80	1,08	1,08	1,28	1,30	0,85	1,43	2,16
Summe	100,17	100,09	98,98	99,89	99,75	99,90	97,38	99,32	99,70	98,38	98,53	100,07	100,27	98,85	98,74	98,81	99,17	99,99	99,98	101,39	100,44	98,80	100,17	99,98
A/CNK	1,10	1,15	1,12	1,25	1,19	1,24	1,16	1,05	1,04	0,96	1,02	0,94	1,02	1,10	1,01	1,06	1,10	0,92	1,03	0,98	0,93	0,95	0,97	0,98
ppm Cr	4	6	9	udN	udN	udN	8	28	20	25	9	nb	nb	udN	udN	udN	udN	udN	udN	21	3	13	118	nb
Ni	11	9	14	16	15	17	udN	udN	udN	udN	udN	nb	nb	udN	udN	udN	udN	udN	udN	8	4	7	7	nb
Co	nb	nb	nb	nb	nb	nb	udN	udN	2	1	udN	nb	nb	nb	85	udN	83	80	nb	nb	nb	nb	nb	nb
Sc	nb	nb	nb	nb	nb	nb	4	10	16	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb
V	nb	nb	nb	nb	nb	nb	13	21	8	nb	nb	nb	nb	nb	19	31	58	21	nb	nb	nb	nb	nb	nb
Cu	nb	nb	nb	nb	nb	nb	udN	udN	udN	nb	nb	nb	nb	nb	udN	11	udN	26	nb	nb	nb	nb	nb	nb
Pb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	13	33	31	udN	udN	nb	nb	udN	udN	udN	udN	udN	nb	nb	nb	nb	nb	nb
Zn	nb	nb	nb	nb	nb	nb	31	20	13	81	78	nb	nb	nb	16	38	37	17	nb	nb	nb	nb	nb	nb
Rb	230	223	259	215	291	274	249	333	267	80	80	nb	nb	nb	88	99	120	94	85	100	109	55	105	80
Ba	517	370	382	nb	nb	nb	339	484	423	667	505	nb	nb	nb	483	958	700	424	456	1014	641	414	515	540
Sr	117	94	97	30	76	78	81	159	181	270	278	nb	nb	nb	240	267	299	227	287	192	264	355	299	303
Ta	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	1	nb	nb	nb	nb	nb
Nb	13	15	16	nb	nb	nb	1	17	7	8	15	nb	nb	nb	11	nb	14	8	13	11	13	11	15	12
Hf	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	5	nb	nb	nb	nb	nb
Zr	119	115	110	73	105	88	93	112	80	153	171	nb	nb	nb	94	188	188	80	152	133	142	137	226	147
Y	23	24	23	13	15	13	11	23	18	22	17	nb	nb	nb	17	12	20	14	27	12	18	22	33	21
Th	11	12	11	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	udN	udN	nb	nb	udN	udN	udN	udN	6	11	11	7	18	9
U	2	2	udN	nb	nb	nb	nb	nb	nb	udN	udN	nb	nb	udN	udN	udN	udN	udN	1	udN	udN	4	2	udN
Rb/Sr	1,97	2,37	2,87	7,17	3,83	3,51	3,07	2,08	1,40	0,33	0,33	—	—	0,37	0,37	0,40	0,41	0,23	0,52	0,41	0,15	0,35	0,28	0,70
Rb/Zr	1,93	1,94	2,35	2,85	2,77	3,19	2,88	2,97	2,87	0,59	0,53	—	—	0,94	0,80	0,65	1,18	0,43	0,75	0,77	0,40	0,46	0,54	0,84
Ba/Rb	2,25	1,86	1,51	0,00	0,00	0,00	1,38	1,45	1,58	7,41	5,81	—	—	5,49	9,68	5,83	4,51	7,02	10,14	5,88	7,53	4,90	6,75	6,45

Fortsetzung Tabelle 11: Chemische RF-Analysen von Zentralgneisen des mittleren und westlichen Tauernfensters
nb - nicht bestimmt, udN - unter der Nachweisgrenze

GK - Granatspitzgneis, ZV - kalkalkalische Suite des Zillertal/Venediger Kerns (hpts. Tonalite und Granodiorite)

Nr. Probe	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	
	AS 38/88	AS 40/87	AS 42/86	FIM 67	FIM 1 ZV	FIM 29	FIM 33	FIM 34	FIM 68	FIM 89	C1 ZV	AS 26/90	AS 28/90	AS 30/90	AS 31/90	AS AS 55/90	AS 61/90	AS 65/90	AS 108/90	Z4 TUX	Z2 FIST	Z3 FIST	Z6 FIST	Z6 FIST	
Gestein	ZV	ZV	ZV	ZV	ZV	ZV	ZV	ZV	ZV	ZV	ZV	TUX	TUX	TUX	TUX	TUX	TUX	TUX	TUX	TUX	TUX	TUX	TUX	TUX	
Gew. %																									
SiO ₂	69,50	69,60	72,30	75,62	59,23	68,61	70,02	60,80	66,01	71,21	68,80	74,10	68,60	74,60	74,70	70,40	71,10	73,50	71,80	71,93	71,99	74,61	75,52	76,28	
TiO ₂	0,33	0,25	0,12	0,07	0,60	0,43	0,55	0,74	0,51	0,30	0,49	0,11	0,34	0,10	0,29	0,32	0,31	0,13	0,23	0,30	0,25	0,21	0,15	0,07	
Al ₂ O ₃	14,70	14,40	14,80	14,19	17,53	15,81	14,46	17,21	16,20	14,79	16,04	13,70	15,10	12,80	12,10	14,60	14,00	13,40	13,60	14,79	14,95	13,60	14,03	13,05	
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,46	6,82	3,63	3,98	9,91	4,06	2,82	0,00	1,25	3,42	1,17	2,40	2,61	2,48	1,69	2,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
FeO	2,74	2,34	0,85	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,30	2,06	1,63	1,49	0,92	
MnO	0,03	0,04	0,05	0,01	0,12	0,07	0,05	0,11	0,07	0,05	0,04	0,03	0,06	0,04	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,09	0,05	0,05	0,04	
MgO	0,63	0,52	0,29	0,17	2,78	0,98	1,24	2,29	1,29	0,66	0,50	0,30	0,66	0,14	0,38	0,66	0,64	0,28	0,50	0,41	0,28	0,21	0,29	0,22	
CaO	2,55	2,05	0,91	0,90	6,00	3,17	2,21	5,21	4,08	2,62	3,24	1,35	2,55	1,02	1,96	2,19	1,92	1,30	2,09	1,90	1,64	1,25	1,48	0,81	
Na ₂ O	4,69	5,14	4,94	6,33	3,43	3,99	3,52	3,81	3,76	3,91	3,97	3,50	4,26	3,52	3,39	3,92	3,71	3,90	3,33	3,90	4,12	3,66	3,32	4,08	
K ₂ O	2,07	2,66	4,25	1,03	2,23	2,59	3,07	2,13	2,34	2,91	2,02	4,00	3,33	4,56	2,39	3,75	3,94	3,89	4,07	4,31	4,55	4,73	3,60	4,52	
P ₂ O ₅	0,11	0,10	0,17	0,20	0,19	0,16	0,18	0,20	0,18	0,12	0,15	0,05	0,07	0,05	0,05	0,07	0,06	0,05	0,05	0,10	0,07	0,05	0,05	0,01	
LOI	1,30	1,40	1,60	0,69	0,95	0,82	1,23	0,78	1,09	0,63	1,25	0,30	0,20	0,20	0,60	0,30	0,40	0,30	0,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Summe	98,85	98,82	100,25	99,69	100,06	100,06	100,51	103,19	99,59	100,02	99,55	98,89	98,59	98,20	98,31	98,88	98,82	98,50	98,68	99,99	100,00	100,00	99,98	100,00	
A/CNK	1,01	0,93	1,03	1,08	0,82	1,03	1,10	0,85	1,00	1,03	1,10	1,09	0,99	1,02	1,03	1,01	1,01	1,03	1,01	1,02	1,02	1,01	1,16	1,00	
ppm Cr	nb	nb	nb	udN	38	udN	63	udN	udN	udN	nb	15	0	12	0	12	15	18	8	8	11	6	8	8	
Ni	nb	nb	nb	udN	udN	udN	udN	udN	udN	udN	nb	udN	udN	udN	udN	udN	udN	udN	udN	udN	21	3	2	21	21
Co	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	udN	udN	udN	udN	udN	udN	udN	udN	nb	nb	nb	nb	nb	
Sc	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	
V	nb	nb	nb	nb	122	39	57	99	53	25	nb	udN	32	udN	udN	udN	udN	udN	udN	24	nb	nb	nb	nb	
Cu	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	11	udN	udN	udN	udN	udN	10	86	nb	nb	nb	nb	nb	
Pb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	udN	udN	30	udN	31	udN	42	udN	nb	nb	nb	nb	nb	
Zn	nb	nb	nb	17	90	51	59	82	56	40	nb	38	62	32	50	51	52	36	40	nb	nb	nb	nb	nb	
Rb	76	102	157	28	82	94	102	80	91	88	nb	110	104	170	104	123	127	138	122	133	185	170	113	147	
Ba	863	929	419	206	565	734	611	582	586	902	nb	1008	966	744	747	750	815	735	943	993	593	577	1008	701	
Sr	241	277	130	47	339	258	199	325	257	223	nb	291	196	95	230	270	244	120	174	175	90	84	146	65	
Ta	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	udN	udN	udN	udN	udN	udN	udN	udN	udN	0	0	0	0	
Nb	12	12	12	9	12	13	9	9	10	12	nb	9	19	11	11	15	15	udN	8	4	8	4	7	7	
Hf	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	
Zr	188	188	85	43	205	194	187	207	200	174	nb	81	195	88	176	171	162	111	110	172	148	120	106	54	
Y	12	21	udN	13	37	20	41	47	26	21	nb	16	26	43	21	27	22	21	18	8	8	16	6	6	
Th	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	udN	udN	udN	udN	udN	udN	23	udN	nb	nb	nb	nb	nb	
U	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	udN	udN	udN	udN	udN	udN	udN	udN	nb	nb	nb	nb	nb	
Rb/Sr	0,31	0,37	1,21	0,60	0,24	0,36	0,60	0,25	0,35	0,39	—	0,42	0,53	1,79	0,45	0,48	0,52	1,15	0,70	0,78	2,06	2,02	0,77	2,26	
Rb/Zr	0,40	0,61	1,65	0,65	0,40	0,48	0,55	0,39	0,46	0,49	—	1,36	0,53	1,83	0,59	0,72	0,78	1,24	1,11	0,77	1,25	1,42	1,07	2,72	
Ba/Rb	11,77	9,11	2,67	7,36	6,89	7,81	5,99	7,26	6,44	10,49	—	9,16	9,48	4,38	7,18	6,10	6,42	5,33	7,73	7,47	3,21	3,39	8,92	4,77	

Fortsetzung Tabelle 11: Chemische RF-Analysen von Zentralgneisen des mittleren und westlichen Tauernfensters
nb - nicht bestimmt, udN - unter der Nachweisgrenze

ZV - kalkalkalische Suite des Zillertal/Venediger Kerns (hpts. Tonalite und Granodiorite); TUX - kalkalkalische Suite des Tuxer Kerns (Hpts. Granodiorite und Granite)

Nr. Probe	73 C2	74 F13 TUX	75 AS 16/90 ZVG	76 AS 12/90 ZVG	77 AS 00/88 FAG	78 AS 02/88 FAG	79 AS 13/89 FAG	80 Z 5 FAG	81 Z 4 FAG	82 KR 1 NSZ	83 NS NSZ	84 Q 180 NSZ	85 KR 4 HZ	86 D 136 HZ	87 FAZ HZ	88 AS 13/91 RSG	89 KR 6 RSG	90 KR 12 RSG
Gestein	TUX	TUX	ZVG	ZVG	FAG	FAG	FAG	FAG	FAG	NSZ	NSZ	NSZ	HZ	HZ	HZ	RSG	RSG	RSG
Gew. %																		
SiO ₂	71,58	73,93	72,20	71,60	72,30	74,00	72,39	73,31	71,18	75,17	75,22	75,45	74,04	70,99	74,94	75,20	76,74	75,79
TiO ₂	0,18	0,23	0,24	0,27	0,32	0,15	0,38	0,21	0,20	0,12	0,13	0,12	0,20	0,28	0,10	0,08	0,07	0,09
Al ₂ O ₃	12,08	14,30	13,70	13,90	13,10	13,00	12,85	13,68	14,03	12,60	13,45	13,02	13,66	15,01	13,44	12,80	12,67	12,97
Fe ₂ O ₃	2,45	0,00	2,00	2,32	1,97	1,10	0,00	1,48	1,48	0,49	0,00	0,34	0,35	0,43	0,00	1,13	0,09	0,09
FeO	1,72	1,89	0,00	0,00	0,00	0,00	2,22	0,00	0,00	0,99	1,52	1,00	1,47	1,78	1,30	0,00	0,83	1,15
MnO	0,17	0,00	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,07	0,04	0,06	0,10	0,04	0,04	0,05	0,04
MgO	0,90	0,33	0,39	0,88	1,05	0,47	1,50	0,76	0,72	0,22	0,23	0,08	0,78	0,12	0,24	0,09	0,00	0,17
CaO	1,98	1,40	1,72	1,83	1,35	0,94	1,85	1,20	1,18	0,79	0,88	0,95	1,30	2,00	0,84	0,59	0,48	0,68
Na ₂ O	4,32	4,73	3,30	3,20	3,15	3,65	2,81	3,40	3,66	3,94	3,90	3,57	4,08	3,87	4,14	4,17	3,65	3,57
K ₂ O	2,77	3,48	4,55	3,00	4,84	4,53	5,02	4,40	4,72	4,18	4,50	4,30	3,11	4,11	4,36	4,80	4,63	4,78
P ₂ O ₅	1,01	0,07	0,05	0,05	0,17	0,00	0,24	0,05	0,06	0,03	0,01	0,03	0,08	0,04	0,02	0,02	0,06	0,04
LOI	0,72	0,00	0,30	1,50	1,10	1,10	0,85	0,00	0,00	0,82	1,28	0,68	1,85	0,84	0,77	0,50	0,47	0,44
Summe	99,84	100,36	98,49	98,59	99,39	98,97	99,75	98,53	97,27	99,19	101,19	99,58	100,78	100,17	99,99	99,42	99,84	99,77
A/CNK	0,88	1,01	1,02	1,17	1,02	1,03	0,98	1,09	1,08	1,01	1,04	1,08	1,10	0,97	1,08	0,98	1,07	1,08
ppm Cr	nb	udN	udN	13	36	12	35	6	2	udN	2	3	udN	nb	nb	2	udN	udN
Ni	nb	udN	udN	udN	28	udN	18	25	25	udN	10	udN	udN	nb	nb	9	2	udN
Co	nb	nb	udN	udN	udN	udN	6	nb	nb	nb	nb	udN	nb	nb	nb	2	nb	nb
Sc	nb	nb	nb	nb	nb	nb	7	nb	nb	nb	nb	2	nb	nb	nb	2	nb	nb
V	nb	nb	25	32	nb	nb	nb	nb	nb	udN	nb	3	udN	nb	nb	10	udN	udN
Cu	nb	nb	udN	udN	18	17	3	nb	nb	nb	nb	udN	nb	nb	nb	1	nb	nb
Pb	nb	nb	udN	udN	42	22	nb	nb	nb	nb	nb	10	nb	nb	nb	26	nb	nb
Zn	nb	nb	39	37	29	17	34	nb	nb	33	nb	21	42	nb	nb	48	22	33
Rb	nb	102	150	97	237	273	198	284	319	202	195	190	130	nb	184	203	187	243
Ba	nb	811	692	801	470	92	360	nb	nb	349	389	347	478	nb	417	10	161	260
Sr	nb	129	179	212	141	47	188	170	217	47	84	49	78	nb	53	10	36	41
Ta	nb	nb	nb	nb	nb	nb	3	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb
Nb	nb	13	21	11	24	16	25	nb	nb	18	17	4	12	nb	18	22	12	17
Hf	nb	7	nb	nb	nb	nb	6	nb	nb	nb	nb	4	nb	nb	nb	5	nb	nb
Zr	nb	164	179	139	214	113	193	126	125	116	123	90	125	nb	114	121	77	104
Y	nb	18	32	21	34	26	34	34	24	57	49	35	33	nb	44	35	44	62
Th	nb	11	nb	nb	38	28	48	nb	nb	nb	17	nb	nb	nb	21	22	nb	nb
U	nb	3	nb	nb	nb	nb	8	nb	nb	nb	4	nb	nb	nb	udN	12	nb	nb
Rb/Sr	—	0,79	0,84	0,46	1,68	5,81	1,05	1,55	1,47	4,30	2,32	3,88	1,71	—	3,47	20,30	5,19	5,93
Rb/Zr	—	0,62	0,64	0,70	1,11	2,42	1,03	2,10	2,55	1,74	1,59	2,11	1,04	—	1,81	1,68	2,43	2,34
Ba/Rb	—	7,95	6,61	8,26	1,98	0,34	1,97	0,00	0,00	1,73	1,99	1,83	3,66	—	2,27	0,05	0,86	1,07

Fortsetzung Tabelle 11: Chemische RF-Analysen von Zentralgneisen des mittleren und westlichen Tauernfensters
nb - nicht bestimmt, udN -unter der Nachweisgrenze

TUX - kalkalkalische Suite des Tuxer Kerns (hpts. Granodiorite und Granite); ZVG - saure Gänge innerhalb des Zillertal/Venediger Kerns; FAG - Felbertauern-Augengneis; NSZ - Granitgneise der Nördlichen Sulzbachzunge; HZ - Granitgneise der Habachzunge; RSG - Metagranit vom Typus Reichenspitze;

Nachweisgrenzen der Spurenelemente (ppm): siehe jeweilige Originalarbeit bzw. Analysen Nr. 8,11, 13, 79, 88 (Cr -1, Ni - 1, Co - 1, Sc - 0,5, V - 2, Cu - 1, Pb - 2, Zn - 0,5, Rb - 10, Ba - 10, Sr - 10, Ta - 2, Nb - 10, Zr - 10, Y - 10, Th - 2, U - 2; sonstige Analysen (AS): Cr - 8, Ni - 8, Co - 8, V - 15, Cu - 8, Pb - 30, Zn - 8, Rb - 8, Ba - 40, Sr - 8, Nb - 8, Zr - 8, Y - 8, Th - 20, U - 20;

Tabelle 13: Chemische RF Analysen von Zentralgneisen des mittleren Tauernfensters nach GRITZ (1990)

KKG - Knorrkogel-Porphyrigneis, Analysen Nr. 1-13 von Probenmaterial nahe dem Löbentörl/südlich Innerschloß, Analysen Nr. 14-23 von Proben, die vom Bereich südlich des Stallkogels (nahe Raneburg) stammen;
 GSK - Granatspitz-Zentralgneis, von Probenmaterial nahe der Landeggalm E des Matrierer Tauernals;
 FAG - Felbertauern-Augengneis (bei GRITZ "Orthogneise der Riffldecke"), hpts. vom Bereich um den Brochetkopf;
 SKG - Scharkogelgneis, vom Bereich östlich Enzingerboden im Stubachtal

Nr. Probe	1 WAP 1440 KKG	2 WAP 1441 KKG	3 WAP 1442 KKG	4 WAP 1443 KKG	5 WAP 1444 KKG	6 WAP 1445 KKG	7 WAP 1694 KKG	8 WAP 1696 KKG	9 WAP 1696 KKG	10 WAP 1610 KKG	11 WAP 1697 KKG	12 WAP 1698 KKG	13 WAP 1699 KKG	14 WAP 1700 KKG	15 WAP 1701 KKG	16 WAP 1611 KKG	17 WAP 1702 KKG	18 WAP 1703 KKG	19 WAP 1612 KKG	20 WAP 1613 KKG	21 WAP 1614 KKG	22 WAP 1704 KKG	23 WAP 1705 KKG	24 WAP 1439 GSK
Gestein	WAP	WAP	WAP	WAP	WAP	WAP																		
Gew.%	WAP	WAP	WAP	WAP	WAP	WAP																		
SiO2	85,89	87,80	88,45	87,80	88,88	87,38	88,24	88,88	88,88	87,80	88,10	87,38	88,98	88,88	88,45	70,38	88,10	88,85	87,80	87,81	88,53	87,38	70,17	71,68
ppm Cr	48	48	47	48	47	42	108	119	118	88	58	73	65	85	84	83	129	182	121	127	65	71	53	55
Ni	10	9	9	7	7	8	9	8	9	9	9	10	9	11	8	10	8	8	8	7	11	6	8	8
Co	7	8	6	7	7	7	9	8	7	9	7	7	8	8	7	6	8	8	8	7	11	6	8	8
V	42	44	33	47	35	45	42	41	46	36	45	44	47	42	38	34	40	43	38	50	48	43	32	17
Cu	2	2	0	0	7	2	0	0	0	0	0	0	10	1	1	0	0	0	0	0	6	0	0	12
Pb	40	28	30	21	38	19	27	23	28	22	19	23	35	22	30	34	22	16	21	17	29	22	30	31
Zn	58	87	50	57	87	53	58	51	82	55	51	51	74	58	58	54	47	32	51	43	72	49	50	42
Rb	98	104	140	107	94	108	105	105	108	94	112	109	109	102	94	123	85	102	89	93	138	89	135	208
Ba	1332	1168	832	1228	1198	1150	955	1077	845	1187	1028	1058	998	1003	1053	750	1357	1088	1085	1492	911	1122	921	383
Sr	488	510	458	473	507	549	388	310	331	343	388	354	415	353	384	283	320	288	315	283	401	338	311	88
Ga	21	20	20	20	22	21	20	17	20	18	20	21	25	20	21	20	18	17	17	18	20	17	20	20
Nb	11	10	13	10	10	10	9	11	17	8	15	13	12	12	12	17	12	12	11	12	12	11	11	18
Zr	220	228	185	198	258	232	227	185	222	210	210	218	247	224	222	192	189	180	195	179	238	202	185	117
Y	15	18	16	18	20	24	18	14	17	15	17	17	20	17	18	22	13	12	12	12	22	13	16	28
Th	13	13	12	13	14	14	13	11	15	12	12	16	14	13	14	14	12	10	11	12	14	11	13	17
U	3	0	3	3	3	2	1	1	2	1	2	4	1	1	1	5	0	1	1	3	2	1	3	3
Rb/Sr	0,20	0,20	0,31	0,23	0,19	0,19	0,28	0,34	0,33	0,27	0,31	0,31	0,28	0,29	0,28	0,42	0,30	0,35	0,28	0,32	0,34	0,29	0,43	2,36
Rb/Zr	0,45	0,46	0,78	0,54	0,38	0,46	0,48	0,54	0,49	0,45	0,53	0,50	0,44	0,46	0,42	0,84	0,50	0,57	0,46	0,52	0,57	0,49	0,69	1,78
Ba/Rb	13,59	11,23	5,84	11,48	12,74	10,85	9,10	10,28	7,82	12,41	9,18	9,69	9,14	9,83	11,20	6,10	14,28	10,85	12,19	16,04	6,70	11,33	6,82	1,84
Nr. Probe	25 WAP 1595 GSK	26 WAP 1596 GSK	27 WAP 1597 GSK	28 WAP 1598 GSK	29 WAP 1599 GSK	30 WAP 1600 GSK	31 WAP 1601 GSK	32 WAP 1602 FAG	33 WAP 1603 FAG	34 WAP 1604 FAG	35 WAP 1605 FAG	36 WAP 1606 FAG	37 WAP 1607 FAG	38 WAP 1608 FAG	39 WAP 1609 FAG	40 WAP 1706 SKG	41 WAP 1707 SKG	42 WAP 1616 SKG	43 WAP 1617a SKG	44 WAP 1709 SKG	45 WAP 1710 SKG	46 WAP 1711 SKG	47 WAP 1712 SKG	48 WAP 1617b SKG
Gew.%	WAP	WAP	WAP	WAP	WAP	WAP																		
SiO2	72,73	71,88	71,88	70,81	70,17	72,09	71,88	74,02	71,88	72,52	72,73	72,52	72,95	72,73	72,52	69,74	68,88	69,31	68,24	68,95	68,45	67,80	67,80	68,04
ppm Cr	148	115	89	98	82	88	90	120	120	136	138	144	118	132	128	51	44	49	59	93	83	84	62	63
Ni	8	5	7	8	8	7	6	9	11	11	10	14	9	14	11	8	7	9	10	7	8	10	12	8
Co	3	4	3	4	4	2	2	2	4	4	3	5	4	5	3	5	6	7	7	7	6	6	6	5
V	18	14	15	11	18	10	17	12	18	17	21	19	18	19	20	35	32	30	39	38	37	35	38	32
Cu	0	0	6	0	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	12	5	9	8	9	12	9	5
Pb	23	22	29	25	34	30	21	42	41	40	40	39	36	40	39	36	44	39	28	27	24	32	32	28
Zn	37	35	44	34	45	43	38	19	21	23	28	27	22	27	27	78	53	84	64	58	58	63	70	61
Mo	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rb	209	198	214	194	218	228	235	222	239	250	228	242	234	223	238	128	127	128	119	104	123	128	133	118
Ba	342	279	258	341	418	239	289	209	286	236	338	273	259	345	285	1087	1095	988	1078	1093	1083	1285	1135	1079
Sr	68	80	70	74	85	57	58	74	88	71	79	81	79	115	88	250	263	239	300	288	289	368	348	318
Ga	18	18	20	16	20	18	17	18	17	17	18	14	18	17	15	20	22	9	12	13	14	12	10	14
Nb	17	17	15	17	18	18	22	18	19	23	24	25	28	20	22	9	12	13	14	14	12	10	14	13
Zr	99	91	113	104	112	79	89	103	108	104	108	124	105	129	117	189	190	191	219	214	204	204	212	209
Y	18	10	22	14	24	11	11	20	18	18	28	21	21	24	21	18	17	18	19	20	19	21	22	21
Th	13	12	14	12	16	10	10	31	28	29	32	35	31	35	31	12	15	14	13	13	15	12	13	14
U	4	1	2	3	4	4	5	9	7	7	7	8	10	9	9	0	0	0	0	1	0	3	1	2
Rb/Sr	3,17	3,30	3,08	2,62	2,54	4,00	4,05	3,00	2,72	3,52	2,89	2,99	2,98	1,94	2,74	0,51	0,48	0,53	0,40	0,35	0,48	0,34	0,38	0,36
Rb/Zr	2,11	2,18	1,89	1,87	1,93	2,89	2,84	2,18	2,25	2,40	2,11	1,95	2,23	1,73	2,02	0,68	0,67	0,66	0,54	0,49	0,60	0,62	0,63	0,58
Ba/Rb	1,84	1,41	1,21	1,78	1,94	1,05	1,23	0,94	1,20	0,94	1,47	1,13	1,11	1,55	1,25	8,49	8,62	7,83	9,04	10,51	8,64	10,20	8,53	9,30

9. ZUR MAGMATISCHEN ENSTEHUNGSGESCHICHTE DER ZENTRALGNEISE IM MITTLEREN UND WESTLICHEN TAUERNFENSTER - CONCLUSIO

Die bisherigen radiometrischen Datierungen (vgl. Review der Altersdaten in FINGER et al. 1993) weisen darauf hin, daß die Zentralgneise des Tauernfensters zur Gänze im Zusammenhang mit der variszischen Orogenese gebildet wurden.

Die neu erarbeiteten Daten belegen, daß zu Beginn der plutonischen Aktivität im gesamten Bereich des mittleren und westlichen Tauernfensters vor allem K_2O -reiche ("high- K_2O ") Magmen gebildet wurden (vgl. Kap. 3). Da manche dieser quarzmonzonitischen und granitischen Granitoide eng mit meta- und diatektischen Gesteinen verknüpft sind (z.B. Krimmler Augengneise Kap. 3.3., Hochweißfeldgneis Kap. 3.10.), ist anzunehmen, daß diese erste Magmengeneration im Zuge einer hochgradigen Regionalmetamorphose gebildet wurde. Die Magmen blieben z.T. in ihrem anatektischen Bildungsstockwerk (z.B. Hochweißfeldgneis, Kap. 3.10.), intrudierten aber auch in ein wesentlich höheres (hochplutonisch-subvulkanischen) Niveau (z.B. Ahorn-Porphyrigneis Kap. 3.4., Knappenwand-Porphyrigneis Kap. 3.8.).

Die geochemische Charakteristik und die Nd-Isotopendaten zeigen, daß bei der Bildung der K_2O -reichen Granitoide größere Mengen an älterer (mittelproterozoischer) kontinentaler Kruste aufgeschmolzen wurden (vgl. FINGER et al. 1993). Trotzdem dominieren in dieser Zentralgneisgeneration I-Typ Granitoide, nur beim Granatspitzgneis (Kap. 3.1.) ist eine S-Typ Natur festzustellen. Dies bedeutet, daß die präexistente Kruste entweder nur zu einem geringen Teil aus aluminiumreichen Metasedimenten aufgebaut war, oder aber durch den Einfluß von Mantelschmelzen (magma-mixing) der S-Typ Charakter der \pm anatektischen Komponente weitgehend unterdrückt wurde (FINGER et al. 1993).

Die bisher an Gesteinen dieser älteren Zentralgneisgeneration durchgeführten Altersbestimmungen (Granatspitzgneis Kap. 3.1., Knorrkogelgneis Kap. 3.8., Hochweißfeldgneis Kap. 3.10.) ergaben Alterswerte zwischen ca. 310 und 330 Mio. Jahren.

Die Hauptmasse der Zentralgneise im mittleren und westlichen Tauernfenster bilden dann aber die kalkalkalischen, hauptsächlich tonalitisch bis granodioritisch zusammengesetzten I-Typ Granitoide (Kap. 4). Sie sind entsprechend dem Geländebefund relativ jünger als die zuvor genannten K_2O -reichen Granitoide. Die Kruste im Tauernbereich muß nach der Bildung der variszischen high- K_2O Granitoide und Anatexite eine relativ rasche Hebung erfahren haben, da die tonalitisch-granodioritischen Zentralgneise des Zillertal-Venediger und Tuxer Kerns (Kap. 4.2. und 4.4.) meist in Form von Hochplutonen in ein schon relativ abgekühltes und sprödes Krustenstockwerk eindringen und dabei alle älteren magmatisch-anatektischen und metamorphen Strukturen plombieren (vgl. bes. Kap. 3.2.). Gemäß laufender U/Pb Zirkondatierungen (VON QUADT unpubl.) liegt das Intrusionsalter dieser Granitoide bei ca. 290 bis 300 Mio. Jahren.

Innerhalb dieser kalkalkalischen Zentralgneisgeneration ist eine kontinuierliche magmengenetisch zusammengehörige Entwicklungsreihe von basischen über intermediäre zu saureren Endgliedern festzustellen.

Schließlich bilden Granite mit A-Typ Charakter die dritte magmengenetisch eigenständige Zentralgneisgruppe im mittleren und westlichen Tauernfenster (Kap. 5). Beim Metagranit vom Typus Reichenspitze (Kap. 5.1.) ist durch Geländebefunde ein

jüngeres Alter gegenüber der kalkalkalischen Zentralgneisgeneration belegbar, da der Reichenspitz-Metagranit noch die saureren Endglieder der Zillertal-Venediger und Tuxer Granitoidgruppe diskordant mit scharfen Grenzen durchbricht. Die Granitgneise der Nördlichen Sulzbachzunge und der östlichen Habachzunge (Kap. 5.3.) sowie der Felbertauern-Augengneis (Kap. 5.2.) sind petrographisch, zirkontypologisch und geochemisch ebenfalls als Zentralgneise mit A-Typ Charakter zu klassifizieren - ihr relativ jüngeres Alter gegenüber der kalkalkalischen Zentralgneisgeneration ist durch Geländebefunde jedoch bislang nicht abzusichern.

Die genannte relative Abfolge bestimmter Zentralgneisgenerationen stimmt im Prinzip gut mit jener im östlichen Tauernfenster überein (vgl. FINGER et al. 1993 bzw. HAUNSCHMID 1993).

Auch dort stehen am Beginn der Magmenentwicklung K_2O -reiche, syenitische bis monzonitische Granitoide (Romategneis). Es folgen dann - so wie im mittleren und westlichen Tauernfenster - große Massen von kalkalkalischen Gesteinen (Maltatonalit, Hochalm-Porphyrgranit, Gößgranitoide, Kölnbrein-Leukogranite etc.). Als jüngste Zentralgneisgeneration treten auch im östlichen Tauernfenster schließlich Granite mit A-Typ Charakter auf (z.B. Prossau-Augengneis HAUNSCHMID 1993).

Obwohl im gesamten Tauernbereich prinzipiell dieselbe magmengenetische Entwicklung festzustellen ist, konnte bislang kein konkreter Zentralgneistyp gefunden werden, der sowohl im westlichen als auch im östlichen Tauernfenster auftritt.

Die magmatische Entwicklung der Zentralgneise im Tauernbereich weist übrigens gute petrogenetische und zeitliche Übereinstimmungen mit der plutonischen Entwicklung anderer Bereiche des europäischen Variszikums auf.

So stehen z.B. im Aarmassiv ebenfalls K_2O reiche Magmen am Beginn der plutonischen Aktivität, die in der Folge von kalkalkalischen Hochplutonen und schließlich hochdifferenzierten (A-Typ?) Graniten intrudiert werden (vgl. SCHALTEGGER et al. 1991). Als Zeitraum der gesamten Magmenabfolge wurde mittels U/Pb Datierungen an verschiedenen Akzessorien (u.a. Zirkon, Titanit, Allanit) ein Alter von 334 bis 298 Mio. Jahren bestimmt (SCHALTEGGER & CORFU 1992).

Ein ganz ähnlicher plutonischer Entwicklungsgang wurde auch aus dem Variszikum von Korsika und Sardinien bekannt. Auch dort bilden K_2O reiche Granitoide stets die älteste Magmengeneration (vgl. COCHERIE et al. 1984, FERRE 1989, ROSSI & COCHERIE 1991).

Auf die high- K_2O Granitoide folgen auch in Korsika und Sardinien große Massen an kalkalkalischen Granitoiden, für die ein Bildungsalter von rund 300 Mio. J. ermittelt wurde (vgl. Review der Altersdaten in POLI et al. 1989).

Besonders in Korsika bilden schließlich permische bis triadische A-Typ Granite die jüngste variszische Granitoidgeneration, wobei die A-Typ Granite dort ein charakteristischer Bestandteil der Magmenentwicklung sind (vgl. BONIN 1988).

Bei dem Vergleich der plutonischen Entwicklung in den Tauern mit anderen variszischen Einheiten bestehen in näherer Umgebung auch Anknüpfungspunkte zum südböhmischen Pluton des Moldanubikums (vgl. SCHERMAIER et al 1991). Denn auch dort bilden K_2O reiche Granitoide stets die älteste Generation (z.B. Rastenberger Granodiorit, Weinsberger Granit), die so wie im Tauernbereich auch häufig eng mit Anatexiten (z.B. Schlierengranit) verknüpft sind (vgl. FRASL & FINGER 1991). Diese älteren Granitoide (330-320 Mio. J. vgl. VON QUADT & FINGER 1991, FRIEDL et al. 1992a), werden so

wie in den Tauern in der Folge von kalkalkalischen Hochplutonen intrudiert (z.B. Mauthausener Granitgruppe, Freistädter Granodiorit), die U/Pb Zirkonalter von etwa 300 Mio. Jahren ergeben (vgl. VON QUADT & FINGER unpubl.).

Das Mengenverhältnis der einzelnen Granitoidgruppen ist jedoch in beiden Gebieten sehr unterschiedlich, da nämlich im Moldanubikum bei weitem die krustalen, K₂O-reichen Granitoide überwiegen, während in den Tauern vorwiegend kalkalkalische Granitoide auftreten.

Die überwiegende Anzahl der Zentralgneise sind geochemisch als subduktionsbezogene Magmatite zu klassifizieren (Kap.9). Es gibt aber Diskussionen darüber ob die Edukte der Zentralgneise tatsächlich an einem spätvariszischen aktiven Kontinentalrand gebildet wurden (vgl. FINGER 1989, FINGER & STEYRER 1988, 1990) oder der Subduktionscharakter der Granitoide durch die Aufschmelzung von altpaläozoischen Subduktionsmagmatiten (hpts. Dazite, Rhyolithe) "ererbte" wurde, wie dies von VAVRA (1989) und VAVRA & FRISCH (1989) postuliert wird.

Die Altersdaten der Zentralgneise (vgl. Review in FINGER et al. 1993) zeigen, daß die Zentralgneise in variszischer Zeit jedenfalls deutlich nach der Mega-Kontinent Kollision von Laurasia und Gondwana gebildet wurden (also postkollisional in Bezug auf die Hauptphase der variszischen Orogenese), da zum Zeitpunkt des mittleren und oberen Karbons der variszische Deckenbau samt Metamorphose im wesentlichen bereits abgeschlossen war (vgl. MATTE 1986, ZIEGLER 1986).

FINGER & STEYRER (1990) postulieren, daß nach der Mega-Kontinent Kollision durch die Westdrift von Gondwana bei gleichzeitiger Öffnung der Paläotethys in einer breiten strike slip Zone (vgl. ARTHAUD & MATTE 1977) neuerlich ein aktiver Kontinentalrand entstanden ist, an dem im späten Unterkarbon und im Oberkarbon große Mengen an Plutoniten gebildet wurden. In ganz ähnlicher Weise wie bei den großen aktiven Kontinentalrändern der Nord- und Südamerikanischen Kordilliere beobachtet man nämlich auch an der Südflanke des variszischen Orogens über eine Länge von mindestens 1000 km eine deutlich Zonierung von S-Typ und I-Typ Granitoiden. Innerhalb der alpidisch überprägten Anteile des Variszikums überwiegen dabei bei weitem die I-Typ Granitoide, während weiter im Norden im Moldanubikum S-Typ Granitoide dominieren.

Die Zentralgneise wären keine typisch postkollisionären Granitoide (Caledonian I-Type granitoids, PITCHER 1982) entstanden (FRISCH & NEUBAUER 1989, FRISCH et al. 1993), sondern ein unmittelbarer Fingerabdruck einer zur Zeit des Oberkarbons aktiven Subduktionszone am Südrand des variszischen Orogens.

10. LITERATUR

- ACKERMANN, D. & KARL, F. (1972): Experimental studies on the formation of inclusion in plagioklases from metatonalites, Hohe Tauern, Austria. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **35**, 11-21
- ACKERMANN, D. & MORTEANI, G. & RAASE, P. (1978): Metamorphism of the Penninic Series in the western Tauern Window (Austria/Italy). - In: CLOSS, H., ROEDER, D., SCHMIDT, K. (eds): *Alps, Apennines, Hellenides*. - *Inter-Union Comm. on Geodyn. Sci. Rept.*, **38**, 121-124
- ANGEL, F. (1930): Über Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung. - *Mitt. d. Naturwiss. Vereines f. Steiermark*, **67**, 36-52
- ARMING, W. (1993): Metabasite im Zentralgneisgebiet des Zillertal-Venediger-Kerns. - *Dipl.-Arbeit Univ. Salzburg* (in Vorbereitung)
- BECKE, F. (1903): Exkursionen im westlichen Abschnitt der Hohen Tauern, IX. Internationaler Geologenkongreß Wien, Kap. VIII, 1-41
- BECKE, F. (1912): Chemische Analysen von Gesteinen aus den Zentralketten der Ostalpen. - *Denkschr. der math.-naturwiss. Kl., Kais. Akad. d. Wiss.*, 153-225, Wien
- BECKER, L.P., FRANK, W., HÖCK, V., KLEINSCHMIDT, G., NEUBAUER, F., SASSI, P. & SCHRAMM, J.M. (1987): Outlines of the pre-Alpine metamorphic events in the Austrian alps. - In: *Prevariscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts* - ed. by FLÜGEL, SASSI & GRECU, *Minerali slovac Monographie*, 69-106, Alfa Bratislava
- BEHRMANN, J.H. & FRISCH, W. (1990): Sinistral ductile shearing associated with metamorphic decompression in the Tauern Window, Eastern Alps. - *Jb. Geol. B.-A.*, **133** (2), 135-146
- BEIL-GRZEGORCZYK, F. (1988): Petrographie, Genese und stratigraphische Stellung des "Porphyrmaterialschiefers" am Nordrand des Tauernfensters zwischen Hintertux und Gerlospaß. - *Jb. Geol. B.-A.*, **131** (2), 219-230
- BENEDIKT, P.C. (1952): Zur Tektonik der südlichen Granatspitzgruppe. - *Diss. Univ. Zürich*
- BENISEK, A. & FINGER, F. (1993): Factors controlling the prism morphology of zircon crystals - a microprobe study. - *Contrib. Mineral. Petrol.* (in press)
- BESANG, C., HARRE, W., KARL, F., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, R. & WENDT, I. (1968): Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr und K/Ar) an Gesteinen des Venediger-Gebietes (Hohe Tauern, Österreich). - *Geol. Jb.*, **86**, 835-844, Hannover
- BIANCHI (1934): Studi petrografici sull'Alto Adige orientale e regione limitrofe. - *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, **10**
- BONIN, B. (1988): From orogenic to anorogenic environments: evidence from associated magmatic episodes. - *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **68**, 301-311
- CASTRO, A., MORENO-VENTAS, I. & DE LA ROSA, J.D. (1991): Multistage crystallization of tonalitic enclaves in granitoid rocks (Hercynian belt, Spain): implications for magma mixing. - *Geol. Rdschau*, **80** (1), 109-120
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. - *Pacific Geology*, **8**, 173-174
- CHAPPELL, B.W. & STEPHENS, W.E. (1988): Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. - *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, **79**, 71-86
- CHOUKROUNE, P. & GAPAIS, D. (1983): Strain pattern in the Aar granite (Central Alps): othogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. - *Journ. Struct. Geol.* **5** (3/4), 411-418
- CHRISTA, E. (1931): Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. - *Jb. Geol. B.-A.*, **81**, 533-635
- CHRISTA, E. (1934): Das Greiner-Schwarzensteingebiet der Zillertaler Alpen in geologisch-petrographischer Betrachtung. - *Veröff. Mus. Ferdinandeum*, **13**, Innsbruck
- CLIFF, R.A. (1977): Rb-Sr measurements on granite-gneisses from the Granatspitzkern, Hohe Tauern, Austria. - *Verh. Geol. B.-A.*, **1977** (2), 101-104
- CLIFF, R.A. (1981): Pre-Alpine history of the Pennine zone in the Tauern window, Austria: U-Pb and Rb-Sr Geochronology. - *Contr. Min. Petrol.*, **77**, 262-266
- CLIFF, R.A., NORRIS, R.J., OXBURGH, E.R. & WRIGHT, R.C. (1971): Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the Risseck and Southern Ankogel Group, Eastern Alps. - *Jb. Geol. B.-A.*, **114**, 121-272
- COCHERIE, A., ROSSI, Ph. & LE BEL, L. (1984): The Variscan calc-alkalic plutonism of western Corsica: mineralogy and major and trace element geochemistry. - *Phys. Earth Planet. Int.*, **35**, 145-178
- COLLINS, W.J., BEAMS, S.D., WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. (1982): Nature and origin of A-Type granite with particular reference to SE-Australia. - *Contr. Min. Petrol.*, **80**, 189-200
- CORNELIUS, H.P. (1930): Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im Stubach- und Kaprunertale (Glocknergruppe). - *Verh. Geol. B.-A.*, **1930** (4), 117-121, Wien
- CORNELIUS, H.P. (1941): Zur Geologie des oberen Felber und Matreier Tauerntals und zur Altersfrage der Tauernzentralgneise. - *Ber. Reichsstelle f. Bodenf.*, **1941** (1/2), 14-20
- CORNELIUS, H.P. (1942a): Geologisches über die Granatspitzgruppe. - *Ztschr. Dt. Alpenver.*, **1942**, 61-68
- CORNELIUS, H.P. (1942b): Neue Aufnahmeergebnisse aus dem Matreier Tauerntal. - *Ber. Reichsst. Wien f. Bodenf.*, **1942**, 1-3

- CORNELIUS, H.P. (1944): Beobachtungen am Nordostende der Habachzunge (Venedigermassiv, Hohe Tauern). - Ber. Reichsstelle Wien f. Bodenf., 1944, 25-31
- CORNELIUS, H.P. (1949): Vorläufiger Bericht über geologische Untersuchungen im Gebiete der Großvenedigergruppe. - Sitzber. Anz. math.-naturwiss. Kl., 1949, Nr. 11, 223-224
- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. (1939): Geologie des Großglockner-gebietes (Teil I). - Abh. d. Zweigstelle Wien für Bodenf., 25, 1-305, Wien
- DAL PIAZ, G. (1934): Studi geologici sull'Alto Adige orientale e regione limitrofe. - Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 10
- DE VECCHI, G.P. & BAGGIO, P. (1982): The Pennine zone of the Vize region in the Western Tauern Window (Italian Eastern Alps). - Boll. Soc. Geol. Ital., 101, 89-116
- DE VECCHI, G.P. & MEZZACASA, G. (1986): The pennine basement and cover units in the Mesule Group (south-western Tauern Window). - Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 38, 365-392
- DIDIER, J. (1987): Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. - Geol. Rdschau, 76 (1), 41-50
- DIETHELM, K.H. (1990): Synintrusive basische Gänge und "endogene" Xenolithe: Magma-Mingling in der Bergeller Intrusion. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 70, 247-264
- DIETIKER, H. (1938): Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml (Gerlostal, Tirol). - Diss. ETH Zürich
- DÖLZLMÜLLER, H., FINGER, F. & SCHERMAIER, A. (1989): Die Ausbildung der Zirkone im Granitgneis des Hohen Sonnblicks (Penninikum, Ostalpen) und ihre Aussage zur Gesteinsgenese. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 81, 33-45
- EBERZ, G.W. & NICHOLLS, I.A. (1988): Microgranitoid enclaves from the Swifts Creek Pluton, SE-Australia: Textural and physical constraints on the nature of magma mingling process in the plutonic environment. - Geol. Rdschau, 77, 713-736
- EISBACHER, G.H. (1991): Einführung in die Tektonik. - F. Enke Verlag, Stuttgart, 310 S.
- EXNER, Ch. (1948): Das Gneisproblem in den östlichen Hohen Tauern. - Tschermaks Min. Petr. Mitt., 3 (1), 82-88
- EXNER, C. (1949): Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. - Tschermaks Min. Petr. Mitt., 1 (3), Wien
- EXNER, C. (1961): Bericht über eine Vergleichsexkursion im Venedigerkern. - Verh. Geol. B.-A., 1961 (1), 56-59, Wien
- FERRE, E. (1989): Le plutonisme magnesio-potassique carbonifere de Corse occidentale (France). - Diss. Univ. Toulouse
- FIMMEL, R. (1989): Geologie, Geochemie und Tektonik im Westlichen Tauernfenster, Venedigergruppe, Krimmler Achental - Dipl.-Arbeit Univ. Tübingen
- FIMMEL, R. & REICHERTER, K. (1990): Deformationsanalyse und transpressive Tektonik im zentralen Tauernfenster (Penninikum, Ostalpen). - Abstracts TSK III/Graz, , 56-57
- FINGER, F. (1987): Der granitische Magmatismus im Tauernfenster - ein weiterer Anzeiger für eine bedeutende paläozoische Subduktionszone im Bereich des Penninikums. - uni-aktuell, Tauerntagung Mittersill, 10/87, 12-13, Salzburg
- FINGER, F. (1989): N-type, C-type and X-type zircons in granites. - Beih. Eur. Journ. Min., 1, 46
- FINGER, F., KRAIGER, H. & STEYRER, H.P. (1985): Zur Geochemie des K1-Gneises der Scheelitlagerstätte Felbertal (Pinzgau/Salzburg) - ein Vorbericht. - Der Karinthin, 92, 225-235, Klagenfurt
- FINGER, F., FRASL, G., HAUNSCHMID, B., MATL, H. & STEYRER, H.P. (1987a): Über Zirkontrachten in den verschiedenen variszischen Granitoiden der südlichen Böhmisches Masse (Oberösterreich). - Jb. Geol. B.-A., 129, 646-647
- FINGER, F., KRAIGER, H. & STEYRER, H.P. (1987b): Der K1-Gneis der Scheelitlagerstätte Felbertal - ein metamorpher A-Typ Granit? - Jb. Geol. B.-A., 129, 643
- FINGER, F. & HAUNSCHMID, B. (1988): Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als Methode zur Klärung der Intrusionsfolge in Granitgebieten - eine Studie im nordöstlichen oberösterreichischen Moldanubikum. - Jb. Geol. B.-A., 131, 255-266
- FINGER, F. & STEYRER, H.P. (1988): Granite-types in the Hohe Tauern (Eastern Alps, Austria) - Some aspects on their correlation to Variscian plate tectonic processes. - Geodinamica acta, 2,(2), 75-87
- FINGER, F., FRIEDL, G. & MATL, H. (1990): Über drei geochemisch stark divergierende Subtypen von I-Typ Granitassoziationen mit Na₂O, mit CaO und mit K₂O Betonung. - Mitt. Österr. Min. Ges., 135, 233-239
- FINGER, F. & STEYRER, H.P. (1990): I-type granitoids as indicators of a late Paleozoic convergent ocean/continent margin along the southern flank of the Central European Variscan Orogen. - Geology, 18, 1207-1210
- FINGER, F., FRIEDL, G. & HAUNSCHMID, B. (1991): Wall-rock-derived zircon xenocrysts as important indicator minerals of magma contamination in the Freistadt granodiorite pluton, northern Austria. - Geol. Carpathica, 42 (2), 67-75

- FINGER, F., FRASL, G., HAUNSCHMID, B., QUADT, A.v., SCHERMAIER, A., SCHINDLMAYR, A.O., STEYRER, H.P. (1992a): Late Paleozoic plutonism in the Eastern Alps. - In: NEUBAUER, F. (ed): The eastern central Alps of Austria. ALCAPA field guide, 37-45, Graz
- FINGER, F., HAUNSCHMID, B., SCHERMAIER, A. & QUADT, A.v. (1992b): Is zircon morphology indicative of mantle or crustal origin of a granite? Comparison of PUPIN indices with Sr and Nd isotope data of 26 Austrian granites. - Mitt. Österr. Min. Ges., 137, 134-136
- FINGER, F., FRASL, G., HAUNSCHMID, B., LETTNER, H., SCHERMAIER, A., SCHINDLMAYR, A.O., STEYRER, H.P. & VON QUADT (1993): The Zentralgneise of the Tauern Window (Eastern Alps) - insight into an intra-Alpine Variscan batholite. - In: NEUBAUER, F. & VON RAUMER, J. (eds.): The pre-Mesozoic geology in the Alps. - Springer Verlag (in Druck)
- FRANK, W. (1969): Geologie der Glocknergruppe. - Wiss. Alpenvereinshefte, 21, 95-111, Innsbruck
- FRANK, W., MILLER, C. & HOKE, L. (1980): Bericht 1978/79 über geologische Aufnahmen im Fohnsitztal (Hohe tauern) auf Blatt 152 Matri/Osttirol. - Verh. Geol. B.-A., 1980, A109-112
- FRANK, W., MILLER, Ch., PETRAKIS, K., PROCHASKA, W. & RICHTER, W. (1981): Exkursion E6/ÖGG-ÖMG Tagung - Das penninische Kristallin im Mittelabschnitt des Tauernfensters und die Rieserfernerintrusion mit ihrem Kontakthof. - Fortsch. Miner., 59, Beiheft 2, 97-128, Stuttgart
- FRANK, W., HÖCK, V. & MILLER, Ch. (1987a): Metamorphic and tectonic history of the Central Tauern window. - In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P.: Geodynamics of the Eastern Alps. - Verlag F. Deuticke, 34-54, Wien
- FRANK, W., MILLER, Ch. & PESTAL, G. (1987b): Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 152 (Matri in Osttirol), 1:50 000 (hrsg. von der Geol. B.-A., Wien)
- FRANZ, G., GRUNDMANN, G. & ACKERMAND, D. (1986): Rock forming Beryl from a regional metamorphic terrain (Tauern Window, Austria): paragenesis and crystal chemistry. - Tschermaks Min. Petr. Mitt., 35, 167-192
- FRASL, G. (1953a): Die beiden Sulzbachzungen. - Jb. Geol. B.-A., 96, 143-192
- FRASL, G. (1953b): Zum Auftreten von Füllungsmikrolithen in Kalifeldspaten und ihre Verbreitung in österreichischen Graniten und Granitgneisen. - Kober-Festschrift, 257-272, Univ. Wien
- FRASL, G. (1954): Anzeichen schmelzflüssigen Wachstums an den Kalifeldspaten einiger Porphygranite, Porphygranitgneise und Augengneise Österreichs. - Jb. Geol. B.-A., 97, 71-132
- FRASL, G. (1955): Aufnahmen 1954 auf den Kartenblättern 154 (Rauris) und 152 (Matri/Osttirol). - Verh. Geol. B.-A., 1955 (1), 22-26
- FRASL, G. (1957): Der heutige Stand der Zentralgneisforschung in den Ostalpen. - Min. Mittbl. Joanneum, 1957 (2), 41-63
- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den Mittleren Hohen Tauern. - Jb. Geol. B.-A., 101, 323-472
- FRASL, G. (1963): Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als eine Routinearbeit des Kristallingeologen. - Jb. Geol. B.-A., 106, 405-428
- FRASL, G. (1967): Glimmerpseudomorphosen nach Cordierit im Zentralgneis des Granatspitzkerns, Hohe Tauern. - Min. Mittbl. Joanneum, 1967 (1/2), 11-17
- FRASL, G. (1987): Das Variszikum im Tauernfenster im Rahmen der mitteleuropäischen Varisziden - ein Beitrag zu deren Gliederung in allochthone Terrane. - Uni aktuell Salzburg, 10, 14-15
- FRASL, G. & FRANK, W. (1966): Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster. - Der Aufschluß, Sonderband 15, 30-58, Heidelberg
- FRASL, G., HOLUB, B., KRUHL, J. & MARSCHALLINGER, R. (1987): Exkursion am 2.10. in das Zentralgneis- und Migmatitgebiet im Maltatal (Östliche Hohe Tauern, Kärnten). - Exkursionsführer zur Tauerntagung Mittersill/Salzburg, 9 S.
- FRASL, G. & FINGER, F. (1991): Geologisch-petrographische Exkursion in den österreichischen Teil des Südböhmischen Batholiths. - Eur. J. Mineral, 3, Bb 2, 23-40
- FRIEDL, G., VON QUADT, A. & FINGER, F. (1992a): Erste Ergebnisse von U/Pb Altersdatierungsarbeiten am Rastenberger Granodiorit im niederösterreichischen Waldviertel. - Mitt. Österr. Min. Ges., 137, 131-134
- FRIEDL, G., VON QUADT, A., FRASL, G. & FINGER, F. (1992b): Neue U/Pb Altersdaten aus der Südlichen Böhmischen Masse. - Frankfurter Wiss. Arb. Serie A, 11, 217-218
- FRISCH, W. (1968): Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud, 18, 287-336
- FRISCH, W. (1969): Die Petrographie des Porphygranitgneises am nordöstlichen Tuxer Hauptkamm (Zentralgneis des Tauernfensters, Tirol). - N. Jb. Miner. Abh., 111 (2), 162-183
- FRISCH, W. (1970): Geologie und Petrographie des Felbertauern-Straßentunnels (Osttirol). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 134, 267-282
- FRISCH, W. (1974): Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: Das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol). - Verh. Geol. B.-A., 1974, 201-221
- FRISCH, W. (1975): Hochstegen-Fazies und Grestener Fazies - ein Vergleich des Jura. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1975 (2), 82-90
- FRISCH, W. (1977): Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1977 (11), 675-696, Stuttgart

- FRISCH, W. (1980): Tectonics of the Western Tauern window. - Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 65-71, Wien
- FRISCH, W. & RAAB, D. (1987): Early paleozoic back-arc and island-arc settings in greenstone sequences of the Central Tauern window (Eastern Alps). - Jb. Geol. B.-A., 129, 545-566, Wien
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1989): Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the eastern Alps. - Geol. Soc. America, Spec. Paper 230, 91-99
- FRISCH, W., VAVRA, G. & WINKLER, M. (1993): Evolution of the Penninic basement of the Eastern Alps. - In: NEUBAUER, F. & VON RAUMER, J. (eds.): The pre-Mesozoic geology in the Alps. - Springer Verlag (in Druck)
- FUCHS, G. (1958): Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Gebietes Granatspitze - Großvenediger, Hohe Tauern. - Jb. Geol. B.-A., 101, 201-248, Wien
- FUCHS, G. (1962): Zur tektonischen Stellung der Mittleren Hohen Tauern. - Verh. Geol. B.-A., 1962, 80-96, Wien
- FUCHS, W. (1985): großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. - Jb. Geol. B.-A., 127, 571-631
- GANSSER, A. & GYR, T. (1964): Über Xenolithschwärme aus dem Bergeller Massiv und Probleme der Intrusion. - Eclogae geol. Helv., 57, 577-598
- GÖTZE, H.J., LEPPICH, W., LETTAU, O., ROSENBAACH, O., SCHÖLER, W. & STEINHAUSER, P. (1972): Gravimetrische Feldmessungen und Modellberechnungen im Felbertauerngebiet (Mittlere Hohe Tauern). - Geol. Rdschau, 50, 779-790
- GOLDSMITH, J.R. & LAVES, F. (1954 a): The microcline - sanidine stability relations. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 5, 1-19
- GOLDSMITH, J.R. & LAVES, F. (1954 b): Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 6, 100-118
- GRITZ, W. (1990): Geologische Untersuchungen im Bereich Felber Tauern - Kaiser Dorfertal unter besonderer Berücksichtigung der granitoiden Gesteine. - Dipl. Arbeit, Univ. Wien, 130 S.
- GUNDLACH, H., KARL, F. & MÜLLER, G. (1967): Vergleichende geochemische Untersuchungen an ost- und südalpinen Graniten, Granodioriten und Tonaliten. - Contrib. Mineral. Petrol., 16, 285-299
- HAMMER, W. (1936): Der Nordrand des Zentralgneises im Gebiet des Gerlostales (Tirol). - Jb. Geol. B.-A., 86, 265-301
- HANSMANN, W. & OBERLI, F. (1991): Zircon inheritance in an igneous rock suite from the southern Adamello batholith (Italian Alps). - Contrib. Mineral. Petrol., 107, 501-518
- HARRIS, N.B.W. (1982): The petrogenesis of alkaline intrusives from Arabia and Northwest Africa and their implications for within-plate magmatism. - Tectonophysics, 83, 243-258
- HARRIS, N.B.W., PEARCE, J.A. & TINDLE, A.G. (1984): Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. - In: RIES, A.C. & COWARD, M.P. (eds.): Collision Tectonics. - Geol. Soc. London, Spec. Publ. 19, 67-81
- HAUNSCHMID, B., SCHERMAIER, A. & FINGER, F. (1991): Late-stage A-type granite intrusions in the Variscan Hohe Tauern I-type batholite (Eastern Alps, Austria). - Beih. Eur. Journ. Mineral., 3, 110
- HAUNSCHMID, B. (1993): Gliederung der Zentralgneise im östlichen Tauernfenster - Geologie, Petrographie, Zirkontypologie, Geochemie. - Diss. Univ. Salzburg
- HEINZ, H. & PESTAL, G. (1988): Geologisch-geophysikalische Analyse von Ultrabasiten aus den zentralen Hohen Tauern. - Jb. Geol. B.-A., 131 (2), 285-289, Wien
- HÖCK, V. (1969): Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertal, Tirol). - Jb. Geol. B.-A., 112, 153-195
- HÖCK, V. (1970): Zur Kristallisationsgeschichte des penninischen Altkristallins beim Spannaglhau (Tuxer Hauptkamm, Tirol). - Verh. Geol. B.-A., 1970 (2), 316-323
- HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H. (1974): Oxygen isotope studies of metamorphic rocks of the Western Hohe Tauern Area (Austria). - Schweiz. Min. Petr. Mitt., 54, 769-788
- HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R. (1989): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel massiv (östliches Tauernfenster). Teil I: petrographische Gliederung und Intrusionsfolge. - Mitt. Öster. Geol. Ges., 81 (1988), 5-31
- HOPPE, G. (1963): Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrogenetische Auswertungen. - Abh. dt. Akad. Wiss. Kl. Bergbau etc., 1963 (1), 130 S.
- IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (1973): Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks Recommendations. - N. Jb. Miner. Mh., 1973 (4), 149-164
- JÄGER, E., KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1969): Rb-Sr Altersbestimmungen an Biotit-Muskowit Granitgneisen (Typus Augen- und Flasergneise) aus dem nördlichen Großvenedigerbereich (Hohe Tauern). - Tschermarks Min. Petr. Mitt., 13, 251-272
- KARL, F. (1953-1969): Aufnahmsberichte über Aufnahmen in der Venedigergruppe (hpts. Blätter 151, 152) Verh. Geol. B.-A., Wien

- KARL, F. (1959): Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. - *Jb. Geol. B.-A.*, **102**, 1-192
- KARL, F. (1960): Über das Alter der Granite in den Hohen Tauern. - *Geol. Rdschau*, **50**, 499-505, Stuttgart
- KARL, F. (1964): Zur Vergleichbarkeit der magmatischen Gesteine aus dem Adamello mit den Tonalitgraniten aus den Hohen Tauern. - *Tschermaks Miner. Petr. Mitt.*, **9** (1/2), 7-38
- KARL, F. (1966): Über die Zusammensetzung, Entstehung und gesteinsystematische Stellung tonalitischer Granitgesteine. - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **11**, 413-438
- KARL, F. & MORTEANI, G. (1960): Ein Vergleich der Ergebnisse von A. Bianchi und F. Karl über die granitischen Gesteine des Zillertales und des Großvenedigers (Hohe Tauern), - *Tschermaks. Miner. Petr. Mitt.*, **7** (3), 290-316
- KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1964): Exkursion I/1 Hohe Tauern, Großvenedigerbereich. - *Mitt. geol. Ges.*, **57** (1), 1-15
- KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1979): Geologische Spezialkarte der Geol. B.-A., Blatt Krimml (ÖK 151), 1 :50 000, Wien
- KOBER, L. (1923): Bau und Entstehung der Alpen. - Verlag Gebr. Bornträger, 1.A., Berlin
- KÖHLER, H. (1970): Die Änderung der Zirkonmorphologie mit dem Differentiationsgrad eines Granits. - *N. Jb. Miner. Mh.*, **9**, 405-420
- KÖLBL, L. (1925): Die Tektonik der Granatspitzgruppe in den Hohen Tauern. - *Sitzber. Akad. d. Wiss, math.-naturwiss. Kl. Abt. I*, **133** (7/8), 291-327
- KÖLBL, L. (1932): Das Nordostende des Großvenedigermassivs. - *Sitzber. Akad. d. Wiss., math.-naturwiss. Kl. Abt. I*, **141**, 39-66
- KUPKA, E. (1953): Zur geologischen Stellung des Ahornkernes in den westlichen Hohen Tauern. - *Skizzen zum Antlitz der Erde (Kober-Festschrift)*, 255-272
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. (1982): Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. - *Journ. Volc. Geotherm. Res.*, **1982** (14), 169-186
- LAMMERER, B. (1975): Geologische Wanderungen in den westlichen Zillertaler Alpen. - *Alpenvereins-Jb.*, **100**, 13-25
- LAMMERER, B. (1986): Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. - *Jb. Geol. B.-A.*, **129** (1), 51-67
- LAMMERER, B. (1988): Thrust-regime and transgression-regime tectonics in the Tauern Window (Eastern Alps). - *Geol. Rdschau*, **77**, 143-156
- LAMMERER, B., FRUTH, I., KLEMM, D.D., PROSSER, E. & WEBER-DIEFENBACH, K. (1976): Geologische und geochemische Untersuchungen im Zentralgneis und in der Greiner Schieferserie (Zillertaler Alpen, Tirol). - *Geol. Rdschau*, **65**, 436-459
- LAMMERER, B. & MORTEANI, G. (1990): Exkursion E8: Schlegeis und Pfitscher Joch, Zillertaler Alpen. - *Mitt. Österr. Min. Ges.*, **135**, 185-197
- LARSEN, L.H. & POLDERVAART, A. (1957): Measurement and distribution of zircons in some granitic rocks of magmatic origin. - *Min. Mag.*, **31**, 544-546
- LEITMEIER, H. (1955): Sind die Ergebnisse geologischer und petrologischer Forschung in den Ostalpen unvereinbar? - *Jb. Geol. B.-A.*, **98**, 33-66
- LEITMEIER, H. (1956): Die Probleme der Bildung der "Zentralgneise" in den Hohen Tauern und einige Mineralparagenesen in den ostalpen und die Bedeutung von Spurenanalysen zu ihrer Lösung. - *Tschermaks Min. Petr. Mitt*, **5**, 303-334
- LINDBERG, B. & EKLUND, O. (1988): Interactions between basaltic and granitic magmas in a Svecofennian postorogenic granitoid intrusion, Åland, southwest Finland. - *Lithos*, **22**, 12-23
- LÖWL, F. (1895): Der Granatspitzkern. - *Jb. Geol. Reichsanst.*, **45**
- LÖWL, F. (1903): Exkursionsführer - Quer durch den mittleren Abschnitt der Hohen Tauern. IX. Internationaler Geologenkongreß Wien, Kap. IX, 1-27
- LUCASSEN (1988): Geologisch-petrologische Kartierung in der Unteren Schieferhülle des Hinteren Frosnitztales; Hohe Tauern, Österreich. - *Dipl.-Kart. Techn. Univ. Berlin*, 45 S.
- MARSCHALLINGER, R. & HOLUB, B. (1990): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel Massiv (östliches Tauernfenster). Teil II: zirkontypologische und geochemische Charakteristik. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **82**, 19-48
- MATTE, P. (1986): Tectonics and plate tectonic model for the Variscan belt of Europe. - *Tectonophysics*, **126**, 329-374
- MEHNERT, K.R. (1968): *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier, Amsterdam, 393 S.
- MERCOLLI, I. & OBERHÄNSLI, R. (1988): Variscan tectonic evolution in the Central Alps: a working hypothesis. - *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **68** (3), 491-500
- MIELKE, P. & WINKLER, H.G.F. (1979): Eine bessere Berechnung der Mesonorm für granitische Gesteine. - *N. Jb. Miner. Mh.*, **1979** (10), 471-480
- MILLER, H., LEDOUX, H., BRINKMEIER, I. & BEIL, F. (1984): Der Nordwestrand des Tauernfensters - stratigraphische Zusammenhänge und tektonische Grenzen. - *Z. Dt. Geol. Ges.*, **135**, 627-644
- MORTEANI, G. (1966-1971): *Aufnahmeberichte über Aufnahmen auf den Blättern Lanersbach (149) und Zell am Ziller (150)*. - *Verh. Geol. B.-A.*

- MORTEANI, G. (1971): Gliederung und Metamorphose der Serien zwischen Stillupptal und Schlegeistal (Zillertaler Alpen, Nordtirol). - Verh. Geol. B.-A., 1971 (2), 287-314
- MORTEANI, G. (1974): Petrology of the Tauern Window, Austrian Alps. - Fortschr. Miner., 53, 195-220
- MORTEANI, G. & RAASE, P. (1974): Metamorphic plagioklase crystallization and zones of equal anorthite content in epidote-bearing amphibol-free rocks of the western Tauernfenster, Eastern Alps. - Lithos, 7, 101-111
- MÜLLER, G. (1965): Akzessorische Zirkone aus Gesteinen der Venediger-Gruppe in den Hohen Tauern und ihre Bedeutung für die Fragen zur Genese dieser Gesteine. - Geol. Jb., 83, 497-516
- NEUMAYR, P. & FINGER, F. (1990): Zirkonuntersuchungen an Gneisen des hinteren Murtales (östliches Tauernfenster). - Jb. Geol. B.-A., 133, 591-601
- NEUMAYR, P., STADLMANN, T. & STEJSKAL, C. (1990): Bericht 1989 über Aufnahmen auf Blatt 150 Mayrhofen. - Jb. Geol. B.-A., 133 (3), 471-473
- NIEDERMAYR, G. (1966): Vergleichende Untersuchungen an Zirkonen periadriatischer und alpiner Gesteine. - Ann. Naturhistor. Mus. Wien, 69, 15-27
- PEARCE, J.A., HARRIS N.B.W. & TINDLE, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. - Journ. Petrol., 25 (4), 956-983
- PESTAL, G. (1983): Beitrag zur Kenntnis der Geologie in den Mittleren Hohen Tauern im Bereich des Amer- und des Felbertales (Pinzgau/Salzburg). - Diss. Univ. Wien, 117 S.
- PESTAL, G. (1987): Exkursionsführer Profil Felbertauernstraße. - Tauerntagung Mittersill, 9 S.
- PITCHER, W. (1982): Granite type and tectonic environment. - In: K. HSÜ (Ed.): Mountain building processes, 263 S., London
- POLDERVAART, A. (1956): Zircon in rocks 2: Igneous rocks. - Am. Jour. Sci., 254, 521-554
- POLI, G., GHEZZO, C. & CONTICELLI, S. (1989): Geochemistry of granitic rocks from the Hercynian Sardinia-Corsica batholith: Implication for magma genesis. - Lithos, 23, 247-266
- PREY, S. (1937): Die Metamorphose des Zentzralgneises der Hohen Tauern. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 29, 429-454
- PROSSER, E. (1975): Petrographisch-geochemische Untersuchungen im Zillertaler Zentralgneiskern. Ein Beitrag zum Zentralgneisproblem der westlichen Hohen Tauern. - Diss. Univ. München, 82 S.
- PUPIN, J.P. (1980): Zircon and granite petrology. - Contr. Min. Petr., 73, 207-220
- PUPIN, J.P. (1985): Magmatic Zoning of Hercynian Granitoids in France based on Zircon Typology. - Schweiz. Min. Petr. Mitt., 65, 29-65
- PUPIN, J.P. (1988): Granites as indicators in paleogeodynamics. - Rend. Del. Soc. Ital. Min. Petr., 43 (2), 237-262
- PUPIN, J.P. & TURCO, G. (1972): Une typologie originale du zircon accessoire. - Bull. Soc. Fr. Mineral Cristallogr., 95, 348-359
- RAAB, D. (1983): Genese der Amphibolitfolgen der alten Schieferhülle des Tauernfensters (Ostalpen). - Dipl.-Arbeit, Univ. Tübingen, 89 S.
- RAASE, P. (1968-1972): Aufnahmeberichte über Aufnahmen auf den Blättern Lanersbach (149) und Zell/Ziller (150). - Verh. Geol. B.-A., Wien
- RAASE, P. (1972): Petrographie und Geologie des oberen Zillergrundes und Sundergrundes (Zillertaler Alpen, Österreich). - Diss. Univ. Kiel, 164 S.
- RAITH, M. (1968-1971): Aufnahmeberichte über Aufnahmen auf den Blättern Zell/Ziller (150) und Krimml (151). - Verh. Geol. B.-A., Wien
- RAITH, M. (1971): Seriengliederung und Metamorphose im östlichen Zillertaler Hauptkamm (Tirol, Österreich). - Verh. Geol. B.-A., 1971 (1), 163-207
- RAITH, M., RAASE, P., KREUZER, H. & MÜLLER, P. (1978): The age of the Alpidic Metamorphism in the Western Tauern Window, Austrian Alps, according to Radiometric Dating. - In: CLOSS, H., ROEDER, D., SCHMIDT, K. (eds.): Alps, Apennines, Hellenides. - Inter-Union Comm. on Geodyn. Sci. Rept., 38, 140-148
- REICHERTER, K. (1989): Geologie, Geochemie und Tektonik im westlichen Tauernfenster (Äußeres Obersulzbachtal, Pinzgau, Österreich). - Dipl.-Arbeit, Univ. Tübingen, 110 S.
- REICHERTER, K. & FIMMEL, R. (1990): Korrelation geochemischer und zirkontypologischer Untersuchungen an Zentralgneisen des zentralen Tauernfensters (Penninikum, Ostalpen). - Abstracts TSK III/Graz, 172
- REID, J.B., Jr., EVANS, O.C. & FATES, D.G., (1983): Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. - Earth Planet. Sci. Lett., 66, 243-261
- REISSINGER, M. (1971): Geologische Kartierung des Gebietes südlich der Berliner Hütte und geochemische Untersuchungen an den magmatischen Gesteinen des "Oberen Zemmgrundes" und ihren basischen Einschlüssen (Zillertaler Alpen, Tirol). -Dipl.-Arbeit Univ. München
- RITTMANN, A. (1929): Die Zonenmethode. Ein Beitrag zur Methodik der Plagioklasbestimmung mit Hilfe des Theodolithischen. - Schweiz. Min. Petr. Mitt., 9, 1-46
- ROSSI, Ph. & COCHERIE, A. (1991): Genesis of a Variscan batholith: Field, petrological and mineralogical evidence from the Corsica-Sardinia batholith. - Tectonophysics, 195, 319-346

- SALOMON, W. (1899): Neue Beobachtungen aus den Gebieten des Adamello und des St. Gotthard. - Sitzber. preuß. Akad. Wiss., 1899, 27-410
- SALOMON, W. (1910): Die Adamellogruppe, ein alpines Zentralmassiv, und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen. II Teil: Quartär, Intrusionen. - Abh. d. k. k. geol. R.-A., 21 (2), 435-603
- SANDER, B. (1911): Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern, I. Bericht. - Denkschrift Akad. d. Wiss., math-naturwiss. Kl., 82, 257-319
- SANDER, B. (1921): Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern, II. Bericht. - Jb. Geol. Staatsanst., 70, 273-296
- SANDER, B. (1929): Erläuterungen zur geologischen Karte Meran/Brixen. - Schlern Schriften
- SATIR, M. (1974): Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der westlichen Hohen Tauern: Interpretation und geologische Bedeutung. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 54, 213-228
- SATIR, M. & MORTEANI, G. (1982): Petrological study and radiometric age determination of the migmatites in the Penninic rocks of the Zillertaler Alpen (Tyrol, Austria). - Tschermarks Min. Petr. Mitt., 30, 59-75
- SCHALTEGGER, U. (1992): The age and source of late Hercynian magmatism in the central Alps: evidence from precise U-Pb ages and initial Hf isotopes. - Contrib. Mineral. Petrol., 111, 329-344
- SCHALTEGGER, U., GNOS, E., KÜPFER, T. & LABHART, T.P. (1991): Geochemistry and tectonic significance of Late Hercynian potassic and ultrapotassic magmatism in the Aar Massif (Central Alps). - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 71, 391-403
- SCHERMAIER, A. (1990): Geologisch-petrographische Untersuchungen am Ostrand des Venedigermassivs/Hohe Tauern (Salzburg, Osttirol). - Dipl. Arbeit Univ. Salzburg
- SCHERMAIER, A. (1991): Geologisch-petrographische Untersuchungen zur präalpidischen Entwicklung des Tauernfensters am Ostrand des Venedigermassivs (Hohe Tauern). - Jb. Geol. B.-A., 134 (2), 345-367
- SCHERMAIER, A. (1992a): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Zell/Ziller. - Jb. Geol. B.-A., 135/3, 746-750
- SCHERMAIER, A. (1992b): Die Intrusionsfolge der Zentralgneise im Oberen Krimmler Achenal - eine Schlüsselstelle zum Verständnis des variszischen Plutonismus im westlichen und zentralen Tauernfenster. - Mitt. Österr. Min. Ges., 137, 199-202
- SCHERMAIER, A., VON QUADT, A., FRASL, G. & FINGER, F. (1990): Zur präalpidischen Entwicklung der kontinentalen Kruste im mittleren Tauernfenster. - Abstracts TSK III/Graz, 199-202
- SCHERMAIER, A., FRASL, G., HAUNSCHMID, B. & FINGER, F. (1991): Zur präalpidischen Entwicklung des Tauernfensters und seiner paläogeographischen Stellung im Variszischen Orogen - insbesondere gegenüber dem Moldanubikum. - Nachr. Dt. Geol. Ges., 46, 58-59.
- SCHERMAIER, A., HAUNSCHMID, B., SCHUBERT, G., FRASL, G. & FINGER, F. (1992): Diskriminierung von S-Typ und I-Typ Graniten auf der Basis zirkontypologischer Untersuchungen. - Frankfurter Geowiss. Arb., Serie A, 11, 149-153
- SCHINDLMAYR, A. (1993): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Zentralgneisgebiet des westlichen Zillertal-Venediger Kerns (Oberer Zemmgrund, Zillertaler Alpen). - Dipl.-Arb. Univ. Salzburg, 153 S.
- SCHINDLMAYR, A. & ARMING, W. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Zell am Ziller. - Jb. Geol. B.-A., 134 (3), 520-521
- SCHMIDEGG, O. (1955): Geologische Aufnahmen in der Venedigergruppe. - Verh. Geol. B.-A., 1955, 73-74
- SCHMIDEGG, O. (1961): Geologische Übersicht der Venedigergruppe. - Verh. Geol. B.-A., 1961 (1), 34-55
- SCHMIDEGG, O. (1961-1962): Aufnahmsberichte über geologische Aufnahmen in der Venedigergruppe. - Verh. Geol. B.-A., Wien
- SCHÖN, C. & LAMMERER, B. (1989): Die postvariszischen Metakonglomerate des westlichen Tauernfensters, Österreich. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 81, 219-232
- SLAVIK, J. (1952): Heavy minerals from the weathered material of the eastern part of the Pluton of central Bohemia. - Sbornik SGU XIX, Prag
- SÖLLNER, F., HÖLL, R. & MILLER, H. (1991): U/Pb Systematik der Zirkone in Meta-Vulkaniten ("Porphyroiden") aus der Nördlichen Grauwackenzone und dem Tauernfenster (Ostalpen, Österreich). - Z. Dt. Geol. Ges., 142, 285-299
- STEYRER, H.P. (1982): Geochemie, Petrographie und Geologie der Habachformation im Originalgebiet zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau/Salzburg). - Diss. Univ. Salzburg 178 S.
- STEYRER, H.P. (1983): Die Habachformation der Typolokalität zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau/Salzburg). - Mitt. Österr. Geol. Ges., 76, 69-100
- STEYRER, H.P., FINGER, F. & KRAIGER, H. (1985): On the geochemistry of the K1-gneiss from the Scheelite-mine Felbertal (Hohe Tauern/Austria). - Fortschr. Min., 63, Beiheft 1, 295
- STEYRER, H.P. & HÖCK, V. (1985): Geochemistry of the metabasites in the Habach formation (Salzburg, Hohe Tauern, Austria). A preliminary report. - Ofioliti, 10 (2/3), 441-456
- STEYRER, H.P. (1993): Bericht über strukturgeologische Aufnahmen 1992 auf Blatt 150, Zell/Ziller. - Jb. Geol. B.-A., 136/3 (in Druck)
- STRECKEISEN, A.L. (1967): Classification and nomenclature of igneous rocks. - N.Jb. Min. Abh., 107, 140-240

- STRECKEISEN, A.L. (1974): Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. - *Geol. Rdschau*, **63**, 773-786
- THIELE, O. (1950): Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Gerlospaß und Gmünd. - Diss. Univ. Wien, 85 S.
- THIELE, O. (1970): Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern. - *Verh. Geol. B.-A.*, **1970**, 230-244
- THIELE, O. (1973): Bericht 1972 über geologische Aufnahmen auf Blatt Lanersbach (149). - *Verh. Geol. B.-A.*, **1973**, A73-A74
- THIELE, O. (1974): Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen. - *Jb. Geol. B.-A.*, **117**, 55-74
- THIELE, O. (1976): Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Mayrhofen und Inner Schmirn (Tirol). - *Geol. Rdschau*, **65** (2), 410-421
- THIELE, O. (1980): Das Tauernfenster. - In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 300-314, Springer Verlag
- TOLLMANN, A. (1975): Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **148** (3), 286-319
- TOLLMANN, A. (1977): *Geologie von Österreich, Band I - Die Zentralalpen*. - 766 S., Verlag F. Deuticke, Wien
- TOLLMANN, A. (1987): The alpidic evolution of the Eastern Alps, 361-378. - In: FLÜGEL, W. & FAUPL, P. (eds): *Geodynamics of the Eastern Alps*, Deuticke Verlag, Wien
- TRÖGER, W.E. (1971): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil I und II. - 4. A, E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart
- VAVRA, G. (1989): Die Entwicklung des penninischen Grundgebirges im östlichen und zentralen Tauernfenster der Ostalpen - Geochemie, Zirkonmorphologie, U/Pb Radiometrie. - *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A*, **6**, 1-150
- VAVRA, G. FRISCH, W. (1989): Pre-variscan back-arc and island- arc magmatism in the Tauern Window (Eastern Alps). *Tectonophysics*, **169**, 271-280
- VAVRA, G. & HANSEN, B.T. (1991): Cathodoluminescence studies and U/Pb dating of zircons in the pre-Mesozoic gneisses of the Tauern-Window: implications for the Penninic basement evolution. - *Geol. Rdschau*, **80** (3), 703-715
- VERNON, R.H. (1983): Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. - *J. Proc. R. Soc. N.S.W.*, **116**, 77-103
- VERNON, R.H., ETHERIDGE, M.A. & WALL, V.J. (1988): Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. - *Lithos*, **22**, 1-11
- VON QUADT, A (1985): Geochronologische, geochemische und isotopenchemische Untersuchungen an Gesteinen der Habachformation der Scheeßlaggerstätte und des angrenzenden Altkristallins im Felbertal (Land Salzburg). - Diss. ETH Zürich, 241 S.
- VON QUADT, A. (1992): U-Pb zircon and Sm-Nd geochronology of mafic and ultramafic rocks from the central part of the Tauern Window (eastern Alps). - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**, 57-67
- VON QUADT, A. & FINGER, F. (1991): Geochronologische Untersuchungen im österreichischen Teil des Südböhmischen Batholiths: U/Pb Datierungen an Zirkonen, Monaziten und Xenotimen des Weinsberger Granits. - *Eur. J. Mineral*, **3**, Bh 1, 281
- WEINSCHENK, E. (1894): Beiträge zur Petrographie der östlichen Centralalpen, speziell des Großvenedigerstockes. - *Abh. d. k. bayr. Akad. d. Wiss. II. Kl.*, **18**, 3. Abt.
- WEINSCHENK, E. (1903): Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Großvenedigerstockes. - *II. Abh. d. II. Kl. d. k. bayr. Akad. wiss.*, **22**, Abt. II, 263-340
- WHALEN, J.B., CURRIE, K.L. & CHAPPELL, B.W. (1987): A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**, 407-419
- WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. (1983): Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. - In: RODDICK, J.A. (Ed.): *Circum Pacific Plutonic Terranes*. - *Geol. Soc. Am. Mem.*, **159**, 21-34
- WIMMENAUER, W. (1985): *Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine*. - Verlag F. Enke, Stuttgart, 382 S.
- WINKLER, M., FIMMEL, R., FRISCH, W. & REICHERTER, K. (1990): Die magmatische Entwicklung der Zentralgneise im zentralen Tauernfenster (Penninikum, Ostalpen). - *Abstracts TSK III/ Graz*, 248-250
- WINKLER, M. & FRISCH, W. (1991): The geodynamic significance of Variscan granitoids in the Tauern Window, Austria. - *EUG VI TERRA abstracts*, **3**, 209
- ZIEGLER, P. (1986): Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of western and central Europe. - *Tectonophysics*, **126**, 303-328
- ZIMMERMANN, R. & FRANZ, G. (1989): Die Eklogite der unteren Schieferhülle; Frosnitzal/Südvenediger (Tauern, Österreich). - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **81** (1988), 167-188

11. METHODEN

Probennahme:

Insgesamt wurden ungefähr 200 Gesteinsproben genommen. Die Herkunft jener Proben, die eingehend petrographisch, geochemisch und zirkontypologisch bearbeitet wurden, sind in der Probenliste Kap.12 aufgelistet.

Mikroskopische Untersuchung an petrographischen Dünnschliffen:

Die petrographische Bearbeitung beruht auf der lichtmikroskopischen Untersuchung von etwa 70 Dünnschliffen, welche freundlicherweise von Herrn M. BRUNNER mit einer Dicke von je 20 µm angefertigt wurden. Für die Mineralbestimmung wurde im wesentlichen W.E. TRÖGER (1971) herangezogen. Für die Ermittlung der Modalbestände wurden jeweils 1500 bis 2000 Punkte mit dem Integrationsokular ausgezählt. Dabei wurde die Klinozoisit/Hellglimmerfülle der Plagioklase zum Plagioklas gezählt.

Chemische Gesteinsanalysen:

Für die insgesamt etwa 30 neu durchgeführten Gesamtgesteinsanalysen wurde jeweils ein etwa faustgroßes Gesteinsstück einer frischen Probe mit dem Hammer vorzerkleinert und anschließend in einer Achatmörsermühle ca. eine Stunde fein gemahlen.

Am Institut für Angewandte Mineralogie und Geochemie der TU München wurden an Schmelztabletten mittels Röntgenfluoreszenz (Philips PW 1410) die Haupt- und Spurenelementanalysen durchgeführt, welche freundlicherweise Herr Dr. SPIEGEL ermöglichte.

Herstellung von Zirkon-Streupräparaten:

Für die Aufbereitung des Probenmaterials kamen zwei Methoden zur Anwendung. Ein Teil der Proben wurde mit der Methode A, der zweite Teil mit der Methode B aufbereitet (Diagramm aus SCHINDLMAYR 1993).

Methode A (im wesentlichen nach FRASL, 1963)	Methode B (Rütteltisch)
<ul style="list-style-type: none"> * Probe etwa faustgroß * vorzerkleinern der Proben mit dem Hammer * mit Scheibenschwingmühle auf 1 bis 2 mm brechen * ca. ein Tag Säurebad in techn. Salzsäure * mehrmaliges und gutes Spülen mit Wasser * die Fraktion < 250 µm naß heraussieben 	<ul style="list-style-type: none"> * Probe 2 bis 3 mal so groß wie bei A
<ul style="list-style-type: none"> * Trocknung * Schwereretrennung mit <u>Tetrabromäthan</u> ($d = 2,97 \text{ g/cm}^3$) * Trocknung * Entfernen der magnetischen Fraktion mit FRANTZ-Magnetscheider (bei 1,7A) * Zirkonfraktion auf Glasobjektträger in Canadabalsam einbetten ($n = 1,54$) und mit Deckglas abdecken 	<ul style="list-style-type: none"> * Schwermineraltrennung mit dem <u>Rütteltisch</u> * bei unreiner Zirkonfraktion mit Tetrabromäthan nachtrennen

Die nach den beiden Methoden hergestellten Streupräparate enthielten im Normalfall jeweils einige 100 Zirkone. Der Vorteil der Methode A besteht darin, daß man im allgemeinen mit relativ wenig Probenmaterial eine sehr reine Zirkonfraktion erhält. Bei der Methode B braucht man zwar mehr Probenmaterial, kann aber in der Regel den Gebrauch der sehr toxischen Schwereflüssigkeit Tetrabromäthan vermeiden.

12. PROBENLISTE und genaue HERKUNFT der im Zuge der Dissertation eingehend bearbeiteten Proben

(S - Dünnschliff, Z - Zirkon-Streupräparat, HE - Hauptelementanalytik, SE - Spurenelementanalytik, REE - Seltene Erden)

- AS 11/87 - AS 12/87 - AS 13/87 - AS 14/87 - Hochweißfeldgneis, Bereich Sandeben/Osttirol (S, Z, HE, SE)
- AS 17/87 - Tonalit(gneis), Gratzug Rotebentörl - Seekopf 2720 m Höhe im Talschluß des Hollersbachtals (S, Z, HE, SE)
- AS 40/87 - Tonalitgneis intrusiv im Hochweißfeldgneis, Sandeben/Osttirol, 2730 m Höhe (S, Z, HE, SE)
- AS 38/88 - Metatonalit, Wandfuß Kote 2751 (Tauernhauptkamm im Talschluß des Hollersbachtals), (S, Z, HE, SE)
- AS 42/88 - Leukogranodiorit(gneis) intrusiv im Hochweißfeldgneis, 2650 m Höhe, Sandeben/Osttirol
- AS 03/89 - Knorrkogel-Porphyr(gneis), ca. 1 km S der Lokalität "Raneburg" im Matreier Tauerntal/Osttirol (S, Z, HE, SE, REE)
- AS 13/89 - Felbertauern Augengneis, ca. 2 km S der St. Pöltner Hütte am Felbertauern Paß, vgl. Kap. 5, Abb. 54 (S, Z, HE, SE, REE)
- AS 101/89, AS 103/89 - Hochweißfeldgneis, massig, S des Moserbodens direkt unter dem Schwarzkopfkees im Kapruner Tal (S, Z, HE, SE)
- AS 23/89 - Ahorn-Porphyr(gneis); 100 m N vom GHS Jochberg, zwischen Mayrhofen und Ginzling/Zillertal (S, Z, HE, SE, REE)
- AS 24/89 - Ahorn-Porphyr(gneis); Felsaufschlüsse in der Klamm an der alten Straße von Mayrhofen in den Zillergrund, gleich nach der Ortsausfahrt (S, Z, HE, SE)
- AS 15/90 - Metatonalit, massig, regellos körnig; Obersulzbachtal, Fallblock der Stierlahnerwand, zwischen der 2. und 3. Kehre des Talweges; vgl. auch Aufnahmeberichte KARL (1961, 1969) bzw. Abb. 1 in KARL (1959); (S, Z, HE, SE); U/Pb Altersbestimmung an Zirkonen ergab ca. 300. Mio J. (VON QUADT unpubl.)
- AS 23/90 - grobkörniger Granitgneis mit A-Typ Charakter (vgl. Kap.5, Abb. 54); Steinbruch am Talausgang des Obersulzbachtals (S, Z, HE, SE)
- AS 25/90 - feinkörniger Granodiorit(gneis), Popbergkar - Stillupptal, am "Siebenschneidenweg" in 2420 m Höhe; vgl. Kap. 4.1.4. Abb. 44, (S, Z)
- AS 26/90 - feinkörniger Granit(gneis), S-Rand Popbergkar, Stillupptal, am "Siebenschneidenweg" in 2400 m Höhe (S, HE, SE)
- AS 29/90 - mittel- bis grobkörniger, leukokrater Granodioritgneis; "Randfazies" des "Nördlichen Tonalituzuges" vgl. Kap. 4.1.1., S-Teil des Hasenkar, am "Siebenschneidenweg", Stillupptal (S, Z, HE, SE)
- AS 30/90 - mittelkörniger, leukokrater Granodioritgneis vom Typus Kainzenkar (Kap. 4.1.2.), Nofertenkar, am "Siebenschneidenweg", Stillupptal (S, Z, HE, SE)
- AS 31/90 - klein- bis mittelkörniger Granitgneis; Hennsteigenkamp, Stillupptal, (S, Z, HE, SE)
- AS 55/90 - grobkörniger Granitgneis; Stillupptal, Bergsturzmaterial unmittelbar beim "Grünen Wand Haus", entspricht dem Granodiorit-/Granitgneis vom Typus "Roßwandspitze" Kap. 4.1.3., (S, Z, HE, SE)
- AS 56/90 - Metatonalit des "nördlichen Tonalituzuges" (Kap. 4.1.1.); Felswand an der östlichen Talflanke (Nofertenbach) unmittelbar SE des Sillupphauses, Stillupptal, (S, Z, HE, SE)
- AS 57/90 - Metatonalit bis -granodiorit, massig, Fundort wie AS 58/90 (Z)
- AS 58/90 - sehr stark deformierter Tonalit bis Granodiorit; Gletscherschliffplatten am markierten Weg unmittelbar SE der Zillerplattenscharte; (Z)
- AS 61/90 - grobkörniger, leukokrater Granodiorit- bis Granitgneis, entspricht Typus Roßwandspitze (Kap. 4.1.3.); am markierten Weg ca. 700 m S der Plauener Hütte in 2380 m Höhe, Zillergrund (S, Z, HE, SE)
- AS 65/90 - grobkörniger, leukokrater Granodiorit- bis Granitgneis; entspricht Typus Roßwandspitze (Kap. 4.1.3.), Bergsturzmaterial Felswand S Kuchlmosskopf, 2680 M Höhe, Zillergrund (S, Z, HE, SE)
- AS 75/90 - leukokrater Granodiorit(gneis), SE Gamsspitzl, 2830 m Höhe, Talschluß Krimmler Achental (S, Z, HE, SE)
- AS 80/90 - leukokrater Granodiorit(gneis), 2710 m Höhe, SE Gamsspitzl, Talschluß Krimmler Achental (S, Z, HE, SE)
- AS 83/90 und 83A/90) - mittel-/grobkörniger kalifeldspatreicher Augengneis ("Krimmler Augengneise" vgl. Abb. 9, Kap. 3.3.); Gletscherschliffplatten unterhalb des Eissees in 2350 m Höhe, Nähe Warnsdorfer Hütte, Talschluß Krimmler Achental (S, Z, HE, SE)
- AS 84/90 und 84A/90 - porphyrischer, biotitreicher Augengneis, ("Krimmler Augengneise" vgl. Abb. 8, Kap. 3.3.); Fundort wie AS 83/90 (S, Z, HE, SE)
- AS 102/90 - leukokrater, mittelkörniger Granit(gneis) Typus Reichenspitze; SW Holzlahneralm, Ausgang Weißkarklamm, Krimmler Achental (S, Z)
- AS 107/90 - mittelkörniger Metagranit Typus Reichenspitze, mehrere m³ großer Fallblock gegenüber Veitenalm, Krimmler Achental, vgl. Kap. 5 Abb. 54 (S, Z)

- AS 108/90 - grobkörniger Granitgneis, Bergsturzmateriel, Krimmler Talweg in 1520 M Höhe, gegenüber Waldberg-Karbach (S, Z, HE, SE)
- AS 111/90 - Knappenwand-Porphyrgneis, Untersulzbachtal, Bachbett etwa 1100 m Höhe, vgl. Kap. 3.8. Abb. 26
- AS 113/90 - Gießscharten-Porphyrgneis; vgl. Abb. 21, Fallblöcke Talschluß Schlegeistal, vgl. Kap. 3.6., Abb. 23 Stop 1 (S, Z, HE, SE)
- AS 8/91 - grobkörniger Granodiorit-/Granitgneis vom Typus Roßwandspitze (Abb. 43, Kap. 4.1.3.); Hasenkarklamm, Unterer Sundergrund, Zillertaler Alpen (S, Z)
- AS 9/91 - mittelkörniger, richtungslos körniger Metagranodiorit vom Typus Kainzenkar (Abb. 40, Kap. 4.1.2.), Block 100 m N der Abzweigung zur Kainzenalm, Unterer Sundergrund, Zillertaler Alpen (S, Z)
- AS 11/91 - mittelkörniger, massiger Metatonalit; SE GHS "In der Au", Bergsturzblick "Die Schneider" SE Talflanke am Ausgang des Sundergrundes, direkt neben dem Fahrweg, Abb. 37, Kap. 4.1.1., (S, Z)
- AS 13/91 - mittelkörniger, leukokrater Metagranit; Blockfeld N der Nördlichen Gfrorenen Wand am Weg vom "Tuxer Ferner Haus" zur Friesenbergscharte, 2580 m Höhe, Tuxer Hauptkamm (S, Z, HE, SE, REE)
- AS 17/91 - biotitreicher, porphyrischer Augengneis vom Typus Valsertal (Kap. 3.5.), ca. 100 m N vom markierten Weg W der Friesenbergscharte, 2825 m Höhe, vgl. Abb. 17a (S, Z, HE, SE, REE)
- AS 22/91 - stark deformierter Granodioritgneis vom Typus Kainzenkar (Kap. 4.1.3.), W Kainzenhochleger, am Weg ins Kainzenkar, Unterer Sundergrund (Z)
- AS 24/91 - Meta(aplit)granit vom Typus Reichenspitze, Bergsturzmateriel im Talschluß des Wildgerlostales, N der Reichenspitze in ca. 2500 m Höhe, Kap. 5, Abb. 54, (S, Z)
- AS 26/91 - mittel bis grobkörniger ± porphyrischer Granodiorit(gneis); "Randfazies" des "Nördlichen Tonalitzuges" (Kap. 4.1.1.), Bodengrund W Breitwand, vgl. Abb. 37, (S, Z)
- AS 30/91 - feinkörniger Granodiorit(gneis) vom Typus Popbergkar (Kap. 4.1.4.); steinbruchartiger Abbau von Bergsturzmateriel unmittelbar W Lokalität "Schneiderställe", Zillergrund (S,Z)
- AS 32/91 - mittel bis grobkörniger ± porphyrischer Granodiorit(gneis); "Randfazies" des "Nördlichen Tonalitzuges" (Kap. 4.1.1.), Bergsturzmateriel, W Sonnseitigalpe, Zillergrund (Z)

Lebenslauf

geboren am 1. Juli 1965 als Sohn von Anton und Waltraud Schermaier (geb. Leipold) in Kirchdorf/Krems

1971-75 Besuch der Volksschule Kirchberg in Kremsmünster

Herbst 1975 Eintritt in das Stiftsgymnasium Kremsmünster (Humanistischer Zweig)

Juni 1983 Matura am Stiftsgymnasium in Kremsmünster

Jänner bis Oktober 1984 Ableistung des Präsenzdienstes in Wels

Oktober 1984 Immatrikulation an der Universität Salzburg; Inskription der Studienrichtungen Erdwissenschaften und Lehramt Biologie und Erdwissenschaften

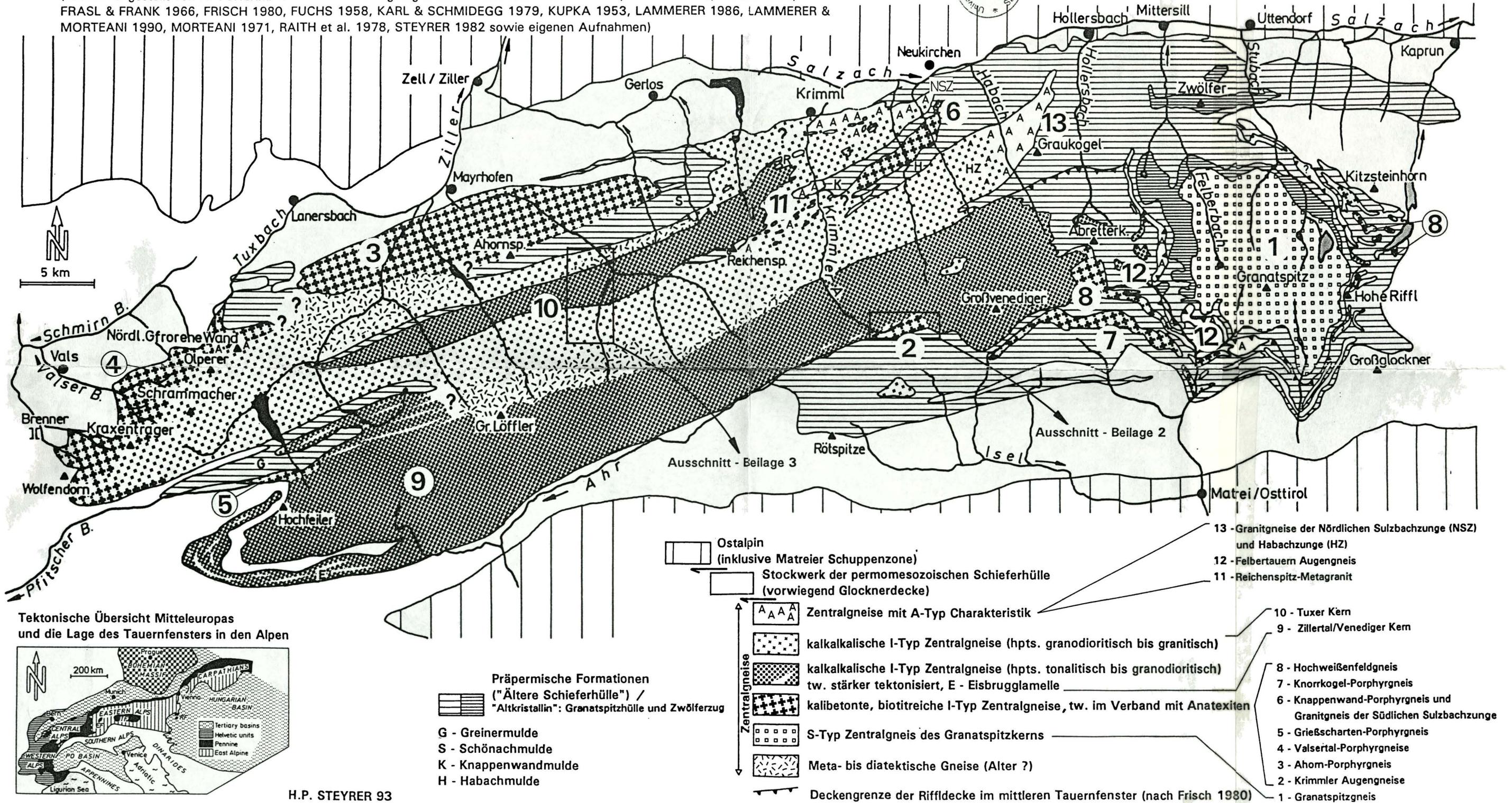
Frühjahr 1990 Abschluß des Diplomstudiums Geologie mit ausgezeichnetem Erfolg, Beginn des Doktoratstudiums

ab Mai 1990 halbtägige Anstellung als V.Ass. am Institut für Geologie & Paläontologie der Universität Salzburg

Geologische Übersichtskarte des westlichen und mittleren Tauernfensters mit besonderer Berücksichtigung der Zentralgneise (1 : 200 000)

Beilage 1

(zusammengestellt von A. SCHERMAIER nach Kartierungsergebnissen von FRANK et al. 1987b, FRASL 1953a, FRASL 1958, FRASL & FRANK 1966, FRISCH 1980, FUCHS 1958, KARL & SCHMIDEGG 1979, KUPKA 1953, LAMMERER 1986, LAMMERER & MORTEANI 1990, MORTEANI 1971, RAITH et al. 1978, STEYRER 1982 sowie eigenen Aufnahmen)



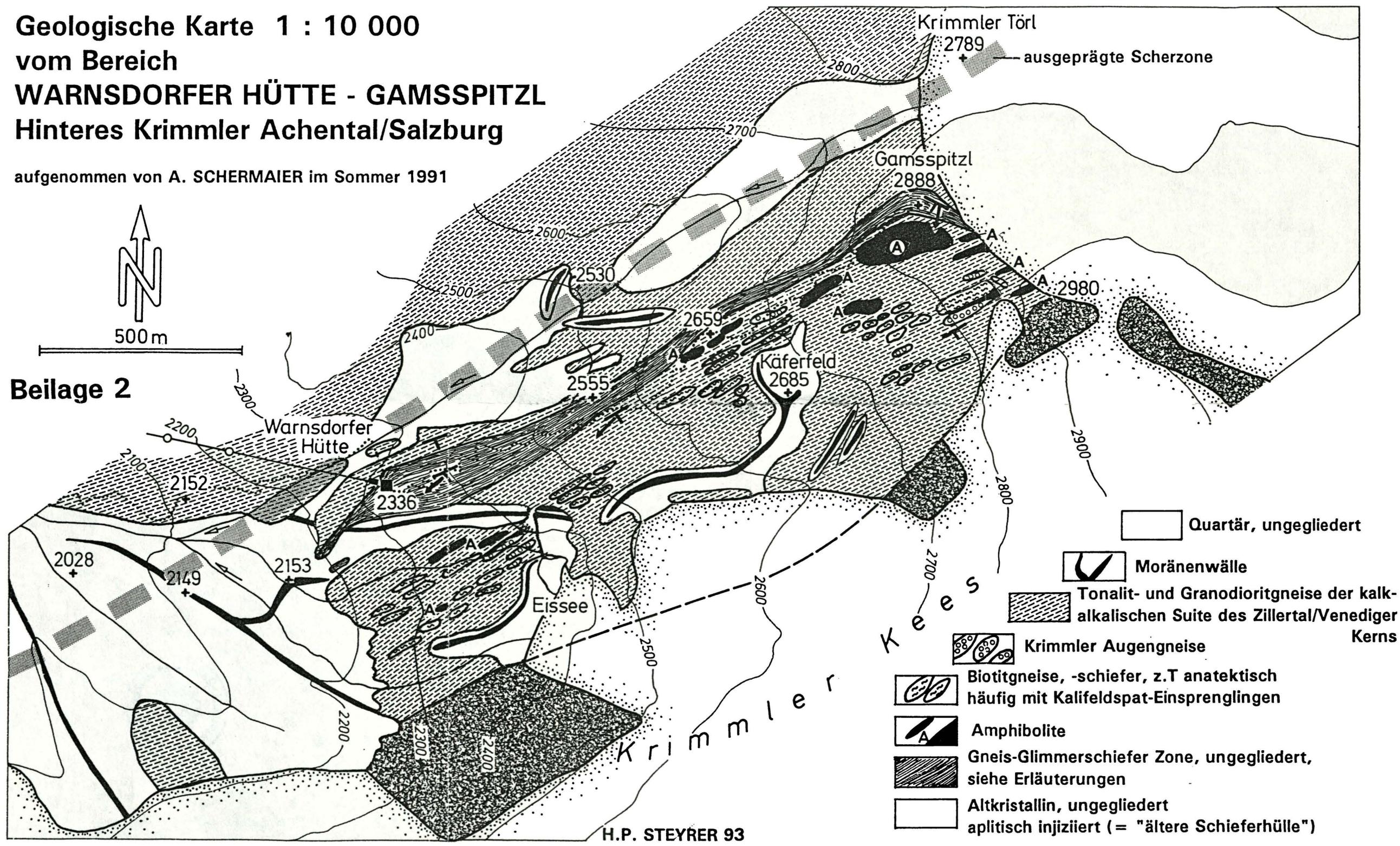
Geologische Karte 1 : 10 000
vom Bereich
WARNSDORFER HÜTTE - GAMSSPITZL
Hinteres Krimmler Achenal/Salzburg

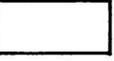
aufgenommen von A. SCHERMAIER im Sommer 1991



500 m

Beilage 2



-  Quartär, ungegliedert
-  Moränenwälle
-  Tonalit- und Granodioritgneise der kalk-alkalischen Suite des Zillertal/Venediger Kerns
-  Krimmler Augengneise
-  Biotitgneise, -schiefer, z.T anatektisch häufig mit Kalifeldspat-Einsprenglingen
-  Amphibolite
-  Gneis-Glimmerschiefer Zone, ungegliedert, siehe Erläuterungen
-  Altkristallin, ungegliedert aplitisch injiziert (= "ältere Schieferhülle")

GEOLOGISCHE KARTE 1 : 25000

OBERER ZILLERGRUND - UNTERER SUNDERGRUND - BODENGRUND

ZILLERTALER ALPEN

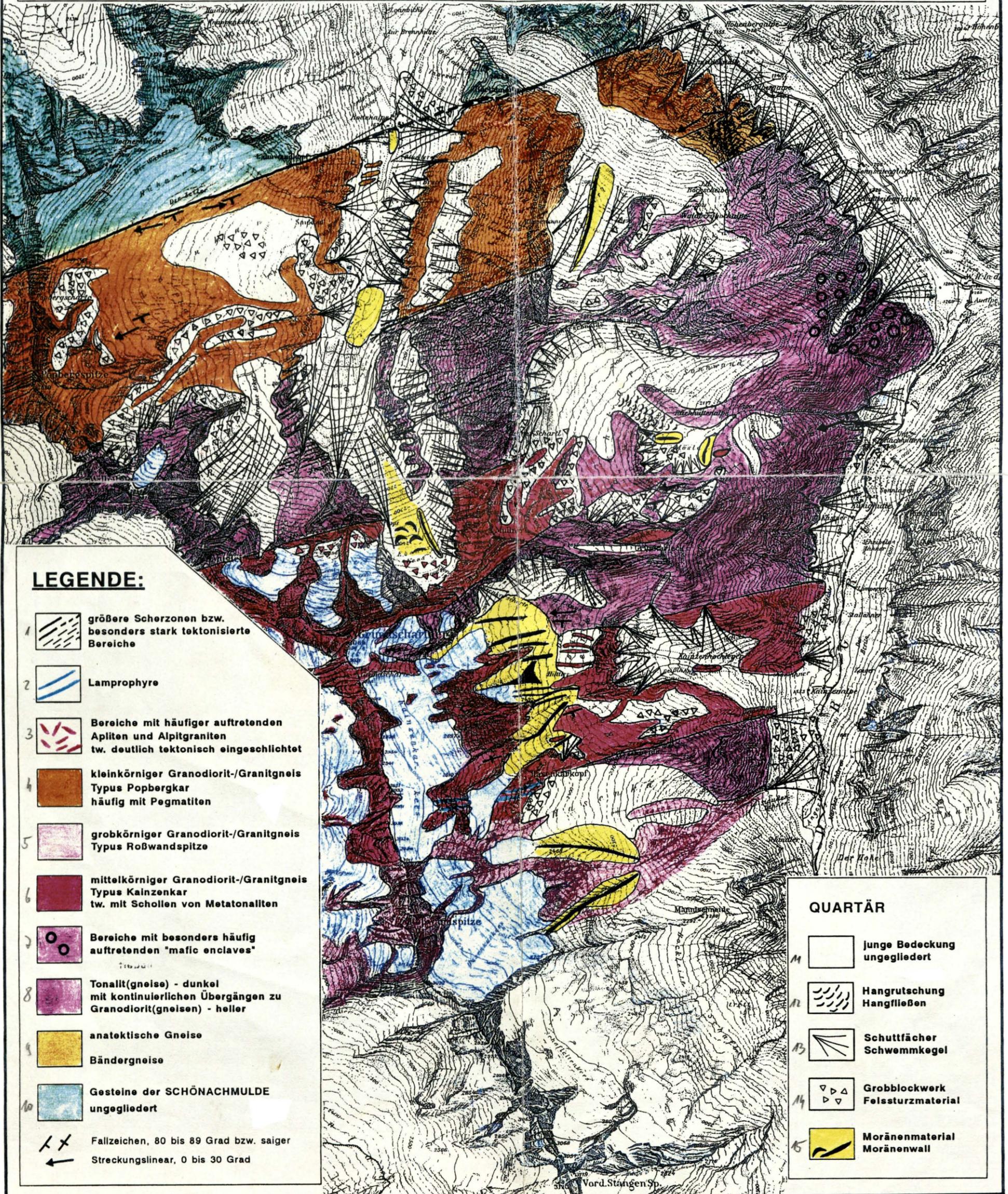
Kartengrundlage - Alpenvereinskarte Nr. 35/2 1: 25000



nach P. RAASE 1972

mit Reambulierungen von A. SCHERMAIER aufgrund von Aufnahmen im Sommer 1991

Quartär nachgeführt



LEGENDE:

- 1 größere Scherzonen bzw. besonders stark tektonisierte Bereiche
 - 2 Lamprophyre
 - 3 Bereiche mit häufig auftretenden Apliten und Alpitgraniten tw. deutlich tektonisch eingeschichtet
 - 4 feinkörniger Granodiorit-/Granitgneis Typus Popbergkar häufig mit Pegmatiten
 - 5 grobkörniger Granodiorit-/Granitgneis Typus Roßwandspitze
 - 6 mittelkörniger Granodiorit-/Granitgneis Typus Kalnzienkar tw. mit Schollen von Metatonaliten
 - 7 Bereiche mit besonders häufig auftretenden "mafic enclaves"
 - 8 Tonalit(gneise) - dunkel mit kontinuierlichen Übergängen zu Granodiorit(gneisen) - heller
 - 9 anatektische Gneise
Bändergneise
 - 10 Gesteine der SCHÖNACHMULDE ungegliedert
- Fallzeichen, 80 bis 89 Grad bzw. saiger
 Streckungslinear, 0 bis 30 Grad

QUARTÄR

- M junge Bedeckung ungegliedert
- N Hangrutschung Hangfließen
- B Schuttfächer Schwemmkegel
- M4 Groblockwerk Felssturzmaterial
- B5 Moränenmaterial Moränenwall