

Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster, Österreich). Teil II: zirkontypologische und geochemische Charakteristik

Von R. Marschallinger und B. Holub*)

Mit 11 Abbildungen, 2 Tabellen und 2 Tafeln

Zusammenfassung

Im Bereich des Maltatales (östliches Tauernfenster, Kärnten) wurde das penninische, präpermische Basement untersucht; in diesem Gebiet blieb der Intrusionsverband der Zentralgneise mit ihrem Alten Dach trotz der alpidischen Deformationen hervorragend erhalten. Geochemie und Zirkonuntersuchungen ergeben folgendes, mit Petrographie und Geländebeobachtungen konsistentes Bild: die Gesteine des Alten Daches entstanden ursprünglich aus klastischen Sedimenten — Grauwacken und Tonschiefern. In dieses Alte Dach intrudierte variszisch in zwei Zyklen eine Abfolge von high-K-kalkalkalischen, stark an LIL-Elementen angereicherten I-Typ Granitoiden. Bei der Intrusion wurden die Granitoide durch Assimilation von Paragneismaterial des Alten Daches teils so stark kontaminiert, daß die primäre I-Typ Charakteristik zu S-Typ Charakteristik verfälscht wurde. Das präpermische Basement des östlichen Tauernfensters wird als Abschnitt eines variszischen, aktiven Kontinentalrandes mit bereits dicker Kruste interpretiert.

Abstract

In the area of the Maltatal (Eastern Tauern Window, Carinthia) the Pennine, Prepermian basement was investigated. Here the intrusive relations of the Hercynian Granitoids („Zentralgneise“) with their country rocks remained largely unaffected by the alpine deformations. Geochemical data, combined with investigation of zircon morphology are consistent with petrographical evidence and geological relations: the country rocks, originating from clastic sediments — greywackes and shales — were intruded by a series of hercynian high-K calc-alkaline I-type granitoids strongly enriched in LIL-elements. Two main cycles of intrusion could be established. In part, the granitoids were subject to serious crustal contamination processes, assimilating material from the clastic country rocks; thus, in places, primary I-type geochemistry of the granitoids was changed to S-type. The Prepermian basement of the Eastern Tauern Window is interpreted as a part of an evolved, variscan active continental margin.

Adresse der Autoren: R. MARSCHALLINGER, Inst. f. Geologie u. Paläontologie, Univ. Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.

B. HOLUB, Inst. f. Geophysik, Montanuniversität, Franz-Josef-Straße 18, A-8700 Leoben, Österreich.

Inhalt

1. Einleitung	20
2. Methodik	24
3. Geologisch-petrographische Übersicht	24
4. Zirkonuntersuchung	27
4.1. Migmatische Plagioklasgneise	27
4.2. Migmatische Zweiglimmergneise	28
4.3. Göß-Granitoide	28
4.4. Leukotonalit	29
4.5. Großelendflasergranit	29
4.6. Maltatonalit	29
4.7. Hochalporphygranit	30
4.8. Kölnbreinleukogranit	30
4.9. Zusammenfassung der Ergebnisse der Zirkonuntersuchung	31
5. Geochemie	31
5.1. Altkristalline Migmatitserien	31
5.2. Zentralgneise	32
6. Diskussion	38
7. Schlußfolgerungen	40
8. Literatur	41

1. Einleitung

Im Tauernfenster tritt die strukturell tiefste Einheit der Ostalpen, das Penninikum, unter dem ostalpinen Deckenstapel zutage. CLIFF et al. (1971) gliederten das Penninikum des östlichen Tauernfensters in die permomesozoische Schieferhülle und ein präpermisches Basement; dieses präpermische Basement umfaßt mehrere Zentralgneiskerne und deren Altes Dach (Abb. 1). Unter den variszisch intrudierten Zentralgneisen (CLIFF 1971, 1981) dominieren granodioritische bis granitische Typen, untergeordnet treten auch tonalitische und syenitische Varietäten auf; das Alte Dach hingegen wird im wesentlichen von migmatischen Paragneisen und Metavulkaniten aufgebaut (CLIFF et al. 1971, EXNER 1979).

Im Gegensatz zu bisherigen Ansichten, wonach der Baustil dieses Basements vorrangig durch alpidische Deckentektonik geprägt wäre (z. B.: EXNER 1982, TOLLMANN 1977), konnten MARSCHALLINGER (1987a) und HOLUB (1988) nachweisen, daß im Bereich des Maltatales/Kärnten die Intrusionsbeziehungen der Zentralgneise mit ihrem Alten Dach trotz der alpidischen Metamorphose und Tektonik weitgehend erhalten geblieben sind. So war es möglich, in diesem Gebiet, in dem ein Großteil der Zentralgneisvarietäten des östlichen Tauernfensters auftritt, aufgrund von Geländebeobachtung und petrographischer Kriterien eine Intrusionsabfolge der Zentralgneise zu erstellen (HOLUB & MARSCHALLINGER 1989; im folgenden als Teil I bezeichnet). In der vorliegenden Arbeit sollen, aufbauend auf den Ergebnissen von Teil I, die zirkontypologische und geochemische Charakteristik der untersuchten Zentralgneise und des migmatischen Anteils des Alten Daches dargestellt werden.

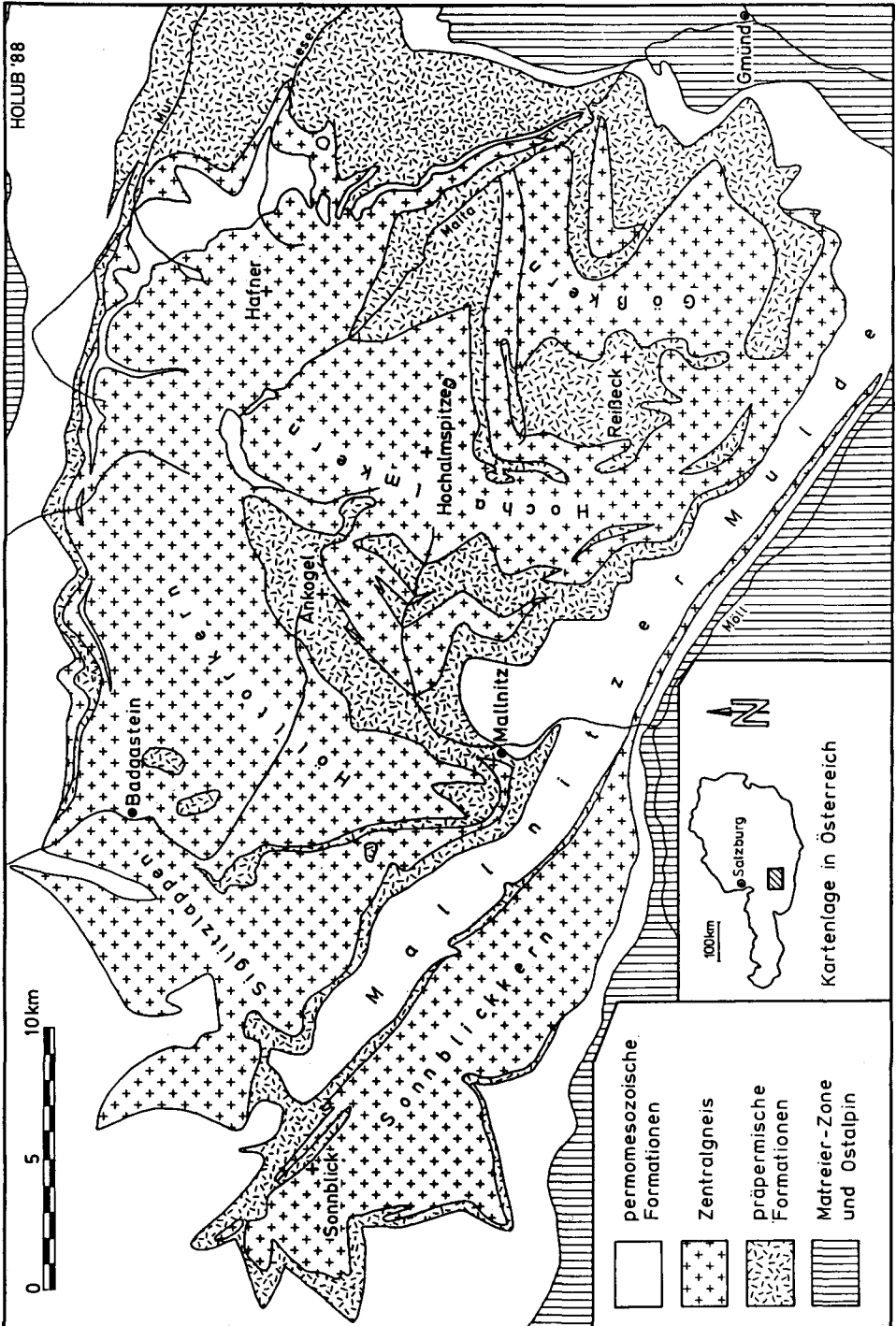










Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte des östlichen Tauernfensters. Zusammengestellt nach EXNER (1964, 1979), CLIFF et al. (1971) und ALBER (1976); verändert und ergänzt durch eigene Aufnahmen.





Zentralgneis:

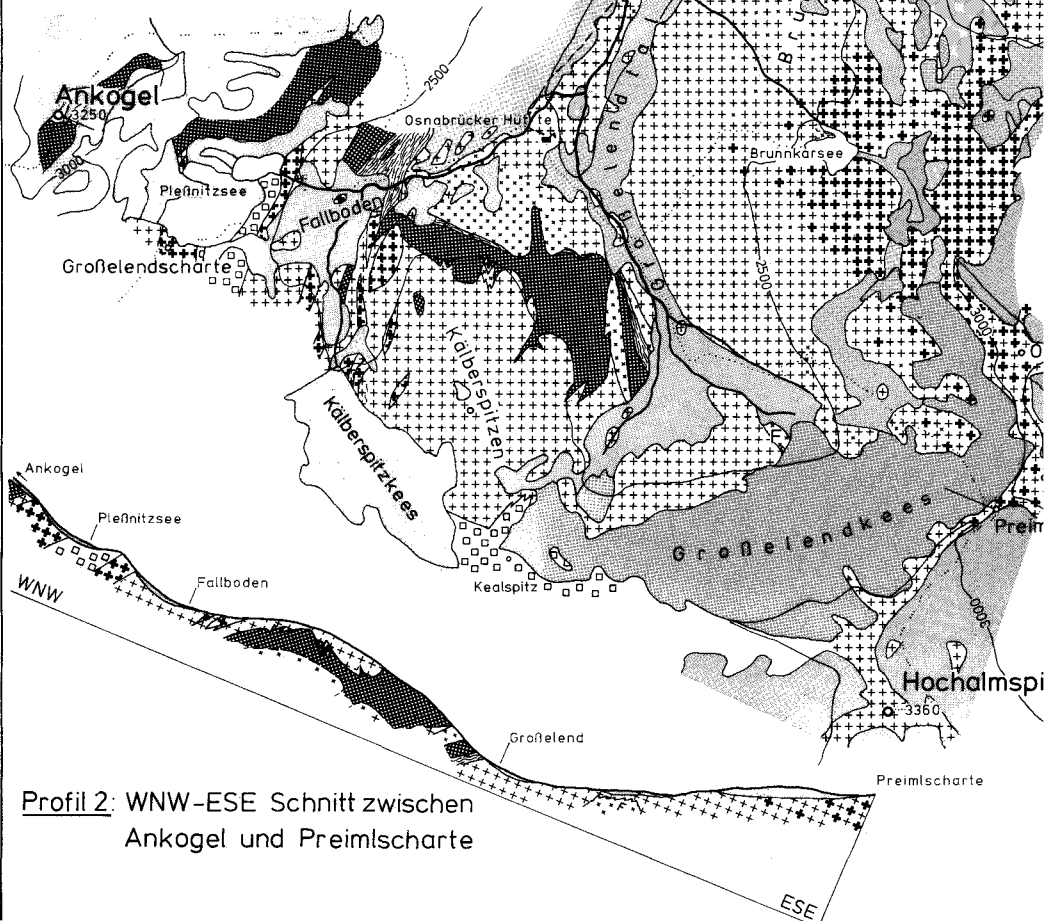
-  Lamprophyr
-  Kölnbreinleukogranit
F=Forellengneis
-  Hochalmporphyrgranit
-  Maltatonalit
-  Großelendfasergranit
-  Leukotonalit

Intrusionsfolge

-  Quartär
-  Gletscher

präpermische Formationen (Altes Dach):

-  Metasedimente i.a.
-  basische-saure Metamagmatite
-  migmatische Zweiglimmergneise
-  migmatische Plagioklasgneise



Profil 2: WNW-ESE Schnitt zwischen
Ankogel und Preimlscharte

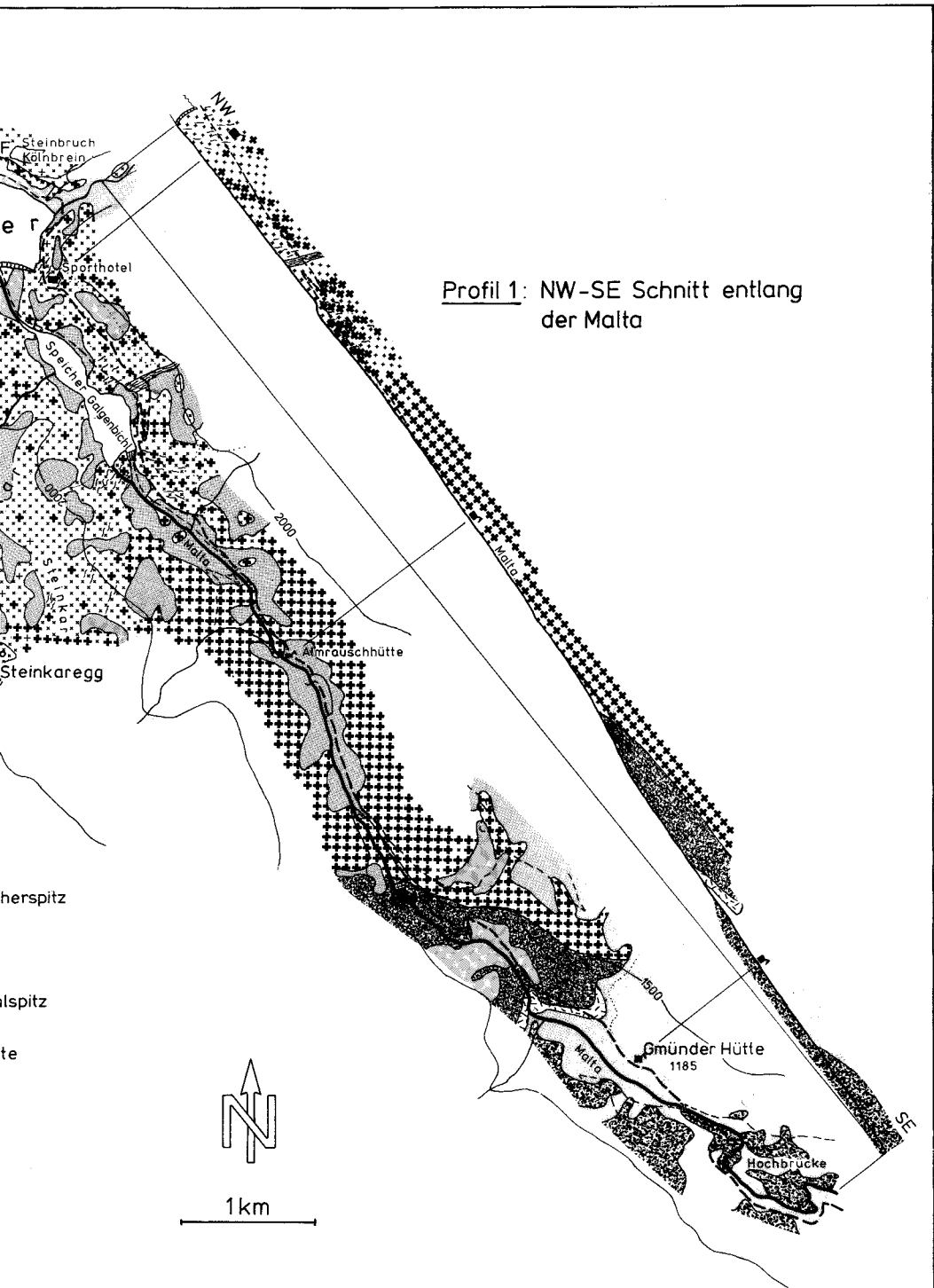


Abb. 2: Geologische Karte des oberen Maltatales und des Großelendtales nach MARSCHALLINGER (1987a) und HOLUB (1988).

2. Methodik

Zur Untersuchung der akzessorischen Zirkone wurden Zirkonstreupräparate hergestellt, wobei nach der von G. FRASL (1963) beschriebenen Methode vorgegangen wurde: Brechen der Gesteine in der Scheibmühle auf etwa 3 mm, 1–2-tägiger Aufschluß in techn. HCl, Abtrennen der zirkonführenden Fraktion < 0.25 mm durch Naßsieben, Anreicherung der Zirkone mittels Schwereretrennung (Tetrabromäthan) und Magnetscheider. Anschließend wurden die Zirkone mit Kanadabalsam auf Objektträger eingebettet. Die statistische Auswertung der Zirkontrachten erfolgte mit dem Computerprogramm „PUIPLOT“ (HOLUB unpubl.).

Zur Hauptelementanalyse wurden von 63 Gesteinsproben Schmelzgläser hergestellt und mit der Mikrosonde (20 kV, 50 nA) gegen die Geostandards BHVO-1, G-2 und GSP gemessen. Verrrechnung und Korrektur erfolgten nach BENCE & ALBEE (1968); für den beschriebenen Analysengang gibt FINGER (1984) folgende relative Fehler an: Oxidkonzentrationen > 10 Gew. % = $\pm 1\%$, 1–10 Gew. % = $\pm 3\%$, < 1 Gew. % = $\pm 10\%$.

Die Spurenelemente wurden mittels Röntgenfluoreszenz mit folgenden Nachweisgrenzen gemessen: Nb 3, Zr 5, Y 5, Sr 20, Rb 10, Ni 9, Cr 10, Th 4, Ce 40ppm (Geostandards G-2, GSP). Die Korrektur basiert auf der Methode von NISBET et al. (1979). In Tab. 1, 2 werden die Hauptelemente in Gew. %, die Spurenelemente in ppm angegeben, FeOtot = Gesamteisen, G.V. = Glühverlust, -- = nicht bestimmt. Die graphische Darstellung erfolgte mit dem Datenbank- und Graphikprogrammpaket „System BASIGRAPH“ (MARSCHALLINGER & HOLUB 1987), die Diagramme beziehen sich auf eine H₂O-freie Basis. Die Legende zu der in allen Diagrammen einheitlichen Symbolik findet sich in Abb. 7.

Wie in Teil I werden die unterschiedlichen Zentralgneisvarietäten mit Plutonitnamen nach STRECKEISEN (1973) bezeichnet, die Gesteine des Alten Daches jedoch mit Metamorphitnamen. Abkürzungen für Minerale: Q = Quarz; Plag = Plagioklas (einschließlich Klinozoisit- und Hellglimmerfüllung); Kf = Kalifeldspat; Bi = Biotit; Hbl = Hornblende; Hgl = Hellglimmer; Ep = Epidotminerale.

3. Geologisch-petrographische Übersicht

Das prävariszische Alte Dach der Zentralgneise läßt sich in zwei Formationen mit unterschiedlicher struktureller Position gliedern (Abb. 2 und 3): die tiefer gelegenen altkristallinen Migmatite des Maltatales und die, in einem höheren Stockwerk auftretenden Gesteine der Habachformation im Bereich des Ankogel.

Bei den altkristallinen Migmatiten dominieren Bändermigmatite und Nebulite (ANGEL & STABER 1952); in diesen migmatischen Paragneisen konnten aufgrund makroskopischer und petrographischer Kriterien zwei Abfolgen unterschieden werden (MARSCHALLINGER 1987a, b); eine liegende Abfolge Migmatischer Plagioklasgneise (Modalbestand etwa Q 20%, Plag 50%, Bi 20%, Hbl + Ep 10%) und eine hangende Abfolge Migmatischer Zweiglimmergneise (ca. Q 30%, Plag 35%, Kf 10%, Bi 15%, Hgl 10%). Die Habachformation besteht neben einem geringen Anteil an (Granat-) Glimmerschiefern aus fein- bis grobkörnigen Amphiboliten und Bänderamphiboliten (HOLUB 1988).

Das älteste Glied der Zentralgneisintrusionsabfolge stellt der Großelendflasergranit (ca. Q 25%, Plag 30%, Kf 40%, Bi 5%) dar. Dieser wurde erst nach einer kräftigen Deformation vom syntektonischen Maltatonalit (ca. Q 30%, Plag 50%, Bi 15-20%, Kf 0-5%) intrudiert. Darauf folgte die spätektonische Platznahme des Hochalmporphyrgranits (ca. Q 25%, Plag 40%, Kf 25%, Bi + Hgl 10%), welcher mit einer Fläche von über 100 km² den verbreitetsten Zentralgneistyp im östl. Tauernfenster repräsentiert. Bereits posttektonisch intrudierte der Kölnbreinleukogranit (ca. Q 30%, Plag 40%, Kf 23%, Bi + Hgl 7%). Den Abschluß des variszischen Intrusionsgeschehens bilden vereinzelte Gänge eines grobkörnigen Leukogranits (ca. Q 30%, Plag 30%, Kf 32%, Hgl 7%, Bi 1%) und Lamprophyrgänge. Der modale Variationsbereich der Zentralgneise ist in Abb. 5b dargestellt.

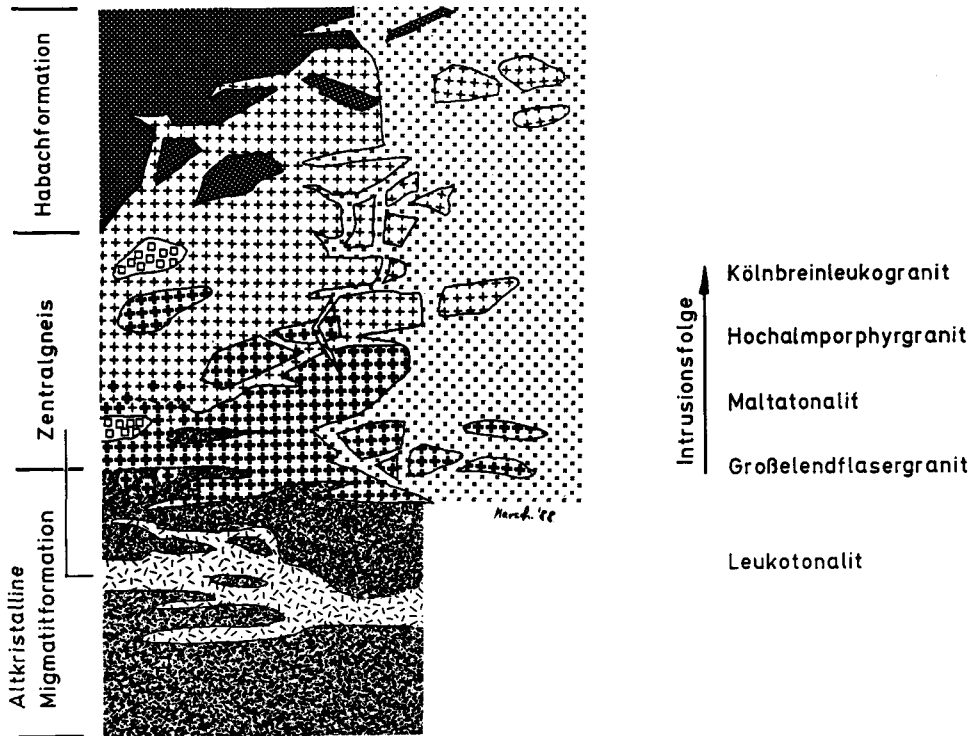


Abb. 3: Schematischer Schnitt durch den Intrusionsverband im Untersuchungsgebiet: Die Zentralgneiseintrudieren im Liegenden und im Hangenden Gesteine des Alten Daches. Die Intrusionsabfolge der Zentralgneise weist einerseits kontinuierliche Gesteinsübergänge (Schlierenmigmatite), andererseits scharf begrenzte Intrusionskontakte (Schollenmigmatite) auf. Schollen der älteren Zentralgneise zeigen mit wachsender Entfernung vom Intrusionskontakt eine zunehmende Entfestigung und Zurundung. Die Gesteinsignaturen entsprechen Abb. 2.

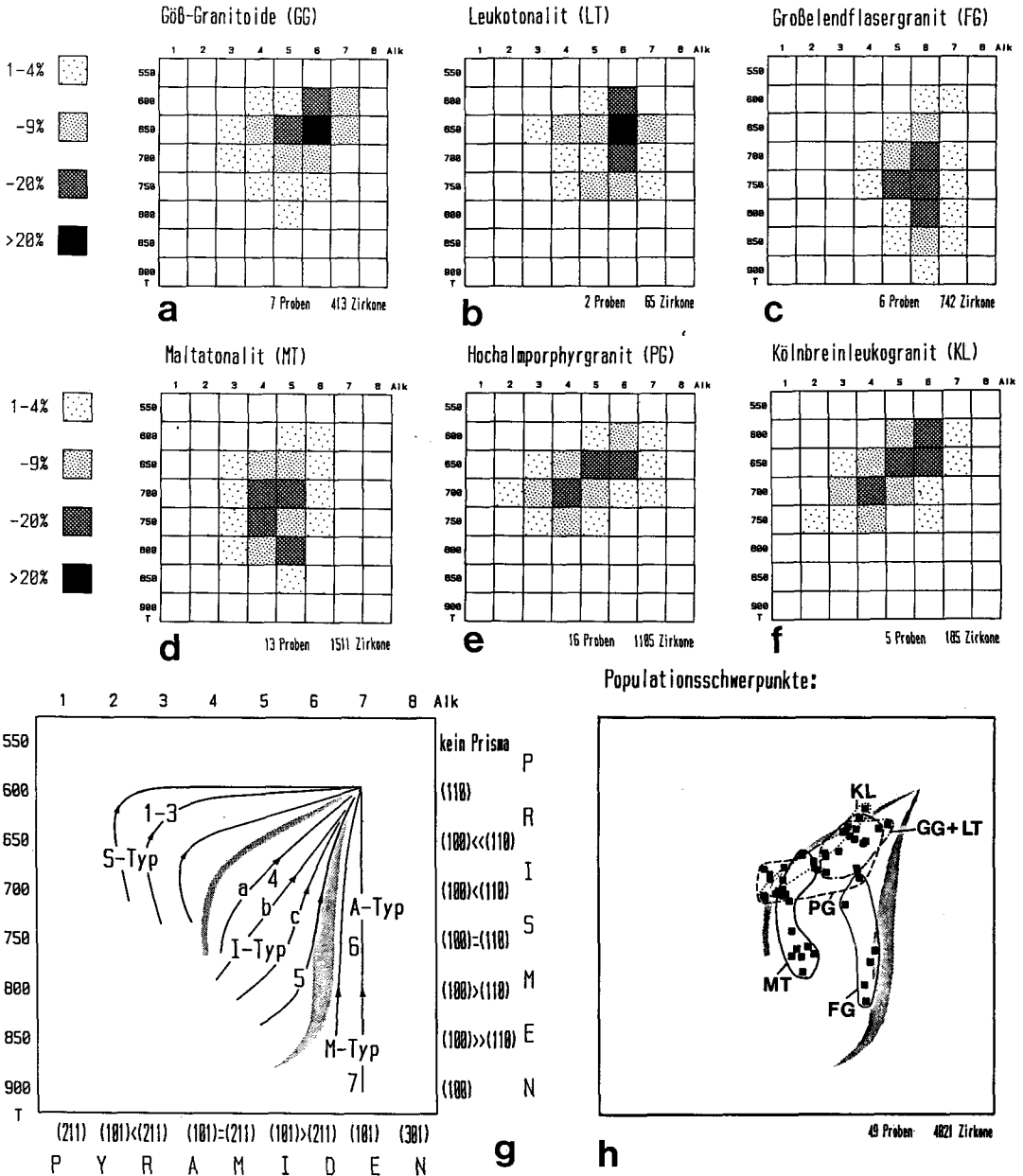


Abb. 4: Zirkontypologie der Zentralgneise im Diagramm nach PUPIN (1980, 1985).
 a-f: Typologie von Zirkonpopulationen der petrographisch unterschiedenen Zentralgneisvarietäten.
 g: Entwicklungstrends von Zirkonpopulationen aus S-, I-, M- und A-Typ Granitoiden im typologischen Diagramm (nach PUPIN 1980, 1985).
 h: Lage der Einzelpopulations-Schwerpunkte der Zentralgneisvarietäten im typologischen Diagramm; die Masse der Schwerpunkte liegt im Feld für I-Typ Granitoiden. Nähere Erklärung im Text.

Die Intrusionskontakte der Zentralgneise zu den Gesteinen des Alten Daches sind vielfach ausgezeichnet erhalten geblieben. Charakteristisch für die gesamte Intrusionsabfolge ist die Ausbildung breiter Schlieren- und Schollenmigmatitzonen im Kontaktbereich zu älteren Gesteinen und eine sehr verbreitete, deutlich ausgeprägte Kontamination der Zentralgneise durch Assimilation präexistenter Gesteine.

Die Göß-Granitoide (ca. Q 30%, Plag 45%, Kf 15%, Bi 10%) und der Leukotonalit (ca. Q 40%, Plag 50%, Kf 0-2%, Bi 5-8%) können im Gelände derzeit noch nicht in die beschriebene Intrusionsabfolge eingebunden werden.

Eine ausführliche Darstellung der geologischen Verhältnisse und der Petrographie findet sich in Teil I.

4. Zirkonuntersuchung

Seit einiger Zeit hat die Untersuchung der akzessorischen Zirkone als petrogenetische Indikatorminerale an Bedeutung gewonnen, da diese als magmatische Frühausscheidungen Rückschlüsse auf die Kristallisationsbedingungen ermöglichen (SPEER 1980). Aufgrund der Resistenz der Zirkone bis in den Bereich der Anatexis können Tracht und Morphologie auch in hochgradig metamorphen Gesteinen die vormetamorphen Bildungsbedingungen widerspiegeln.

Nach den empirischen Untersuchungen von PUPIN (1980, 1985) gibt die statistische Auswertung der Zirkontracht Hinweise auf die chemische Zusammensetzung der Schmelze und damit indirekt auf das geotektonische Entstehungsmilieu granitoider Gesteine: im zirkontypologischen Diagramm (Abb. 4g) nach PUPIN (1980) lassen sich S-, I-, A- und M-Typ Granite durch die unterschiedliche Kombination von Prismen- und Pyramidenflächen der Zirkone deutlich voneinander abgrenzen.

4.1. Migmatische Plagioklasgneise (Tafel I; MP a-i)

In der Zirkonpopulation der Migmatischen Plagioklasgneise dominieren stark kantengerundete Typen (b-g), wobei gedrungene, teils fast kugelige Formen (b-e) am häufigsten sind. Die Oberfläche dieser Zirkone zeigt narbenartige Vertiefungen; ansatzweise sind noch ehemalige Kanten zu erkennen. Im Inneren sieht man gelegentlich fleckige Braunfärbungen.

Eine starke Zurundung von Zirkonen wird allgemein als Folge mechanischer Abnützung während eines sedimentären Transportes angesehen (POLDERVAART 1955, HOPPE 1963, GRIMM 1973); die in der Zirkonpopulation der Migmatischen Plagioklasgneise vorherrschenden zugerundeten Typen können dementsprechend als reliktsche Paragneiszirkone interpretiert werden. Bemerkenswert ist, daß es von der Gruppe der kantengerundeten Zirkone kontinuierliche Übergänge zu ebenfalls gedrungenen, jedoch scharfkantig-idiomorphen Zirkonen des Typs (a) gibt, deren Tracht vom Prisma (100) und der Pyramide (101) dominiert wird. Es ist gut vorstellbar, daß es sich dabei um geschonte Altbestandszirkone handelt; die Tracht dieser Zirkone deutet nach PUPIN (1980) darauf hin, daß im ehemaligen Liefergebiet der Migmatischen Plagioklasgneise I-Typ Magmatite sehr verbreitet waren.

Scharfkantige, langprismatische Zirkone (h, i) treten in den Migmatischen Plagioklasgneisen nur untergeordnet auf; bei diesen meist klar durchsichtigen Zirkontypen sind die Prismen (100) und (110), sowie die Pyramiden (101) und (211) etwa gleich stark entwickelt. Kerne und Zonarbaue fehlen im allgemeinen, gelegentlich sind Apatitnadeln kantenparallel eingeschlossen. Diese langprismatischen, scharfkantigen Zirkone — welche normalerweise für Magmatite typisch sind (POLDERVAART 1956) — stehen in deutlichem Gegensatz zu den stark zugerundeten Paragneiszirkonen und werden als im Migmatitstadium neugewachsene Zirkone gedeutet.

4.2. Migmatische Zweiglimmergneise (Tafel 1; MZ a-j)

In der Zirkonpopulation der Migmatischen Zweiglimmergneise herrschen stark zugerundete (d-g), teils fast kugelige Zirkonformen vor. Häufig weisen diese leicht trüben Zirkone eine glatt polierte Oberfläche auf, in der einzelne narbenartige Vertiefungen auffallen. Neben solchen typischen Paragneiszirkonen kommen mehr oder weniger idiomorphe Zirkone des Typs (a-c) mit der recht einheitlichen Tracht (211) >> (101), (110) > (100) vor; in geringem Ausmaß zeigen diese Zirkone ebenfalls die Merkmale mechanischer Abnutzung — Dellen, Narben und Brucherscheinungen. Durch zunehmende Verrundung läßt sich ein kontinuierlicher Übergang zu den typischen Paragneiszirkonen (d-g) feststellen. Demnach werden Zirkone des Typs (a-c) als geschonte Altbestandszirkone interpretiert, deren Trachtausbildung nach PUPIN (1980) auf ein von S-Typ Magmatiten beherrschtes Liefergebiet der Migmatischen Plagioklasgneise hindeutet.

Weniger häufig sind langprismatische, idiomorphe und klar durchsichtige Zirkone (h-j), bei denen kantenparallel eingelagerte Apatitnadeln und Bläschenzüge auffallen. Dieser Zirkontyp wird dem Migmatitstadium der Migmatischen Zweiglimmergneise zugerechnet.

4.3. Göß-Granitoide (Tafel 1; GG a-j)

Die charakteristischen Zirkone der Göß-Granitoide sind langprismatisch-idiomorph ausgebildet (a-f), das durchschnittliche Längen/Breiten-Verhältnis liegt bei 2.8.

Die Tracht wird vorrangig vom Prisma (110) und der Pyramide (101) bestimmt, die steile Pyramide (211) ist nur selten deutlich ausgebildet (h, i). Allerdings zeigt sich gelegentlich polares Wachstum (d) mit unterschiedlicher Pyramidenausbildung. Ein typisches Merkmal ist weiters der rhythmische, kantenparallele Zonarbau der Zirkone (a-g): völlig idiomorphe Kerne mit der Tracht (110) + (101) sind schalig übereinander gewachsen, wobei die Grenzflächen jeweils braun mattiert sind; die Fläche (211) tritt erst in den äußersten Zonen in Erscheinung. Gelegentlich wird der Zonarbau durch kantenparallel eingelagerte Apatitnadeln nachgezeichnet (g).

Gerundete, typische Paragneiszirkone (j) sind in der Zirkonpopulation der Göß-Granitoide nur sehr untergeordnet vertreten; sie entsprechen in Größe und optischen Eigenschaften den detritischen Zirkonen der Migmatischen Plagioklasgneise und wurden vermutlich bei der Intrusion der Göß-Granitoide aus diesen migmatischen Paragneisen übernommen.

Der Gesamtschwerpunkt der magmaeigenen Zirkonpopulation der Göß-Granitoide liegt im typologischen Diagramm nach PUPIN (1980) im Feld der I-Typ Granitoide (Abb. 4a); die Einzelpopulationsschwerpunkte markieren in Abb. 4h einen für kalkalkalische, hybride Granitoide mit Krusten- und Mantelbeteiligung charakteristischen Trend.

4.4. Leukotonalit (Tafel 1; LT a-e)

Die magmaeigene Zirkonpopulation des Leukotonalits (a-d) entspricht in Tracht und Zonarbau im wesentlichen der Population der Göß-Granitoide, die Zirkontypologie (vgl. Abb. 4a, b) deutet also auf eine kalkalkalische I-Typ Charakteristik des Leukotonalits.

Neben den idiomorphen Zirkonen finden sich auch gerundete, detritische Zirkone (e), welche bei der Intrusion des Leukotonalits aus den migmatischen Paragneisserien des Alten Daches übernommen wurden.

4.5. Großelendflasergranit (Tafel 2; FG a-i)

Das Gestein führt vorwiegend völlig idiomorphe Zirkone (a-d) von kurzsäuligem Habitus mit einem mittleren Längen/Breiten-Verhältnis von 2.3. Untergeordnet treten leicht kantengerundete Zirkone (e-g) auf. Während deutlicher Zonarbau nie zu beobachten ist und einschlußarme, idiomorphe Kristalle (e) selten auftreten, sind diffus begrenzte, dunkle bläschenreiche Kerne (a-d) häufig anzutreffen. Gelegentlich finden sich nadelige Apatiteinschlüsse (b, d), scharf begrenzte und teilweise zerbrochene Kerne (a, d), sowie verheilte, pigmentierte Bruchflächen (a). An den, in geringem Anteil vorhandenen gerundeten Sedimentzirkonen sind Flächenneuwachstum (i) oder Auswachsungen (h) zu erkennen.

Die Tracht der idiomorphen Zirkone im Großelendflasergranit ist bezüglich der Pyramidenflächen sehr einheitlich entwickelt, die flache (101) dominiert stark gegenüber der steilen (211). Bei den Prismen zeigt sich eine größere Variationsbreite, hier tritt das Prisma (100) i.a. gegenüber (110) hervor (Abb. 4c). Die Einzelpopulationsschwerpunkte des Großelendflasergranits liegen auf Trend 4c bzw. 5 für hochtemperierte Kalkalkali I-Typ Granite nach PUPIN (1980) (Abb. 4g, h).

4.6. Maltatonalit (Tafel 2; MT a-l)

In der Zirkonpopulation des Maltatonalits (einschließlich granodioritischer Varietäten) können grundsätzlich zwei Gruppen von Zirkonen unterschieden werden, nämlich scharfkantige, idiomorphe Typen (a-h) und stark kantengerundete Typen (i-l).

Bei den idiomorphen Zirkonen herrscht die flache Pyramide (101) vor, bezüglich der Prismenbildung zeigt sich eine Variation von Dominanz des Prismas (100) (a, c) bis zu bevorzugter Ausbildung von (110) (f, g und Abb. 4d). Es ist eine deutliche Habitusvariation von kurz- bis langprismatisch feststellbar; das durchschnittliche Längen/Breiten-Verhältnis liegt bei 2.5. Zumeist sind die idiomorphen Zirkone des Malta-

tonalits klar durchsichtig, gelegentlich fallen Einschlüsse von Apatitnadeln (a, d-f) oder Bläschen (c) auf. Besonders in den vom Prisma (110) dominierten Typen findet sich gehäuft brauner, kantenparalleler Zonarbau. Diese erste Zirkongruppe — welche als magmaeigener Anteil der Zirkonpopulation des Maltatonalits interpretiert wird — zeigt starke Ähnlichkeiten mit Zirkonen, welche aus anderen Tonalitvorkommen beschrieben wurden (WILSON 1937, SPOTTS 1962, HOPPE 1962, MÜLLER 1965).

Die rundlichen Zirkone (j-l) zeigen typische Merkmale mechanisch abgenützter, detritischer Zirkone: eine teils fast kugelige Form (k), noch erkennbare, stark zugerundete alte Kanten (j) und Dellen bzw. Narben auf der Oberfläche. Von den magmaeigenen Zirkonen unterscheiden sie sich weiters durch eine höhere Licht- und Doppelbrechung, eine weit schlechtere Transparenz und eine teils fleckige Braunfärbung. Alte Brucherscheinungen können durch eine niedriger lichtbrechende Zirkonsubstanz verheilt sein, fallweise findet man Anzeichen von Flächenneuwachstum (i). In Größe und optischen Eigenschaften entsprechen die rundlichen Zirkone den detritischen Zirkonen der vom Maltatonalit intrudierten Migmatischen Zweiglimmergneise. Nachdem in Kontaktnähe zu diesen migmatischen Paragneisen und allgemein in schlierigen, Paragneisschollen führenden Partien des Maltatonalits derartige rundliche Zirkone signifikant angereichert sind (bis zu etwa 15% der Gesamtpopulation), ist anzunehmen, daß diese aus den Metasedimenten übernommen wurden. Die Populationsschwerpunkte der magmaeigenen Zirkone des Maltatonalits fallen im typologischen Diagramm (Abb. 4h) ins Feld der I-Typ Granitoide und zeichnen den Trend 4a (kalkalkalische Biotit-Granitoide, PUPIN 1980) nach.

4.7. Hochalmporphyrgranit (Tafel 2; PG a-j)

Von diesem verbreitetsten Zentralgneistyp im östlichen Tauernfenster wurden über tausend Zirkone untersucht um eine möglichst repräsentative typologische Erfassung zu gewährleisten. Die zumeist langprismatischen, bisweilen sogar nadeligen (i) Zirkone (Mittel der Längen/Breiten-Verhältnisse bei 2.7) zeigen völlige Idiomorphie und sind — abgesehen von klaren, einschlußarmen Typen (a, i) — reich an häufig idiomorphen Kernen (b, c, e-h), deren Enden fast stets braun getrübt sind. Nicht selten ist ein feinschichtiger kantenparalleler Zonarbau zu beobachten (b-d, f, g); weiters finden sich oft nadelige Apatiteinschlüsse (b, e, g, h). Zirkone mit tektonischem Bruch sind bisweilen idiomorph überwachsen worden (f). Gerundete Sedimentzirkone (j) treten gehäuft in Randbereichen der Granitintrusion zu Metasedimenten des Alten Daches auf.

Die Zirkontrachten variieren vornehmlich in der Kombination der Pyramidenflächen, welche entweder gleich groß entwickelt sind, aber meist eine Dominanz von (101) gegenüber (211) zeigen (Abb. 4e). Bei den Prismenflächen ist das Ausbildungsverhältnis klar zugunsten der (110) gewichtet. Im typologischen Diagramm (Abb. 4h) folgen die Populationsschwerpunkte — ebenso wie beim Maltatonalit — in idealer Weise dem Trend 4a, den PUPIN (1980) als typisch für kalkalkalische Biotit-Granite angibt.

4.8. Kölnbreinleukogranit (Tafel 2; KL a-j)

Das Gestein führt nur wenig Zirkone. Diese sind zumeist klar durchsichtig und idiomorph ausgebildet (a-f), oft auch leicht kantengerundet und korrodiert (g, h). An Einschlüssen finden sich neben Apatitnadeln sowohl Bläschen (h) als auch idiomorphe

Kerne (a, b), deren Enden braun getrübt sein können. Lokale Bedeutung besitzen stark metamikte Zirkone (i), welche vereinzelt einen feinschichtigen Zonarbau erkennen lassen. Häufig treten getrübte Zirkone mit tektonischem Bruch auf, die von einer klaren, niedrig lichtbrechenden Hülle umwachsen sind. Im Kontaktbereich zum Alten Dach führt der Kölnbreinleukogranit vermehrt gerundete Sedimentzirkone (j).

Die Tracht der Zirkone wird vom Prisma (110) dominiert und zeigt bei den Pyramidenflächen die Kombination (101) = (211) bis zum starken Überwiegen von (101). Bei den Zirkonen (b, e) erkennt man eine verstärkte Betonung der steilen (211)-Fläche gegen Ende des Zirkonwachstums. Die Gesamtpopulation (Abb. 4f) bzw. die Lage der Populationschwerpunkte im typologischen Diagramm (Abb. 4h) folgen wiederum dem Kalkalkali-Trend 4a mit einer Konvergenz gegen die Tracht (110) + (101).

4.9. Zusammenfassung der Ergebnisse der Zirkonuntersuchung

Die Zirkonuntersuchung an den altkristallinen Migmatitserien bestätigt nicht nur deren ursprüngliche Paragesteinsnatur, sondern läßt auch gewisse Rückschlüsse auf die Liefergebiete der Sedimente zu: demnach dominieren im Einzugsgebiet der Migmatischen Plagioklasgneise I-Typ Magmatite, in dem der Migmatischen Zweiglimmergneise S-Typ Magmatite.

Die Anwendung der Zirkontypologie (PUPIN 1980, 1985) auf die Zentralgneise ermöglicht die Ableitung eines recht einheitlichen genetischen Konzeptes, welches im Einklang mit den Ergebnissen der Geländearbeit, der Petrographie (Teil I) und — wie noch gezeigt wird — auch der Geochemie steht. Abb. 4h verdeutlicht, daß die Populationschwerpunkte der Zentralgneise im Feld für I-Typ Granitoide liegen und daß außerdem mit Ausnahme des Großelendflasergranits (FG) — sämtliche Zentralgneistypen in idealer Weise dem Trend 4a folgen. Dieser Trend wird von PUPIN als charakteristisch für krustenkontaminierte, kalkalkalische I-Typ Granitoidsequenzen definiert, welche eine hornblendefreie Entwicklung von Tonaliten zu Granodioriten und Biotitgraniten zeigen. Die im Gelände auskartierte Intrusionssequenz Maltatonalit — Hochalmpophyrgranit — Kölnbreinleukogranit spiegelt sich sinngemäß auch in der zirkontypologischen Entwicklung entlang diesem Trend wider (Abb. 4g). Dagegen zeigt der Großelendflasergranit als relativ ältester Zentralgneistyp, welcher schon aufgrund seiner Petrographie einem älteren Intrusionszyklus zugerechnet werden muß, eine deutlich unterschiedliche zirkontypologische Entwicklung (Trend 4c/5), welche nach PUPIN auf eine geringere krustale Beteiligung hinweist.

Die bedeutende Rolle von Kontaminationsprozessen während der Intrusion der Granitoide in eine kontinentale Kruste (migmatische Paragneisserien des Alten Daches) wird durch den — besonders in den Randbereichen der Intrusionen beachtlichen — Anteil von gerundeten Paragneiszirkonen verdeutlicht.

5. Geochemie

5.1. Altkristalline Migmatitserien (Tab. 1)

Die beiden Proben aus homogeneren Partien der Migmatischen Plagioklasgneise sind intermediäre (SiO_2 ca. 61%), aluminiumreiche (Al_2O_3 ca. 17%) Gesteine mit ho-

hen Gehalten an FeO (ca. 5%), MgO (ca. 3%) und CaO (ca. 5%); das Na₂O liegt mit über 4% deutlich höher als das K₂O (ca. 2%).

Wie die Hauptelemente liegen auch die Spurenelemente Rb (ca. 50 ppm), Zr (ca. 135 ppm), γ (ca. 25 ppm) und Nb (ca. 11 ppm) in der Variationsbreite intermediärer Magmatite (Tonalite, z. B. BELLIENI et al. 1981, DUPUY et al. 1982).

Sowohl der Geländebefund als auch die Zirkonuntersuchung zeigen, daß es sich bei den Migmatischen Plagioklasgneisen um Paragesteinsderivate handelt. Im Vergleich mit verschiedenen Typen weitverbreiteter, klastischer Sedimente entsprechen die Migmatischen Plagioklasgneise mit ihrem niedrigen SiO₂/Al₂O₃, hohen FeO + MgO und Na₂O/K₂O und den hohen Werten von CaO, Na₂O und Sr typischen, unreifen Grauwacken mit hohem Plagioklasanteil (PETTIJOHN et al. 1972, WYBORN & CHAPPELL 1983). Rezent finden sich solche Grauwacken bevorzugt an destruktiven Plattenrändern (VALLONI & MEZZARDI 1984), ihre chemische Zusammensetzung entspricht aufgrund der allgemein geringen mechanischen Auslese häufig noch annähernd jener der I-Typ Magmatite des Liefergebiets (WILLNER et al. 1985). Für die Interpretation der Migmatischen Plagioklasgneise als Derivate unreifer Grauwacken sprechen auch deren geschonte Altbestandszirkone, welche ja bevorzugt I-Typ Tracht aufweisen.

Von den Migmatischen Zweiglimmergniesen wurde eine typische, homogenere Paläosomparchie untersucht. Entsprechend dem SiO₂/Al₂O₃ bzw. K₂O/Na₂O-Verhältnis läßt sich das Gestein nach GROMET et al. (1984) als ehemaliger Tonschiefer klassifizieren; TiO₂, Al₂O₃, FeOtot, MgO und CaO liegen ebenfalls im Variationsbereich typischer Tonschiefer ähnlichen SiO₂-Gehaltes (NANCE & TAYLOR 1977, CAMERON & CARRELS 1980), während das Na₂O der Probe vergleichsweise hoch liegt. Die Migmatischen Zweiglimmergneise können demnach aus Tonschiefern oder — aufgrund des doch recht hohen Na₂O-Gehaltes — aus tonigen Grauwacken hergeleitet werden.

5.2. Zentralgneise (Tab. 1, 2)

Die Zentralgneise sind intermediäre bis saure Gesteine (SiO₂ ca. 61-76%) mit relativ hohen Gehalten an Al₂O₃ (ca. 14-18%), FeOtot > MgO und hohen Na₂O-Werten (ca. 3-5%). Die einzelnen, nach petrographischen Kriterien unterschiedenen Zentralgneisotypen (HOLUB & MARSCHALLINGER 1989) bilden auch hinsichtlich ihres Hauptelementbestandes recht einheitliche Gruppen, deren normative Variationsbreite (Mesonorm, MIELKE & WINKLER 1979) weitgehend der modalen entspricht; im Streckeisen-Diagramm (Abb. 5a, b) zeigt sich eine Häufung im Bereich Tonalit/Granodiorit, Granite sind von untergeordneter Bedeutung.

Nach ihrem mol. Al₂O₃/(Na₂O + K₂O + CaO)-Verhältnis („Alk-Index“) sind die Zentralgneise als I-Typ-Granitoide (CHAPPELL & WHITE 1974) anzusprechen, der Alk-Index steigt mit SiO₂ (Abb. 6). Vereinzelt, nach dieser Klassifikation als S-Typen zu bezeichnende Proben stammen aus schlierigen Randbereichen der Intrusionen, welche schon makroskopisch Assimilation von Paragneisen des Alten Daches zeigen. Derart kontaminierte Proben zeichnen sich — wie beispielsweise die deutlich ins S-Feld in Abb. 6 abgesetzte Tonalitprobe (UV 267) — durch einen drastisch erhöhten Anteil übernommener, detritischer Zirkone aus.

Aufgrund ihrer K₂O-Gehalte können die Zentralgneise als high-K kalkalkalische

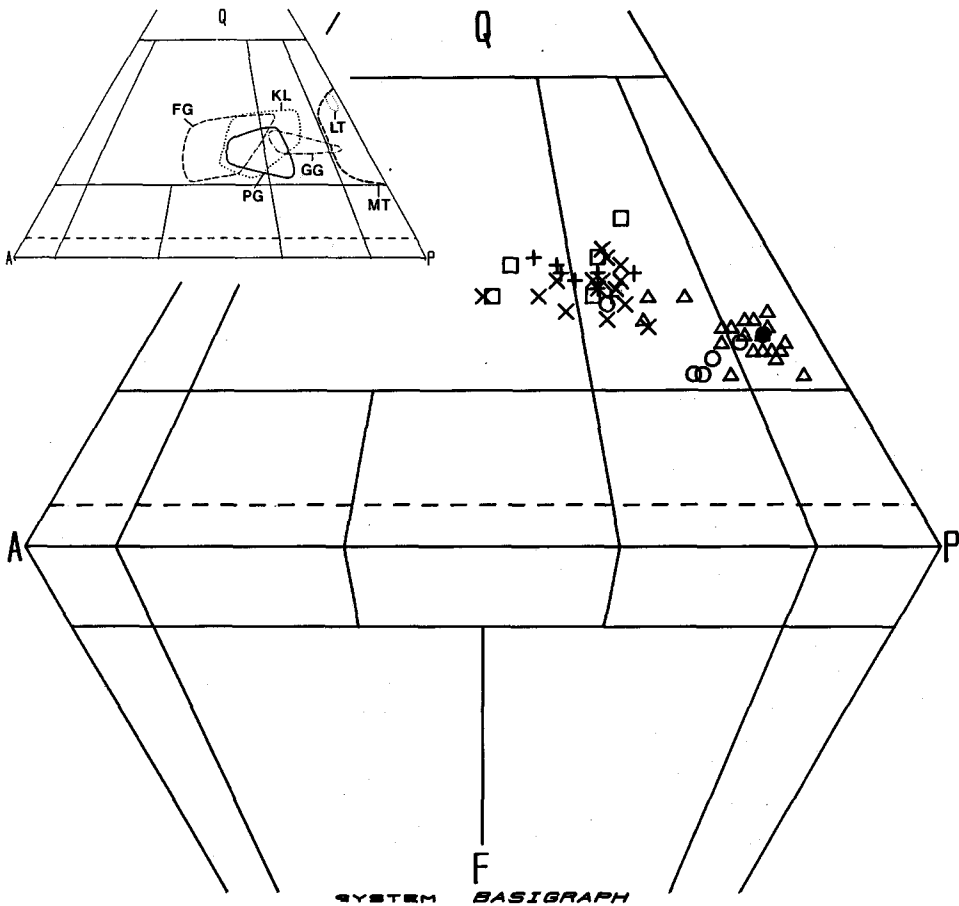


Abb. 5: Zusammensetzung der Zentralgneise im Streckeisendiagramm.

a: Normative Zusammensetzung (Mesonorm).

b: Modale Zusammensetzung (aus Teil I).

Granitoide bezeichnet werden (PECCERILLO & TAYLOR 1976, GULSON et al. 1972). In den *Harker*-Diagrammen (Abb. 7) zeigt sich für das K_2O eine nur schwache, insgesamt positive Korrelation mit SiO_2 ; für TiO_2 , Al_2O_3 , FeO_{tot} , MgO , CaO und P_2O_5 ergeben sich dagegen annähernd lineare, mit steigendem SiO_2 fallende Trends, wie sie für kalkalkalische Intrusionssequenzen (z. B.: Sierra Nevada Batholith — BATEMAN et al. 1963, Rieserferner — BELLINI et al. 1981, Adamello — DUPUY et al. 1982) ganz typisch sind. Diese anscheinend kontinuierliche Hauptelemententwicklung ist allerdings nur teilweise mit der auskartierten Intrusionsfolge korrelierbar: während sich im jüngeren Anteil dieser Abfolge — Maltatonalit — Hochalmporphyrgranit — Kölnbreinleukogranit — tatsächlich eine Entwicklung von intermediären bis zu sauren Chemismen zeigt, kann das älteste Glied der Intrusionsfolge, der Großelendflasergranit, aufgrund seines hohen SiO_2 -Gehalts nicht an den Beginn desselben Zyklus gestellt werden; offensichtlich

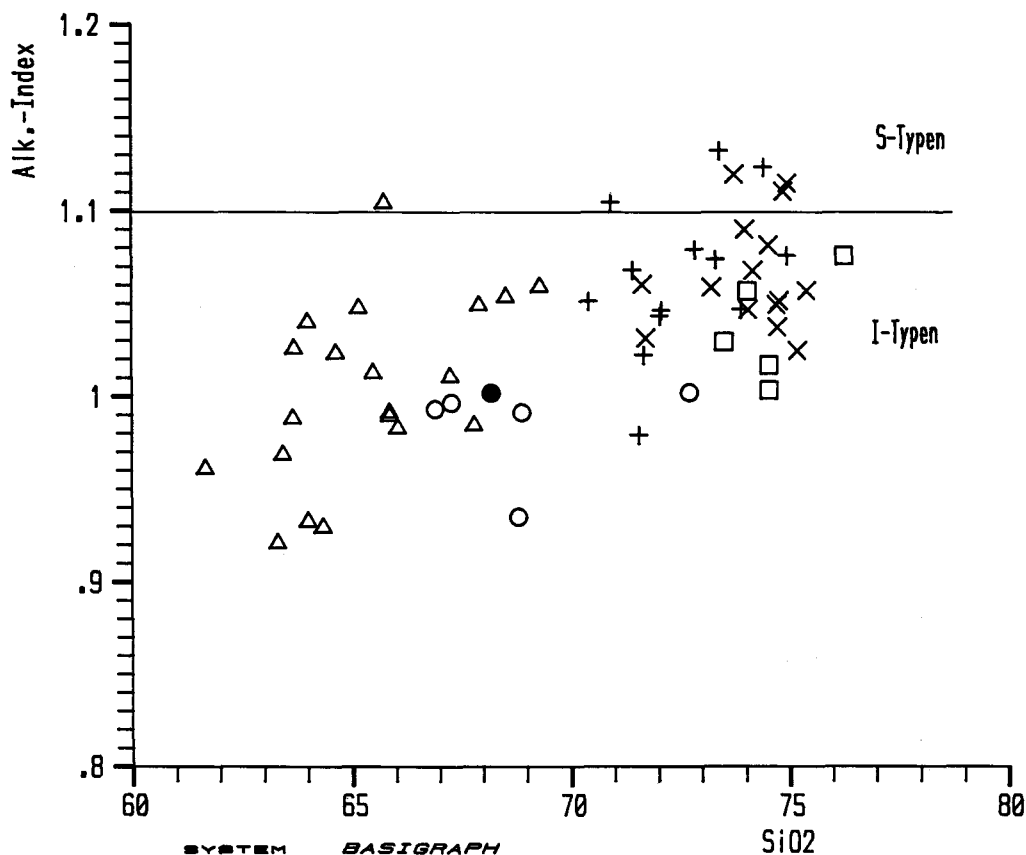


Abb. 6: Mol. $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ („Alk.-Index“) vs. SiO_2 -Diagramm (Granitklassifikation nach CHAPPELL & WHITE, 1974). Der überwiegende Teil der Zentralgneise kann als I-Typ Granitoide bezeichnet werden; ins S-Feld fallende Proben stammen aus durch Paragneismaterial kontaminierten Randbereichen der Intrusionen.

handelt es sich dabei um ein evolviertes Glied eines älteren Intrusionsgeschehens. Abgesehen von den niedrigeren Werten für Al_2O_3 und dem höheren FeO_{tot} bzw. TiO_2 stimmt die Hauptelementcharakteristik des Großelendflasergranits jedoch mit der des — etwa gleich sauren — Kölnbreinleukogranits überein. Auch die Göß-Granitoide und der Leukotonalit fügen sich mit Ausnahme der etwas niedrigeren FeO_{tot} -Werte und der höheren Na_2O -Gehalte ausgezeichnet in die Trends der Intrusionsfolge.

Im AFM-Diagramm (Abb. 8b) liegen die Zentralgneise auf einem kalkalkalischen Trend, wobei sich die — der Intrusionsfolge entsprechende — Entwicklung Maltatonalit — Hochalmporphyrgranit — Kölnbreinleukogranit musterhaft abzeichnet; der Großelendflasergranit liegt wiederum am hochentwickelten Ende des Trends und fällt außerdem durch eine stärkere FeO_{tot} -Anreicherung auf.

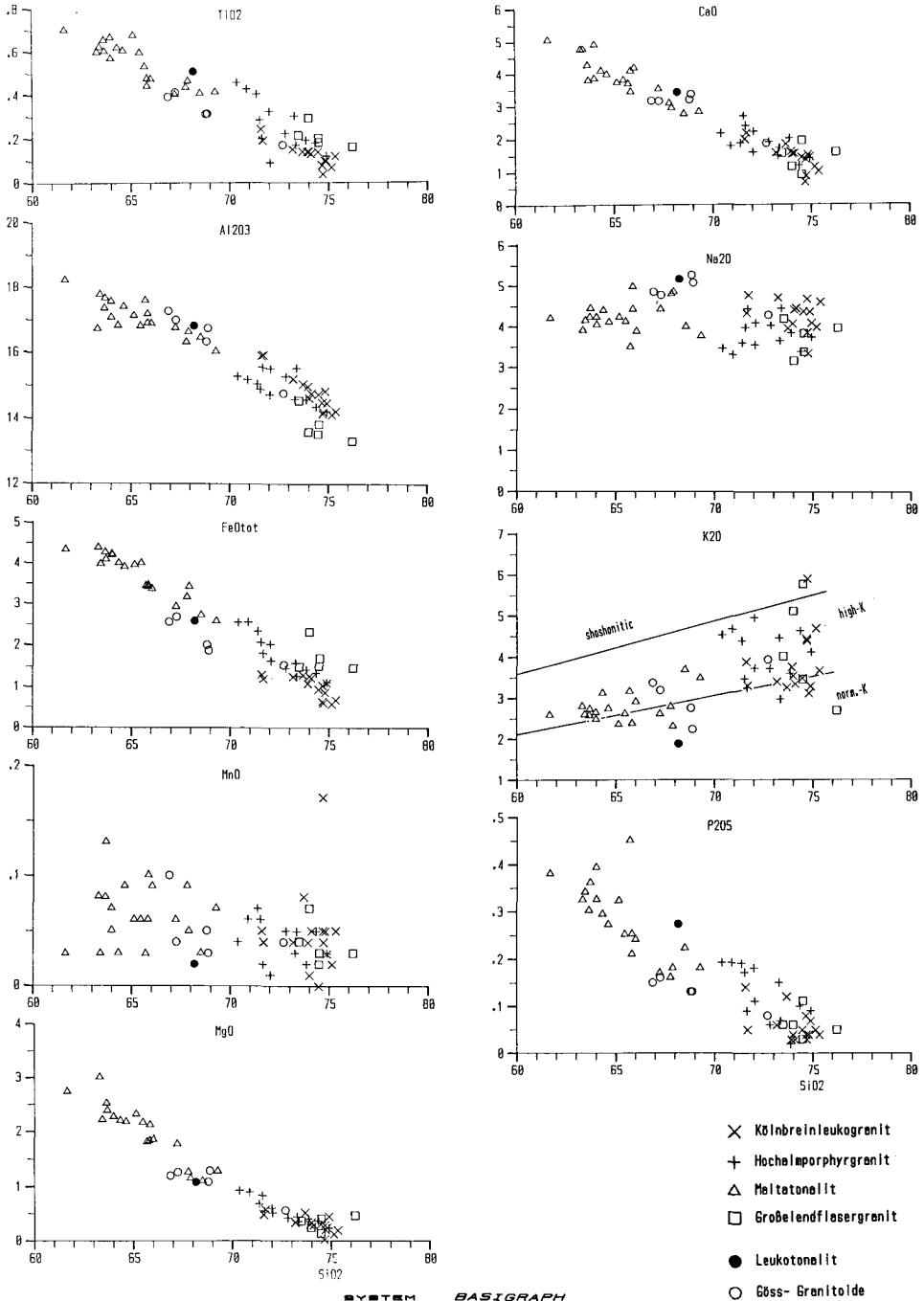


Abb. 7: Variationsbereiche der Zentralgneisvarietäten im Harker-Diagramm. Die Diskriminierungslinien im K₂O-Diagramm stammen aus PECCERILLO & TAYLOR (1976). Nähere Erklärung im Text.

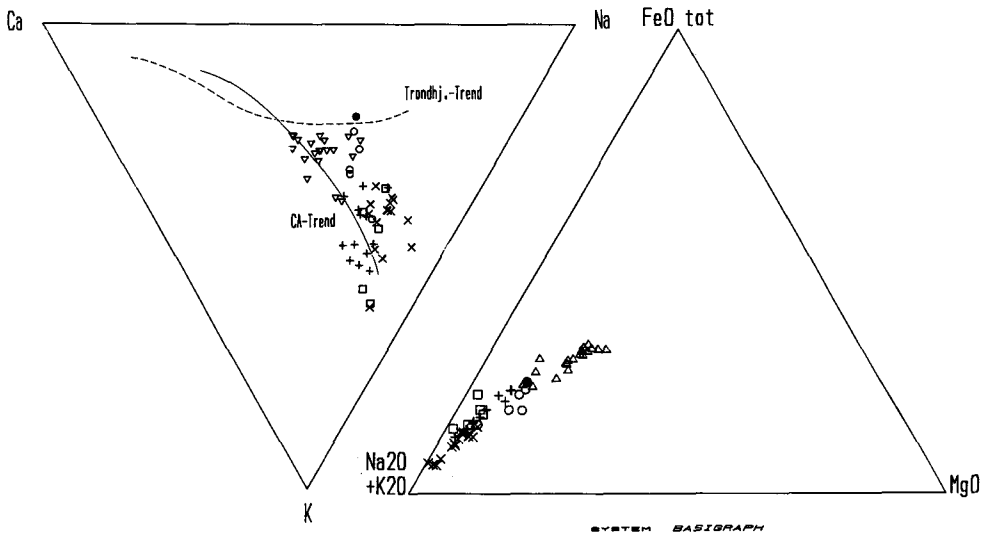


Abb. 8: a: Ca/Na/K-Dreieck. Trondhjemitischer bzw. kalkalkalischer (CA) Trend aus BARKER (1979). Prinzipiell entwickelt sich die Intrusionsfolge nach einem kalkalkalischen Trend, die hohen Na-Gehalte zeichnen sich als Streuung gegen den Na-Apex ab. b: AFM-Dreieck. Die Zentralgneise zeichnen entsprechend der Intrusionsfolge einen typischen, kalkalkalischen Trend nach. Eine Ausnahme bildet der Großelendflasergranit, welcher als relativ ältester Zentralgneistyp am evolvierten Ende des Trends plottet. Nähere Details im Text.

Eine analoge Sukzession zeigt sich im Ca-Na-K-Diagramm (Abb. 8a), hier sind die für alle Zentralgneise, besonders aber für die Göß-Granitoide und den Leukotonalit typischen, hohen Na-Gehalte gut zu erkennen (einige der Göß-Granitoide und der Leukotonalit lassen sich nach O'CONNOR (1965) als Trondhjemit klassifizieren).

Sämtliche Zentralgneise zeigen sehr hohe, für kalkalkalische Granitoide typische Konzentrationen der LIL-Elemente: Rb ca. 100 ppm, Sr bis > 900 ppm, Ba bis > bis 2200 ppm. Auch Th mit bis über 20 ppm sind das LREE-Element Ce (61 bis > 150 ppm) weisen hohe Werte auf. Während die Konzentrationen von Rb und Ba über den gesamten SiO₂-Bereich etwa gleich bleiben, ist Sr mit SiO₂ negativ korreliert. Das Zr zeigt eine für kalkalkalische Serien charakteristische (SAUNDERS et al. 1980) Entwicklung mit steigendem SiO₂: es liegt im Maltatonalit (ca. 64% SiO₂) bei etwa 200 ppm und fällt bei etwa 68% SiO₂ (Einsetzen der Zirkonfraktionierung) bis auf 30 ppm im Kölnbreinleukogranit ab. Beim ebenfalls SiO₂-reichen Großelendflasergranit liegt der Zr-Gehalt deutlich höher.

Das K/Rb-Verhältnis liegt in der Sequenz Maltatonalit — Hochalmporphyrgranit — Kölnbreinleukogranit typisch zwischen 150 und 300, also im durchschnittlichen Bereich der kontinentalen Kruste und orogener Andesite (JAKES & WHITE 1970, J. GILL 1981); Unterschiede zeigen sich wiederum beim Großelendflasergranit, dessen K/Rb bis 600 erreicht. Prinzipiell sind aber alle Zentralgneise in ihrer Spurenelementcharakteristik recht ähnlich, was sich aus Abb. 9, einem HORG („hypothetical ocean ridge granite“)-normierten geochemischen Pattern nach PEARCE et al. (1984) ausgezeichnet ablesen

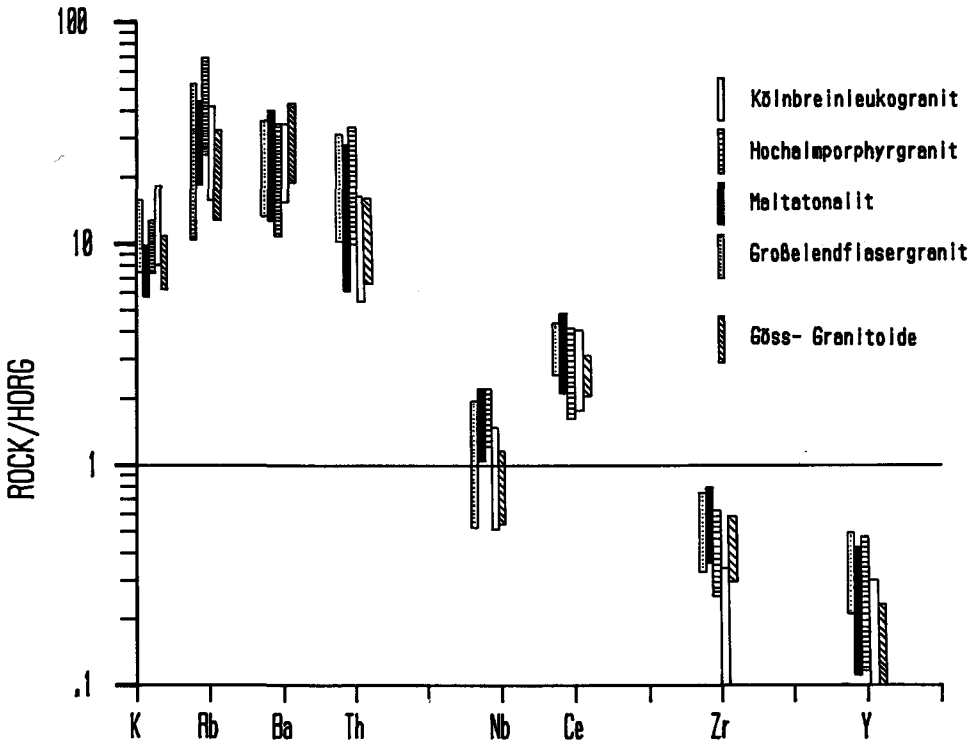


Abb. 9: Variationsbreite der Spurenelementkonzentrationen der Zentralgneise im ROCK/HORG-Pattern nach PEARCE et al. (1984). Siehe Text.

läßt: eine starke, selektive Anreicherung der LIL-Elemente und des Th; Nb um den Normwert, selektive Anreicherung des Ce und Zr bzw. Verarmung des Y unter den Normwert. Diese Form eines HORG-normierten Patterns ist nach PEARCE typisch für die beiden Großgruppen der I-Typ Granitoide, nämlich für an Subduktionszonen gebildete „volcanic-arc granitoids“ (VAG) und für Granitoide aus postcollisional Environments (postCOLG). Dementsprechend fallen die Zentralgneise in den tektonischen Diskriminierungsdiagrammen (Rb vs. (Y + Nb)-Diagramm, PEARCE et al. 1984 (Abb. 10) und auch im Rb/Zr vs. SiO₂-Diagramm, HARRIS et al. 1986 (Abb. 11) in die Felder für VAG, welche jedoch keine eindeutige Abtrennung gegen post COLG erlauben.

Allerdings zeigt sich bei weiteren Literaturvergleichen mit Granitoiden aus VAG- (Sierra Nevada Batholith, BATEMAN & CHAPPELL 1979; Australien, MASON & McDONALD 1978; Anden, LOPEZ-ESCOBAR et al. 1979, BALDWIN & PEARCE 1982, ATHERTON & SANDERSON 1987) bzw. postCOLG-Regimes (Portugal, ALBUQUERQUE 1978; Querigut, FOURCADE & ALLEGRE 1981; periadriatische Intrusionen, BELLINI et al. 1981, DUPUY et al. 1982), daß die Zentralgneise aufgrund ihrer extremen Ba-, Sr- und Ce-Gehalte am besten mit Granitoiden aus reifen, aktiven Kontinentalrändern mit bereits dicker Kruste vergleichbar sind. Die jüngsten granitoiden Gesteine im Arbeitsgebiet, die Gänge grobkörniger Leukogranite (UV 469), können nicht mehr im Zusam-

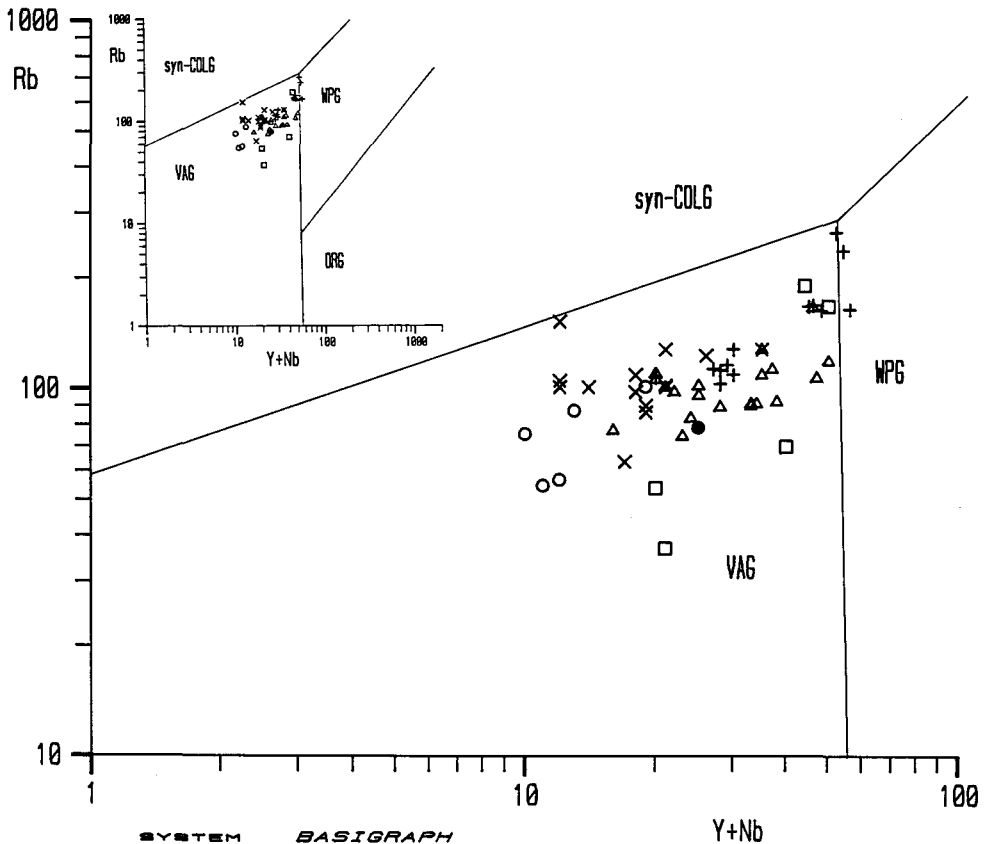


Abb. 10: Vergrößerter Ausschnitt aus dem Rb vs. (Y + Nb)-Diagramm zur tektonischen Diskriminierung von Granitoiden (nach PEARCE et al., 1984). Die Masse der Zentralgneise plottet im Feld für VAG. Siehe Text.

menhang mit der kalkalkalischen Intrusionsfolge gesehen werden. Denn deren hoher Hellglimmergehalt, das hohe SiO_2 und K_2O , sowie der peralumische Charakter sind Kennzeichen von S-Typ Granitoiden. Das Rb/Zr liegt im Bereich von syn-collision Graniten (HARRIS et al. 1986).

6. Diskussion

Bei der Interpretation des im oberen Maltatal erhaltenen variszischen Intrusionsstockwerkes (Teil I) kommt den altkristallinen Migmatitserien — dem Alten Dach der Zentralgneise — entscheidende Bedeutung zu: diese hochmetamorphen Paragneise, welche aus weitverbreiteten Sedimenttypen — Grauwacken und Tonschiefern — entstanden sind, repräsentieren typisches Material kontinentaler Kruste. Das Sedimentationsgebiet der Ausgangsgesteine der Migmatischen Plagioklasgneise und der Migmatischen Zweiglimmergneise läßt sich insofern eingrenzen, als eine Vergesellschaftung von

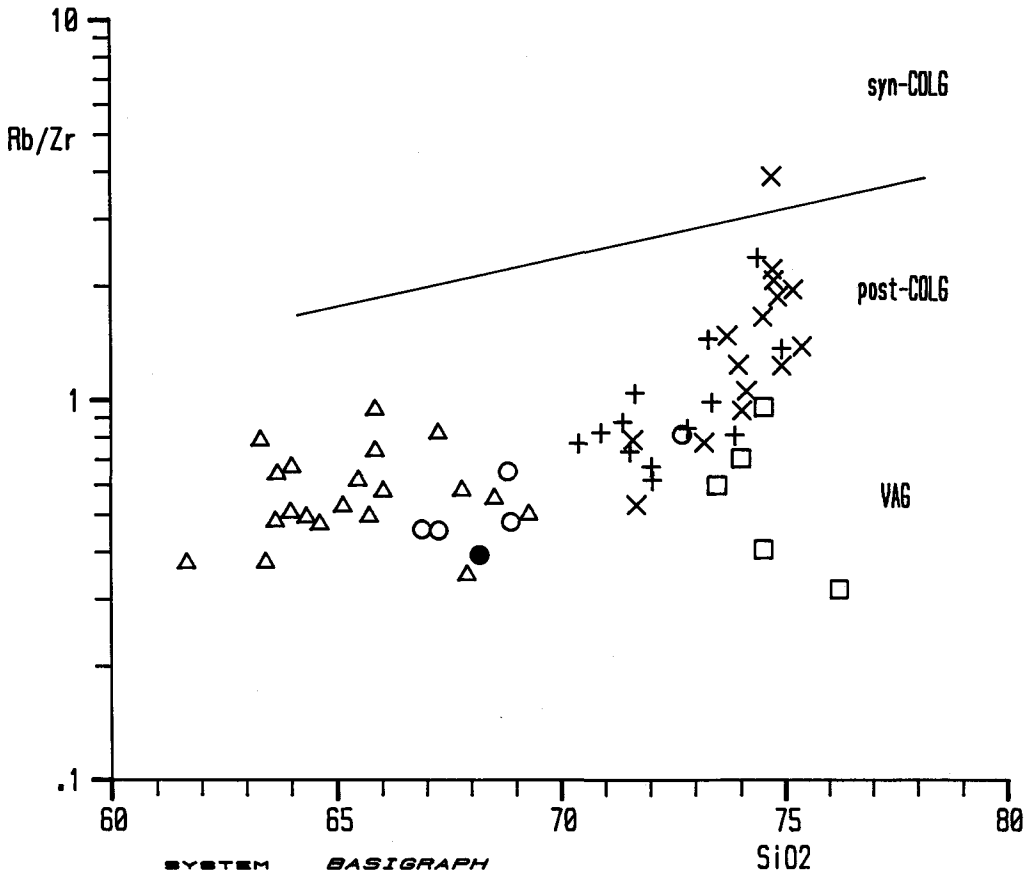


Abb. 11: Rb/Zr vs. SiO₂-Diagramm zur tektonischen Diskriminierung von Granitoiden (nach HARRIS et al., 1986). Mit einer Ausnahme fallen die Zentralgneise ins Feld für VAG + postCOLG. Siehe Text.

unreifen Grauwacken und Tonschiefern auf eine Ablagerung im Bereich einer destruktiven Plattengrenze (MITCHELL & READING 1969) hinweist.

In diese kontinentale Kruste intrudierten variszische, kalkalkalische I-Typ Granitoide (CLIFF & COHEN 1980 und CLIFF 1981 datierten die Intrusion des Maltatonalits mit ca. 314 my). Neben dem stark an LIL-Elementen angereicherten Spurenelementspektrum sprechen zahlreiche weitere Gründe für eine Genese der Zentralgneise an einem variszischen, aktiven Kontinentalrand.

● Die Intrusion der Granitoide erfolgte in ein tiefes, bereits hochtemperiertes Stockwerk; Hinweise darauf sind die häufig schlierig bis graduell ausgebildeten Kontakte gegen das Alte Dach und die daraus resultierenden starken Kontaminationserscheinungen an den Zentralgneisen (übernommene Paragneiszirkone, stellenweise eine Verfälschung des ursprünglichen geochemischen I-Typ Charakters zu S-Typ). Analoge Verhältnisse

werden aus tieferodierten Bereichen aktiver Kontinentalränder beschrieben — beispielsweise von RODDICK & HUTCHINSON (1974) aus dem Coast Plutonic Complex (British Columbia); ganz allgemein wird angenommen, daß im Bereich aktiver Kontinentalränder die Kontamination subduktionsbezogener Magmen mit krustalem Material eine entscheidende Rolle bei der Petrogenese high-K kalkalkalischer Magmen spielt (THORPE & FRANCIS 1979, 1981, THORPE et al. 1984). WYLLIE (1983, 1984) nimmt an, daß die thermische Struktur evolvierter, aktiver Kontinentalränder in tieferen Partien der Kruste Anatexis bedingt und dadurch Kontaminationsprozesse begünstigt. Nach TINDLE & PEARCE (1983) bzw. PEARCE (1984) können hohe Ba- und Ce-Konzentrationen — wie sie für die Zentralgneise typisch sind — auf Krustenkontamination hinweisen.

- Die Intrusionsfolge der Zentralgneise im Maltatal läßt sich in zwei — geochemisch prinzipiell ähnliche — Anteile gliedern, wobei der jüngere Anteil durch den Intrusionszyklus Maltatonalit — Hochalmporphyrgranit — Kölnbreinleukogranit repräsentiert wird. Der Großelendflasergranit kann als saures Endglied eines älteren Zyklus aufgefaßt werden, welches zwar generell dieselbe high-K kalkalkalische Charakteristik wie der jüngere Zyklus aufweist, jedoch in bezug auf das niedrigere Al_2O_3 , Alk.-Index, Rb/Zr und das höhere FeOtot bzw. K/Rb weniger evolviert ist als der Kölnbreinleukogranit.

Mehrere aufeinanderfolgende, sich jeweils von intermediär bis sauer entwickelnde Intrusionszyklen sind für aktive Kontinentalränder ganz typisch (PITCHER 1974); ähnlich wie die Vulkanite zeigen auch die Intrusiva aktiver Kontinentalränder einen den Einzelzyklen überlagerten Hauptentwicklungstrend von tholeiitisch zu stark (high-K) kalkalkalisch (BROWN 1982).

Diese Interpretation wird durch die Ergebnisse der Zirkonuntersuchung gestützt, wonach die Zirkonpopulationen für die Zentralgneise kalkalkalische I-Typ Charakteristik andeuten, der Großelendflasergranit aber eine geringere krustale Komponente aufweisen sollte als der Zyklus Maltatonalit — Hochalmporphyrgranit — Kölnbreinleukogranit.

- Etwa zeitgleich mit dem Maltatonalit intrudierten die Göß-Granitoide (ca. 315 my, CLIFF 1981); deren stark Na-betonte, teils fast trondhjemitische Zusammensetzung deutet ebenfalls auf die Genese im Bereich eines aktiven Kontinentalrandes, zumal nach BARKER (1979) Trondhjemit u. a. in Subduktionsenvironments, nicht aber in postCOLG-regimes vorkommen.

- Deformationsphasen zwischen den einzelnen Intrusionsschüben wurden in der Intrusionsfolge konserviert (Teil I); derartige kontinuierliche, tektonisch-magmatische Entwicklungen sind ganz charakteristisch für aktive Kontinentalränder (MILLNER 1983).

7. Schlußfolgerungen

Dementsprechend werden die high-K kalkalkalischen Granitoide des östlichen Tauernfensters als Intrusionen im Bereich eines variszischen, aktiven Kontinentalrandes mit bereits dicker Kruste interpretiert.

In Anbetracht der oberkarbonen Intrusionsalter, welche am Maltatonalit und an den Göß-Granitodien datiert wurden (CLIFF 1981), impliziert die obige Interpretation für das Basement im östlichen Tauernfenster eine bis ins Karbon aktive Subduktionszone. In der Literatur zur Geodynamik des europäischen Variszikums finden sich zu diesem Thema sehr widersprüchliche Standpunkte; beispielsweise postuliert MATTE (1986) ein mitteldevonisches Alter der variszischen Hauptkollisionsphase und lehnt deshalb eine Bildung der variszischen Granitoide an Subduktionszonen generell ab. Dagegen nimmt ZIEGLER (1986) an, daß die Subduktion der Proto-Tethys-Platte bis ins Karbon hineinreichte; zur Kollision kam es nach ZIEGLER erst ab dem frühen Oberkarbon. Das obige, für das südöstliche Tauernfenster abgeleitete Modell einer bis ins Karbon reichenden Intrusionsfolge subduktionsbezogener Granitoide läßt sich zwanglos mit den diesbezüglichen Vorstellungen ZIEGLERS vereinbaren. Zu ganz ähnlichen Ergebnissen kommen auch FINGER & STEYRER (1988) in ihrer großräumigeren geochemischen Bearbeitung von Zentralgneisen des Tauernfensters (erste Vergleiche der Zentralgneise mit Intrusionsfolgen wie dem Sierra Nevada Batholithen gehen auf CLIFF et al. (1971) zurück).

Insgesamt weisen die Ergebnisse der Untersuchungen an den Zentralgneisen und ihrem Alten Dach im Maltatal darauf hin, daß dieses präpermische Basement sehr lange im Bereich destruktiver Plattengrenzen lag; denn die Intrusionsfolge zeigt eine komplexe, tektonisch-magmatische Entwicklung im Bereich eines bereits sehr evolvierten, aktiven Kontinentalrandes an. Und die altkristallinen, migmatischen Paragneise — das Baumaterial dieser intrudierten kontinentalen Kruste — könnten ursprünglich selbst im Bereich einer älteren, destruktiven Plattengrenze abgelagert worden sein.

Dank

Die Autoren danken V. HÖCK für zahlreiche Anregungen und die konstruktive Kritik des Manuskripts. Die Arbeit wurde durch Mittel des BMWF bzw. des FFWF (Proj. S 4707) unterstützt.

8. Literatur

- ALBER, F. (1976): Seriengliederung, Metamorphose und Tektonik des Hocharngbietes (Rauristal, Salzburg). — Unveröff. Diss. Univ. Wien, 229 pp.
- ALBUQUERQUE, C. A. R. (1979): Rare Earth Elements in „Younger Granites“, Northern Portugal. — *Lithos* **11**, 219-229.
- ANGEL, F. & STABER, R. (1952): Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. — *Wiss. Alpenver.-Hefte* **13**.
- ATHERTON, M. P. & SANDERSON, L. M. (1987): The Cordillera Blanca Batholith: a study of granite intrusion and the relation of crustal thickening to peraluminosity. — *Geol. Rundsch.* **76/1**, 213-232.
- BALDWIN, J. A. & PEARCE, J. A. (1982): Discrimination of Productive and Nonproductive Porphyritic Intrusions in the Chilean Andes. — *Econ. Geol.* **77**, 664-674.
- BARKER, F. (1979): Trondhjemite: Definition, environment and hypotheses of origin. — (In:) BARKER, F. (ed.): *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam.

- BATEMAN, P. C., CLARK, L. D., KING HUBER, N., MOORE, J. G. & RINEHART, C. D. (1963): The Sierra Nevada Batholith. A. Synthesis of Recent Work Across the Central Part. — *Geol. Surv. Prof. Paper* **414**, 1-46.
- BATEMAN, P. C. & CHAPPELL, B. W. (1979): Crystallization, fractionation, and solidification of the Tuolumne Intrusive Series, Yosemite National Park, California. — *Bull. Geol. Soc. Amer.* **90**, 465-482.
- BELLIENI, G., PECCERILLO, A. & POLI, G. (1981): The Vedrette di Ries (Rieserferner) Plutonic Complex: Petrological and Geochemical Data Bearing on Its Genesis. — *Contr. Min. Petr.* **78**, 145-156.
- BENCE, A. E. & ALBEE, A. L. (1968): Empirical Correction Factors for the Electron Microanalysis of Silicates and Oxides. — *J. Geol.* **76**, 382-403.
- BROWN, G. C. (1982): Calk-alkaline intrusive Rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. — (In:) THORPE, R. S. (ed.): *Andesites* — Wiley & Sons.
- CAMERON, E. M. & GARRELS, R. M. (1980): Geochemical Composition of some Precambrian Shales from the Canadian Shield. — *Chem. Geol.* **28**, 181, 197.
- CHAPPELL, B. W. & WHITE, A. J. R. (1974): Two contrasting Granite Types. — *Pacific Geology* **8**, 173-174.
- CLIFF, R. A. (1971): Strontium Isotope Distribution in a Regionally Metamorphosed Granite from the Zentralgneis, South-East Tauernfenster, Austria. — *Contr. Min. Petr.* **32**, 274-288.
- CLIFF, R. A. (1981): Pre-Alpine History of the Pennine Zone in the Tauern Window, Austria: U-Pb and Rb-Sr Geochronology. — *Contr. Min. Petr.* **77**, 262-266.
- CLIFF, R. A., NORRIS, R. J., OXBURGH, E. R. & WRIGHT, R. C. (1971): Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the Reisseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. — *Jb. Geol. B. — A.* **114**, 121-272.
- CLIFF, R. A. & COHEN, A. (1980): Uranium-Lead Isotope Systematics in a Regionally Metamorphosed Tonalite from the Eastern Alps. — *EPSL* **50**, 211-218.
- DUPUY, C., DOSTAL, J. & FRATTA, M. (1982): Geochemistry of the Adamello Massif (Northern Italy). — *Contr. Min. Petr.* **80**, 41-48.
- EXNER, Ch. (1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe. — *Geol. B. — A.*, Wien, 170 pp.
- EXNER, Ch. (1979): Zur Geologie der Ankogel-Hochalmgruppe, Alpenver. — *Jahrb.* 1979, 5-15.
- EXNER, Ch. (1982): Geologie der Zentralen Hafnergruppe (Hohe Tauern). — *Jb. Geol. B. — A.* **125**, 51-154.
- FINGER, F. (1984): Die Anatexis im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich). — Unveröff. Diss. Univ. Salzburg.
- FINGER, F. & STEYRER, H. (1988): Granite-types in the Hohe Tauern (Eastern Alps, Austria) — Some aspects on their correlation to Variscan plate tectonic processes. — *Geodynamica Acta* **2**, 2-11.
- FOURCADE, S. & ALLEGRE, C. J. (1981): Trace Elements Behavior in Granite Genesis: A Case Study. The Calk-Alkaline Plutonic Association from the Querigut Complex (Pyrenees, France). — *Contr. Min. Petr.* **76**, 177-195.
- FRASL, G. (1963): Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als eine Routinearbeit des Kristallingeologen. — *Jb. Geol. B. — A.* **106**, 405-428.
- GILL, J. (1981): *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. — Springer.
- GRIMM, W. D. (1973): Stepwise heavy mineral weathering in the Residual Quartz Gravel, Bavarian Molasse (Germany). — *Contr. Sed.* **1**, 103-125.
- GROMET, L. P., DYMEK, R. F., HASKIN, L. A. & KOROTEV, R. C. (1984): The „North American Shale Composite“: Its composition, major and trace element characteristics. — *Geochim. Cosmochim. Acta* **48**, 2469-2483.
- GULSON, B. L., LOVERING, J. F., TAYLOR, S. R. & WHITE, A. J. R. (1972): High-K diorites, their place in the calc-alkaline association and relationship to andesites. — *Lithos* **5**, 269-279.

- HARRIS, N. B. W., PEARCE, J. A. & TINDLE, A. G. (1986): Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. — (In:) COWARD, M. P. & RIES, A. C. (eds.): Collision Tectonics. — Spec. Publ. Geol. Soc. **19**, 67-81.
- HOLUB, B. (1987): Intrusionsbeziehungen und relative Altersgliederung der granitoiden Gesteine (Zentralgneise) in der Hochalm-Ankogel-Gruppe (östl. Hohe Tauern). — Uni-aktuell **10/1987**, p. 19, Salzburg.
- HOLUB, B. (1988): Geologie, Petrologie und Intrusionsfolge der Zentralgneise im Großelendtal (Hochalm-Ankogel-Gruppe, Kärnten). — Unveröff. Diss. Univ. Salzburg.
- HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R. (1989): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil I: petrographische Gliederung und Intrusionsfolge. — Mitt. Österr. Geol. Ges. **81**, 5-31.
- HOPPE, G. (1962): Die akzessorischen Zirkone aus Gesteinen des Bergeller und des Adamello-Massivs. — Chemie der Erde **22**, 245-263.
- HOPPE, G. (1963): Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrogenetische Auswertungen. — Abh. Deutsch. Ak. Wiss. Berlin, Kl. f. Bergb. **1963**, No. 1.
- JAKES, P. & WHITE, A. J. R. (1970): K/Rb rates from island arcs. — Geochim. Cosmochim. Acta **34**, 849-856.
- LOPEZ-ESCOBAR, L., FREY, F. A., OYARZUN, J. (1979): Geochemical Characteristics of Central Chile (33 S-34 S) Granitoids. — Contr. Min. Petr. **70**, 439-450.
- MARSCHALLINGER, R. (1987a): Geologie und Petrologie der Zentralgneise und ihres Alten Daches im Bereich des oberen Maltatales (Kärnten). — Unveröff. Diss. Univ. Salzburg, 257 pp.
- MARSCHALLINGER, R. (1987b): Geologie und Petrologie der Zentralgneise im Bereich des Oberen Maltatales (östl. Hohe Tauern). — Uni-aktuell **10/1987**, p. 22, Salzburg.
- MARSCHALLINGER, R. & HOLUB, B. (1987): BASIGRAPH — Programmsystem zur Auswertung petrologischer Daten. — Programm am Inst. f. Geowiss. Univ. Salzburg.
- MASON, D. R. & McDONALD, J. A. (1978): Intrusive Rocks and Porphyry Copper Occurrences of the Papua New Guinea — Solmon Islands Region: A Reconnaissance Study. — Econ. Geol. **73**, 857-877.
- MATTE, Ph. (1986): Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. — Tectonophysics **126**, 329-374.
- MIELKE, P. & WINKLER, H. G. F. (1979): Eine bessere Berechnung der Mesonorm für granitische Gesteine. — N. Jb. Min. Mb. **1979**, 471-480.
- MILLER, H. (1983): Die Anden im Paläozoikum — kontinuierliche Gebirgsbildung am Pazifikrand Gondwanas. — Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1983** (3/4), 255-263.
- MITCHELL, A. H. & READING, H. G. (1969): Continental margins, geosynclines, and ocean floor spreading. — J. Geol. **77**, 629-646.
- 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**, 479-516.
- NANCE, B. W. & TAYLOR, S. R. (1977): Rare earth patterns and crustal evolution — II. Archean sedimentary rocks from Kalgoorlie, Australia. — Geochim. Cosmochim. Acta **41**, 225-231.
- NISBET, E. G., DIETRICH, V. H., ESENWEIN, A. (1979): Routine trace element determination in silica minerals and rocks by X-ray fluorescence. — Fortschr. Miner. **57**, 264-279.
- O'CONNOR, J. T. (1965): A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. — U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 525 B, 79-84.
- PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. W. & TINDLE, A. G. (1984): Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. — J. Petrol. **25**, 956-983.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. R. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. — Contr. Min. Petr. **58**, 63-81.

- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. & SIEVER, R. (1972): Sand and Sandstone. — Springer.
- PITCHER, W. S. (1987): Granites and yet more granites forty years on. — *Geol. Rdsch.* **76**, 42-51.
- POLDERVAART, A. (1955): Zircon in rocks. I. Sedimentary rocks. — *Amer. J. Sci.* **253**, 433-461.
- POLDERVAART, A. (1956): Zircon in rocks. 2. Igneous rocks. — *Amer. J. Sci.* **254**, 521-554.
- PUPIN, J. P. (1980): Zircon and Granite Petrology. — *Contr. Miner. Petr.* **73**, 207-220.
- PUPIN, J. P. (1985): Magmatic Zoning of Hercynian Granitoids in France based on Zircon Morphology. — *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.* **65**, 29-56.
- RODDICK, J. A. & HUTCHINSON, W. W. (1974): Setting of the Coast Plutonic Complex, British Columbia. — *Pacific Geology* **8**, 91-108.
- SAUNDERS, A. D., TARNEY, J. & WEAVER, S. D. (1980): Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: Implications for the genesis of calc-alkaline magmas. — *EPSL* **46**, 344-360.
- SPEER, J. A. (1980): Zircon. — (In:) RIBBE, P. H. (ed.): *Reviews in Mineralogy 5: Orthosilicates.* Min. Soc. Am.
- SPOTTS, J. H. (1962): Zircon and Other Accessory Minerals, Coast Range Batholith, California. — *Bull. Geol. Soc. Amer.* **73**, 1221-1240.
- STRECKEISEN, A. E. (1976): To each plutonic rock its proper name. — *Earth-Sci. Rev.* **12**, 1-33.
- THORPE, R. S. & FRANCIS, P. W. (1979): Variations in Andean Andesite Compositions and their Petrogenetic Significance. — *Tectonophysics* **57**, 53-70.
- THORPE, R. S. & FRANCIS, P. W. (1981): Petrogenetic relationships of volcanic and intrusive rocks of the Andes. — (In:) ATHERTON, M. P. & TARNEY, J. (eds.): *Origin of Granite Batholiths. Geochemical Evidence.* — Shiva.
- THORPE, R. S., FRANCIS, P. W. & O'CALLAGHAN, O. L. (1984): Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks. — *Phil. Trans. Roy. Soc. London A* **310**, 675-692.
- TINDLE, A. G. & PEARCE, J. A. (1983): Assimilation and partial melting of continental crust: evidence from the mineralogy and geochemistry of autoliths and xenoliths. — *Lithos* **16**, 185-202.
- TOLLMANN, A. (1977): *Geologie von Österreich, Band 1. Die Zentralalpen.* — Deuticke.
- VALLONI, R. & MEZZARDI, G. (1984): Compositional suites of terrigenous deep-sea sands of the present continental margins. — *Sedimentology* **31**, 353-364.
- WILLNER, A. P., MILLER, H. & JEZEK, P. (1985): Geochemical features of an Upper Precambrian — Lower Cambrian greywacke/pelite sequence (Puncoviscana trough) from the basement of the NW-Argentine Andes. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* **1985 (8)**, 498-512.
- WILSON, R. W. (1937): Heavy Accessory Minerals of the Val Verde Tonalite. — *Amer. Min.* **22**, 122-132.
- WYBORN, L. A. I. & CHAPPELL, B. W. (1983): Chemistry of the Ordovician and Silurian greywackes of the Snowy Mountains, Southeastern Australia: An example of chemical evolution of sediments with time. — *Chem. Geol.* **39**, 81-92.
- WYLLIE, P. J. (1983): Experimental and Thermal Constraints on the Deep-Seated Parentage of some Granitoid Magmas in Subduction Zones. — (In:) ATHERTON, M. P. & GRIBBLE, C. D. (eds.): *Migmatites, Melting and Metamorphism.* — Shiva Geology Series.
- WYLLIE, P. J. (1984): Constraints imposed by experimental petrology on possible and impossible magma sources and products. — *Phil. Trans. Roy. Soc. London A* **310**, 439-456.
- ZIEGLER, P. A. (1986): Geodynamic model for the Palaeozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. — *Tectonophysics* **126**, 303-328.

Tab. 1

Probe :	G88-Granitoide					Leuko-tonalit	Migmat. Plagio-klasgneise			Migmat. Zwei-glimmergneise	Großelend-flasergranite					Maltatonalit	Probe :
	UV 25	UV 142	UV 175	UV 181	UV 304		UV 190	UV 358	UV 359		UV 435	UV 237	UV 326	UV 416	UV 423		
SiO2	68.08	66.73	66.57	72.15	68.03	67.15	61.49	61.01	65.39	72.27	73.47	73.47	74.14	75.37	63.03	SiO2	
TiO2	0.31	0.41	0.39	0.17	0.31	0.50	0.63	0.67	0.75	0.21	0.29	0.18	0.20	0.16	0.61	TiO2	
Al2O3	16.18	16.88	17.21	14.67	16.56	16.58	17.06	16.65	15.44	14.31	13.50	13.64	13.47	13.17	16.51	Al2O3	
FeO tot	1.99	2.66	2.55	1.54	1.86	2.55	4.54	5.25	4.84	1.48	2.30	1.68	1.51	1.46	3.93	FeO tot	
MnO	0.05	0.04	0.10	0.04	0.03	0.02	0.08	0.12	0.11	0.04	0.07	0.03	0.02	0.03	0.03	MnO	
MgO	1.08	1.26	1.20	0.56	1.28	1.07	2.79	3.48	1.71	0.36	0.24	0.40	0.14	0.46	2.16	MgO	
CaO	3.16	3.13	3.15	1.85	3.32	3.37	5.29	5.50	1.90	1.54	1.15	1.91	0.91	1.57	4.02	CaO	
Na2O	5.23	4.75	4.84	4.28	5.03	5.11	4.30	4.19	3.06	4.15	3.16	3.80	3.38	3.95	4.33	Na2O	
K2O	2.73	3.17	3.36	3.91	2.21	1.86	1.95	2.11	4.35	3.95	5.07	3.41	5.74	2.67	3.07	K2O	
P2O5	0.13	0.16	0.15	0.08	0.13	0.27	0.23	0.23	0.25	0.06	0.06	0.11	0.03	0.05	0.29	P2O5	
G.V.	1.03	0.77	0.64	0.60	0.84	0.77	0.89	1.05	1.44	0.75	0.43	0.72	0.42	0.89	1.56	G.V.	
Summe	99.97	99.96	100.16	99.85	99.60	99.25	99.25	100.26	99.24	99.12	99.74	99.35	99.69	99.78	99.54	Summe	
Nb	7	4	5	9	7	12	11	11	17	15	17	7	12	5	12	Nb	
Zr	135	167	120	125	119	201	146	129	242	117	240	133	200	116	196	Zr	
Y	6	6	6	10	5	13	22	26	44	25	33	13	32	16	13	Y	
Sr	843	915	814	466	864	701	745	685	242	385	102	470	85	541	760	Sr	
Rb	88	76	55	102	58	79	44	54	135	70	169	54	192	37	97	Rb	
Ni	14	<9	<9	<9	14	<9	23	50	28	<9	11	<9	9	<9	21	Ni	
Cr	40	10	20	<10	19	11	49	87	58	<10	17	14	16	15	61	Cr	
Th	9	7	5	11	5	4	8	8	22	11	15	12	24	8	15	Th	
Ba	1253	1629	1356	839	1094	495	759	685	1461	1408	740	1594	632	1864	1314	Ba	
Ce	--	--	112	74	91	48	70	69	145	114	88	133	88	150	--	Ce	
Maltatonalite																	
Probe :	UV 7	UV 14	UV 22	UV 24	UV 47	UV 134	UV 139	UV 141	UV 155	UV 265	UV 266	UV 267	UV 269	UV 272	UV 415	UV 429	Probe :
SiO2	64.21	65.25	63.16	63.68	66.96	62.69	62.88	61.33	66.76	64.58	62.89	65.36	68.38	63.09	67.07	64.77	SiO2
TiO2	0.67	0.44	0.60	0.60	0.40	0.56	0.62	0.70	0.43	0.59	0.65	0.53	0.41	0.66	0.46	0.47	TiO2
Al2O3	16.91	17.06	17.55	17.18	16.12	16.75	17.65	18.15	16.10	16.61	17.17	17.53	15.85	17.34	16.46	16.66	Al2O3
FeO tot	3.91	3.40	4.07	3.86	2.67	4.12	3.96	4.32	3.13	3.96	4.23	3.43	2.56	4.18	3.40	3.42	FeO tot
MnO	0.06	0.10	0.13	0.09	0.03	0.05	0.03	0.03	0.09	0.06	0.08	0.03	0.07	0.07	0.05	0.06	MnO
MgO	2.29	1.82	2.37	2.15	1.09	2.23	2.20	2.73	1.26	2.14	2.50	1.81	1.28	2.24	1.15	2.09	MgO
CaO	3.69	4.06	3.78	3.93	2.70	4.82	4.74	5.04	3.05	3.77	4.23	3.68	2.79	3.81	2.91	3.40	CaO
Na2O	4.19	4.41	4.43	4.07	3.93	3.98	4.13	4.20	4.75	4.09	4.20	3.50	3.74	4.19	4.81	4.92	Na2O
K2O	2.34	2.37	2.72	2.72	3.62	2.44	2.59	2.59	2.76	2.60	2.56	3.16	3.45	2.63	2.29	2.36	K2O
P2O5	0.32	0.21	0.36	0.27	0.22	0.32	0.34	0.38	0.16	0.25	0.30	0.45	0.18	0.39	0.18	0.25	P2O5
G.V.	1.23	1.14	1.42	1.50	2.30	1.54	1.59	1.25	1.06	0.99	0.94	1.11	0.86	1.04	0.72	1.05	G.V.
Summe	99.82	100.26	100.59	100.05	100.04	99.68	100.73	100.72	99.55	99.64	99.75	100.59	99.57	99.64	99.50	99.45	Summe
Nb	16	18	16	13	12	19	10	--	10	11	13	13	11	11	12	22	Nb
Zr	195	154	171	190	200	179	199	208	184	160	193	183	167	200	264	177	Zr
Y	9	19	19	15	8	31	13	14	10	11	25	20	13	10	21	24	Y
Sr	750	605	816	790	637	672	852	840	486	822	830	747	795	888	767	661	Sr
Rb	103	114	110	90	111	120	75	78	107	99	93	91	84	102	92	168	Rb
Ni	20	10	28	24	<9	10	13	16	<9	19	22	18	9	16	<9	28	Ni
Cr	62	42	68	63	10	34	35	42	11	40	54	36	21	46	41	62	Cr
Th	13	12	7	16	13	5	9	12	9	6	8	9	13	4	22	17	Th
Ba	812	611	984	1368	1795	724	1494	1331	857	1392	1033	1962	2217	1485	1047	897	Ba
Ce	--	--	--	--	--	--	--	--	--	120	104	163	183	119	133	96	Ce

Tab. 1: Haupt- und Spurenelementanalysen von Zentralgneisen und Gesteinen des Alten Daches.

Tab. 2

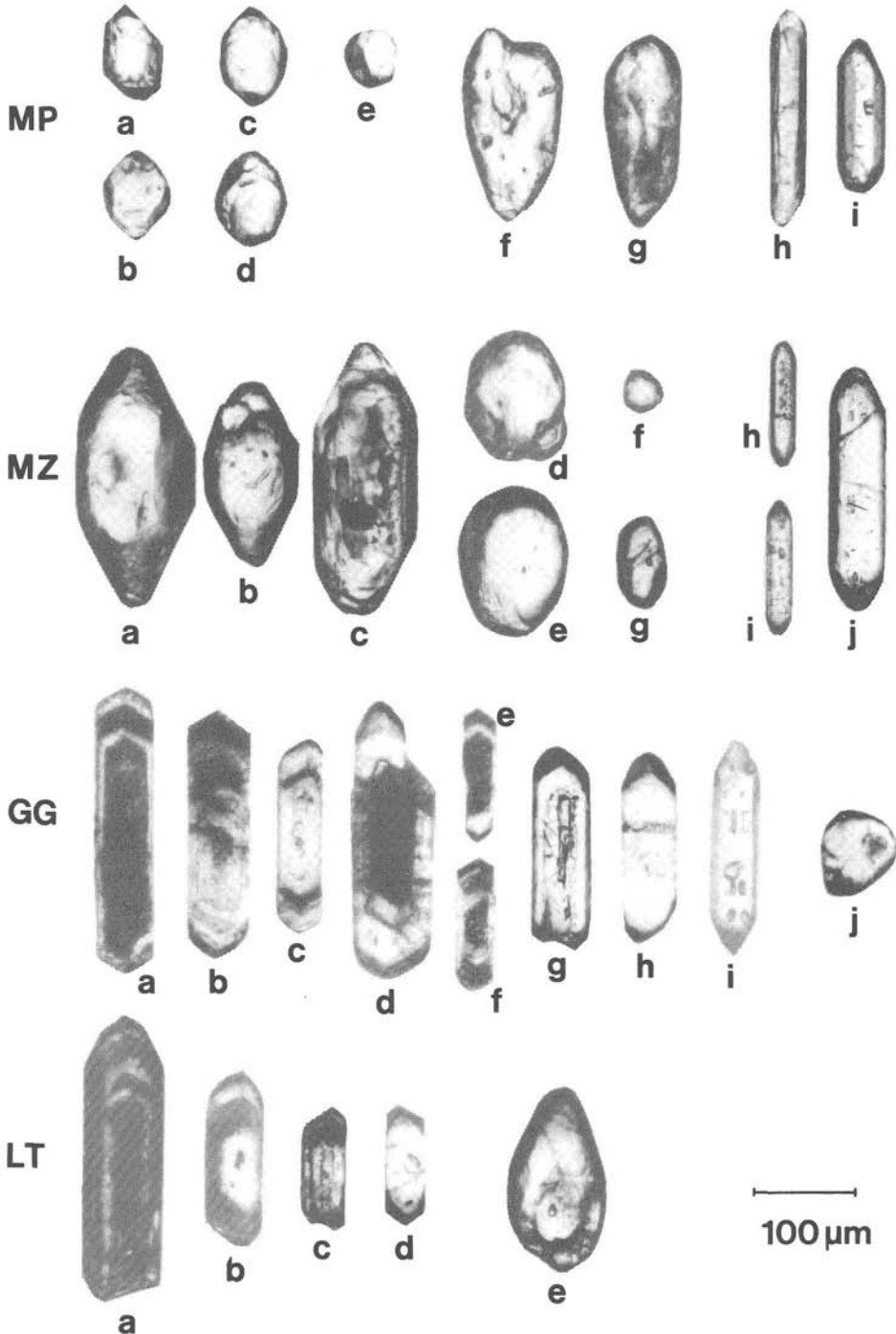
		Hochaltporphyrgranite																	
		— Maltatonsalite —																	
Probe:	UV 455	UV 463	UV 484	UV 1	UV 4	UV 33	UV 37	UV 45	UV 59	UV 91	UV 199	UV 219	UV 225	UV 230	UV 238	UV 254	Probe:		
SiO ₂	66.51	65.26	62.08	70.54	69.44	71.37	71.64	69.79	73.03	71.32	74.61	72.75	73.41	73.91	70.84	72.11	SiO ₂		
TiO ₂	0.40	0.47	0.59	0.28	0.45	0.32	0.20	0.42	0.19	0.09	0.12	0.30	0.17	0.18	0.40	0.22	TiO ₂		
Al ₂ O ₃	16.60	16.72	16.43	14.69	15.09	14.61	15.56	14.96	14.43	15.37	14.17	14.49	15.56	14.29	14.95	15.14	Al ₂ O ₃		
FeO tot	2.91	3.34	4.31	2.04	2.52	2.01	1.82	2.52	1.42	1.63	1.12	1.58	1.28	1.35	2.32	1.45	FeO tot		
MnO	0.06	0.09	0.08	0.06	0.04	0.01	0.02	0.06	0.02	0.01	0.03	0.03	0.05	0.05	0.07	0.05	MnO		
MgO	1.76	1.84	2.96	0.83	0.92	0.60	0.56	0.89	0.40	0.51	0.24	0.44	0.36	0.37	0.68	0.42	MgO		
CaO	3.50	4.14	4.68	2.65	2.13	1.58	2.40	1.75	1.99	2.20	1.41	1.48	1.73	1.19	1.86	1.89	CaO		
Na ₂ O	4.40	3.86	3.85	3.94	3.43	4.45	4.45	3.27	3.83	4.07	3.57	3.65	4.48	3.39	3.59	4.01	Na ₂ O		
K ₂ O	2.60	2.89	2.76	3.42	4.47	4.90	3.25	4.60	3.57	3.69	4.10	4.43	2.98	4.60	4.35	3.69	K ₂ O		
P ₂ O ₅	0.17	0.24	0.32	0.17	0.19	0.18	0.29	0.19	0.22	0.11	0.09	0.15	0.07	0.10	0.19	0.06	P ₂ O ₅		
G.V.	0.95	1.03	1.40	1.46	1.32	0.70	1.31	1.55	1.43	0.70	0.59	0.63	0.67	0.51	0.75	0.54	G.V.		
Summe	99.86	99.88	99.46	100.08	100.00	99.72	101.31	100.00	100.33	99.70	100.23	99.93	100.76	99.94	100.00	99.58	Summe		
Nb	14	14	17	14	20	16	17	19	12	13	14	22	13	20	22	14	Nb		
Zr	157	159	137	159	214	170	162	205	133	168	94	165	114	113	189	130	Zr		
Y	21	20	30	15	28	11	29	27	8	15	16	32	15	32	34	16	Y		
Sr	611	595	685	490	318	543	263	316	513	563	390	190	445	165	325	451	Sr		
Rb	129	92	108	117	165	114	170	169	108	104	129	240	113	269	166	110	Rb		
Ni	12	<9	43	<9	12	19	20	10	<9	<9	<9	11	<9	13	9	<9	Ni		
Cr	34	22	84	27	29	36	41	19	21	<10	12	22	19	10	26	<10	Cr		
Th	15	16	5	11	27	10	23	25	10	13	8	19	8	17	26	13	Th		
Ba	1011	1324	807	1006	1234	1182	884	1319	1033	1671	858	543	1040	551	1083	1135	Ba		
Ce	101	137	76	--	--	--	--	--	--	150	81	62	96	61	116	104	Ce		

Grobkg.
Leukogr.

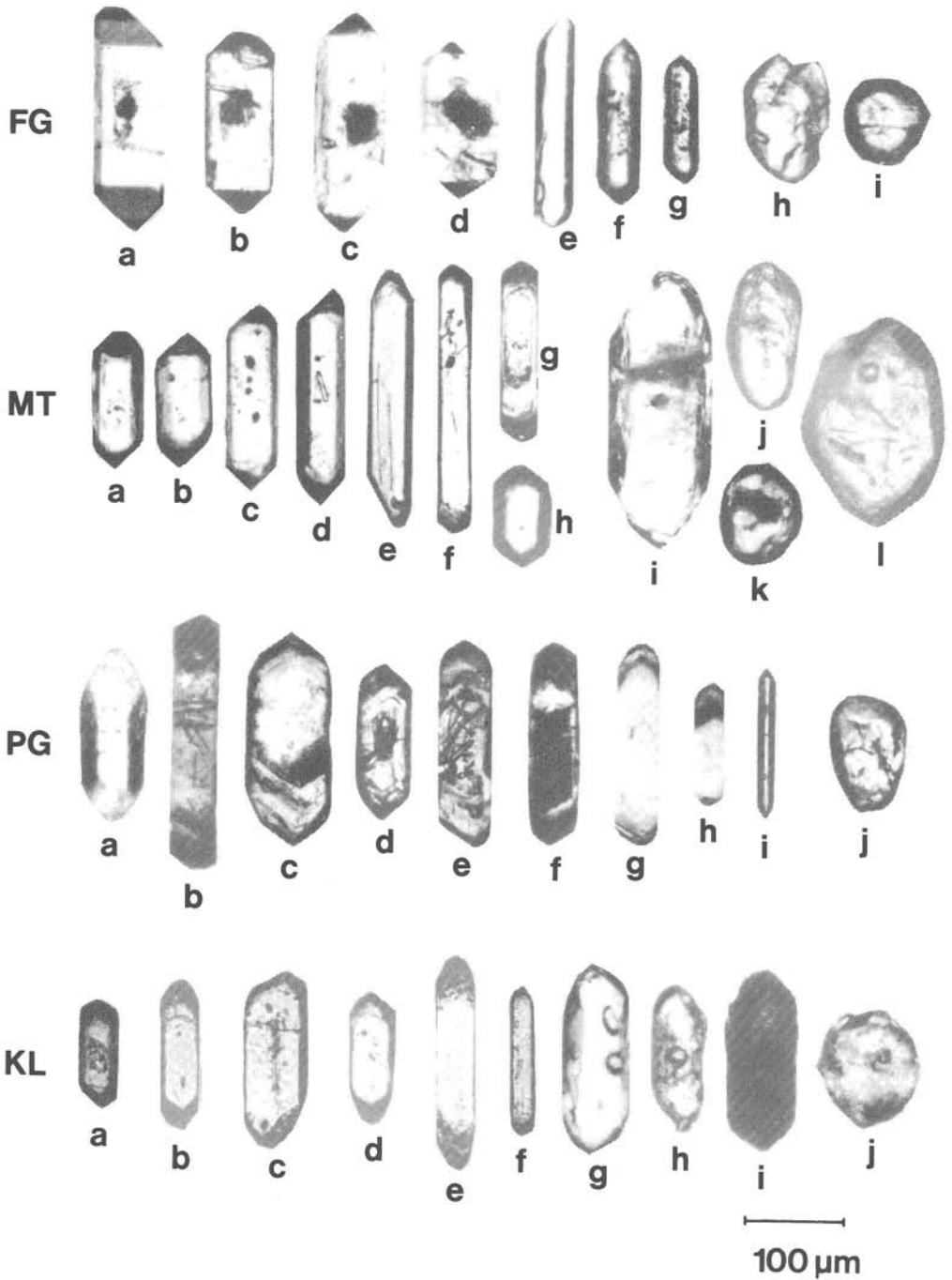
Kölnbreinleukogranite

Probe:	UV 16	UV 50	UV 56	UV 57	UV 62	UV 72	UV 80	UV 82	UV 85	UV 88	UV 90	UV 111	UV 217	UV 399	UV 402	UV 469	Probe:
SiO ₂	72.16	74.89	74.52	74.10	73.12	73.20	74.10	72.63	74.43	73.89	73.48	74.03	74.33	70.82	70.58	73.39	SiO ₂
TiO ₂	0.15	0.10	0.12	0.04	0.14	0.13	0.08	0.14	0.07	0.14	0.14	0.08	0.10	0.19	0.24	0.03	TiO ₂
Al ₂ O ₃	15.01	14.49	14.08	14.10	14.47	14.60	14.05	14.85	14.00	14.64	14.90	14.38	14.76	15.75	15.70	14.54	Al ₂ O ₃
FeO tot	1.25	1.11	0.68	0.61	1.26	1.22	1.04	1.29	0.58	0.95	1.09	0.64	0.87	1.20	1.30	0.55	FeO tot
MnO	0.04	0.03	0.05	0.04	0.01	0.05	0.05	0.08	0.02	0.00	0.01	0.17	0.05	0.04	0.05	0.02	MnO
MgO	0.34	0.45	0.20	0.21	0.34	0.29	0.29	0.51	0.13	0.31	0.31	0.03	0.25	0.58	0.48	0.20	MgO
CaO	1.56	1.46	1.01	0.87	1.53	1.54	1.37	1.51	1.15	1.43	1.08	0.69	1.51	2.16	1.97	0.76	CaO
Na ₂ O	4.68	4.12	4.59	3.34	4.40	4.43	3.85	3.93	3.98	4.37	4.08	4.67	4.37	4.74	4.30	3.51	Na ₂ O
K ₂ O	3.36	3.29	3.63	5.85	3.51	3.31	4.36	3.22	4.64	3.46	3.74	4.40	3.10	3.27	3.83	5.90	K ₂ O
P ₂ O ₅	0.06	0.07	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.12	0.05	0.05	0.03	0.08	0.04	0.05	0.14	0.05	P ₂ O ₅
G.V.	1.50	1.02	0.65	0.69	1.10	1.24	0.79	1.29	0.88	0.62	0.49	0.45	0.63	0.93	0.73	1.03	G.V.
Summe	100.11	101.03	99.57	99.88	99.92	100.04	100.02	99.88	99.75	99.86	99.90	99.62	100.01	99.73	99.32	99.98	Summe
Nb	12	10	5	5	11	11	8	--	5	9	7	14	12	7	6	7	Nb
Zr	117	83	76	74	108	93	58	76	52	66	82	33	66	120	110	27	Zr
Y	<7	11	<7	<7	10	<7	13	7	7	7	6	21	14	10	13	30	Y
Sr	400	396	361	377	468	480	339	441	335	376	466	352	345	853	619	634	Sr
Rb	91	103	106	154	102	99	129	113	102	110	102	129	124	64	87	101	Rb
Ni	<9	<9	<9	<9	<9	12	<9	<9	<9	<9	<9	<9	<9	<9	<9	<9	Ni
Cr	39	18	18	21	--	12	11	--	--	--	13	<10	12	<10	<10	<10	Cr
Th	7	9	6	4	11	11	994	8	4	4	5	5	4	13	5	7	Th
Ba	849	1128	1442	1137	1284	1150	994	1094	1142	1137	1235	1114	801	1465	1705	1067	Ba
Ce	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	85	70	128	142	85	Ce

Tab. 2: Haupt- und Spurenelementanalysen von Zentralgneisen.



Tafel 1: Charakteristische Zirkone aus den Migmatischen Plagioklasgneisen (MP), Migmatischen Zweiglimmergneisen (MZ), Göß-Granitoiden (GG) und dem Leukotonalit (LT).



Tafel 2: Charakteristische Zirkone aus dem Großelendflasergranit (FG), Maltatonalit (MT), Hochalmporphyrgranit (PG) und dem Kölnbreinleukogranit (KL).