

## Zirkonuntersuchungen an Gneisen des hinteren Murtales (östliches Tauernfenster)

Von PETER NEUMAYR & FRITZ FINGER\*)

Mit 10 Abbildungen und 2 Tabellen

*Salzburg  
Tauernfenster  
Granitgneis  
Paragneis  
Zirkon  
Kristallmorphologie*

*Österreichische Karte 1 : 50.000  
Blatt 156*

### Inhalt

Zusammenfassung .....	591
Abstract .....	592
1. Die geologische Situation im Untersuchungsgebiet .....	592
2. Warum Zirkonuntersuchungen? .....	593
3. Die Ergebnisse der mikroskopischen Zirkonuntersuchung .....	593
3.1. Die Zirkone in den Leukogranitgneisen .....	593
3.1.1. Übersicht .....	593
3.1.2. Kornformen und Abmessungen .....	593
3.1.3. Tracht .....	594
3.1.4. Erscheinungen im Korninneren .....	596
3.2. Die Ausbildung der Zirkone in einer Scherzone des Leukogranitgneises .....	596
3.3. Die Zirkone in der auflagernden Paragneisserie .....	597
4. Die chemische Zusammensetzung der Zirkone .....	598
5. Schlußfolgerung .....	600
Anhang .....	601
Dank .....	601
Literatur .....	601

### Zusammenfassung

Ein Leukogranitgneiskörper mit spätpaläozoischem Intrusionsalter sowie eine darüberliegende Paragneisserie wurden einer mikroskopischen Zirkonpopulationsanalyse unterzogen. Beide Gneisarten führen überraschenderweise ausgesprochen ähnliche Zirkonpopulationen mit i.w. magmatischen Wachstumserscheinungen. Die Paragneisserie wird deshalb als weitgehend autochthones permisches Sediment interpretiert, welches durch Verwitterung und nur geringe sedimentäre Umlagerung aus dem lokalen Granituntergrund hervorging, sodaß die Zirkone nahezu unverändert erhalten bleiben konnten. Bei der späteren alpidischen grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Regionalmetamorphose und Vergneisung wurden die Zirkonkristalle in beiden Gneisarten morphologisch kaum verändert. Lediglich wenige  $\mu\text{m}$  dünne Weiterwachsungen kamen hinzu, und zwar besonders bei stärker tektonisierten Gneisvarianten. Diese neu aufgewachsene Zirkonsubstanz verdeckt aber die vormetamorphen Kristalleigenschaften nicht entscheidend.

Die primäre Zirkonpopulation des Leukogranitgneises kann in zwei Gruppen von Kristallen gegliedert werden:

- 1) Magmaeigene Zirkone, die vom Keim weg im variszischen Granitmagma gewachsen sind (N-Typ Zirkone).
- 2) Übernommene Zirkone, die aus älteren Dachgesteinen stammen, welche bei der Intrusion des Granitmagmas assimiliert wurden (X-Typ Zirkone).

Letztere Kristalle lassen darauf schließen, daß das Leukogranitmagma eine nicht unwesentliche Kontaminationskomponente beinhaltet. Die magmaeigenen Zirkone sind idiomorph und zeigen die für ein saures, hochdifferenziertes I-Typ Granitmagma zu erwartende Tracht, nämlich große (101) Pyramiden und (110) Prismen. Der extrem langprismatische Habitus (L/B meist 3-6) spricht für sehr rasche Erstarrung des Leukogranits in einem hochplutonischen Niveau.

Mikrosondenanalysen zeigen, daß die magmaeigenen Zirkone punktuell erhebliche Gehalte an  $\text{Y}_2\text{O}_3$  und  $\text{P}_2\text{O}_5$  aufweisen können (bis 1,2 %), während der Anteil dieser Elemente in den übernommenen Zirkonen regelmäßig unter 0,6 % bleibt. Die Hf-Substitution kann in beiden Zirkonarten bis 3 %  $\text{HfO}_2$  betragen. Die als metamorphes Neuwachstum klassifizierten Kristallrandbereiche können ähnlich hohe Hf-Gehalte haben, weisen aber stets signifikant niedrige Konzentrationen von  $\text{Y}_2\text{O}_3$  und  $\text{P}_2\text{O}_5$  (<0,4 %) auf.

\*) Anschriften der Autoren: Mag. PETER NEUMAYR, Department of Geology of the University of Western Australia, Netherlands, Perth, Western Australia 6009, Australia; Dr. FRITZ FINGER, Institut für Mineralogie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.

# Zircon Investigations in Gneisses from the Mur Valley (Eastern Tauern Window)

## Abstract

The paper presents microscopic descriptions and microprobe measurements of zircon grains, which were separated from a leucogranitic orthogneiss body and from an overlying paragneiss series of the eastern Tauern Window (Eastern Alps). The zircons are of magmatic origin in both rock types and display euhedral forms, magmatic growth zoning and magmatic inclusion patterns. Small outgrowth phenomena and partial metamictization are probably due to metamorphism. The zircon population of the paragneiss could not be distinguished by means of morphological and chemical criterions from that of the orthogneiss and does not show any signs of mechanical rounding. This allows an interpretation of the paragneiss as an autochthonous sediment which formed by erosion of the underlying leucogranite body.

## 1. Die geologische Situation im Untersuchungsgebiet

In den Hohen Tauern tritt die tiefste Einheit der Ostalpen, das Penninikum, als Kristallin Fenster unter den ostalpinen Decken hervor (Abb. 1). Zu einem großen Teil wird es von granitischen Orthogneisen mit karbonischen bis frühpermischen Intrusionsaltern (CLIFF, 1981) aufgebaut, den sogenannten Zentralgneisen. Diese

Granitgneise bilden entlang des Tauernhauptkammes mehrere große „Kerne“, welche einerseits von ihren ursprünglichen, nämlich altpaläozoischen und älteren Dachgesteinen überlagert werden (z.B.: Habachformation, Altkristallinformation), andererseits aber auch von jüngerer Bedeckung, z.B. den klastischen, im wesentlichen permischen Sedimenten der sogenannten Wustkogelformation, die als Abtragungsmaterial des Granituntergrundes zu verstehen sind. Darüber folgen Mitteltrias-Karbonatgesteine, und schließlich die mächtigen jurassisch-kretazischen Sedimente und Vulkanite der Bündnerschieferformation (siehe FRASL, 1958). Diese primäre Schichtfolge ist allerdings durch die alpidische Tektonik mitunter stark gestört. Vor allem die sedimentäre Auflagerung der „harten“ Zentralgneiskerne ist vielfach abgeschert worden.

Das in der vorliegenden Studie bearbeitete Gebiet befindet sich im östlichen Tauernfenster, und zwar im hintersten Murtal zwischen dem Rotgüldenensee und dem Gebirgskamm Murtörl-Mureck-Schöderhorn (Abb. 1). Dort bildet der Zentralgneis einen Teil des sogenannten „Hölltor-Rotgüldenkernes“ und besitzt eine einheitliche leukogranitische Zusammensetzung. Geochemisch handelt es sich um einen sauren I-Typ Granit (NEUMAYR, 1989), vermutlich um eine hochdifferenzierte Variante der Hochalm I-Typ Granitsuite, eine von Tonaliten bis zu sauren granitischen Endgliedern reichende, Na<sub>2</sub>O-betonte kalkalkalische Intrusivsequenz im östlichen Tauernfenster (FINGER et al., 1990), die möglicher-

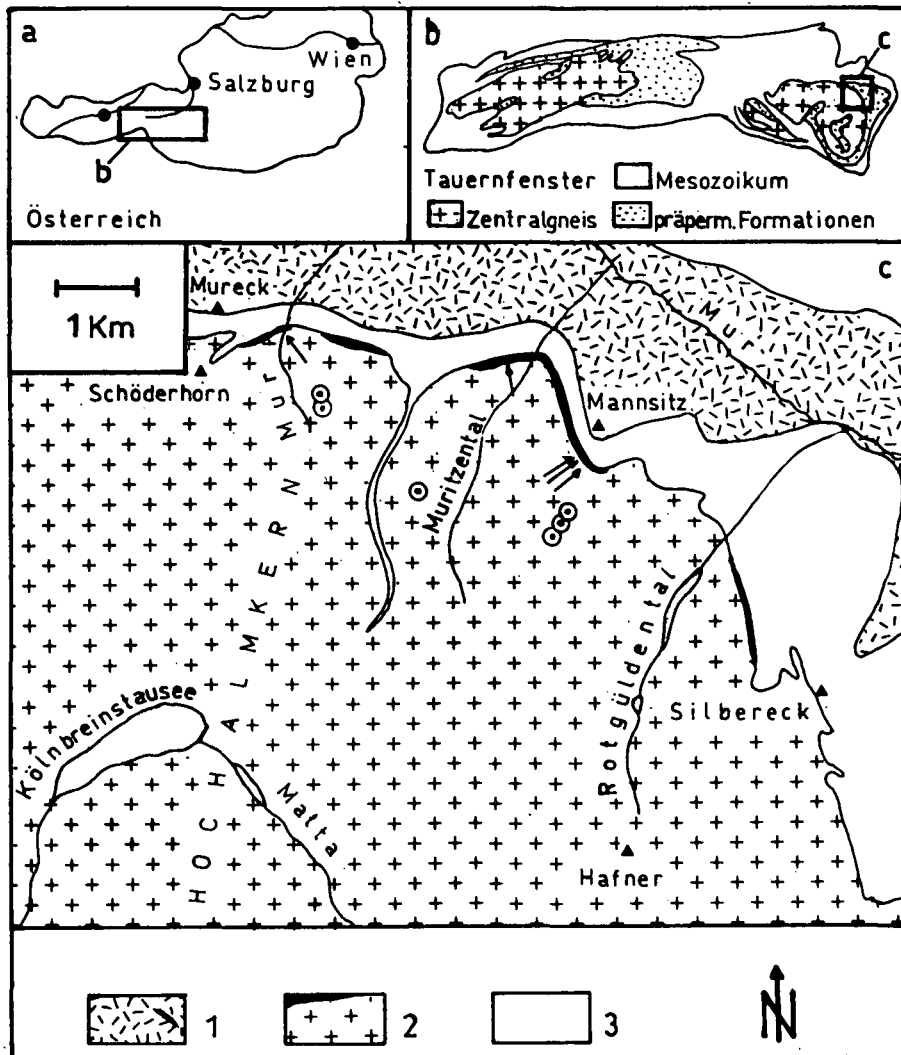


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte des Arbeitsgebietes (nach EXNER, 1971) und seine Position in Österreich bzw. innerhalb des Tauernfensters (a und b nach VAVRA, 1989). 1 = präpermische Formationen (inkl. Mureckgneis); 2 = Zentralgneis und seine Paragneisauflagerung (schwarz); Punkte und Pfeile zeigen die Herkunft der untersuchten Proben an (Punkte: Granitgneis, Pfeile: Paragneis); 3 = Mesozoikum.

weise an einem variszischen aktiven Kontinentalrand gebildet wurde (FINGER & STEYRER 1988).

Im einzelnen lagern auf dem leukogranitischen Zentralgneis des hintersten Murtales - oft durch Störungszonen getrennt - einige zehnermetermächtige permische Paragneise mit Glimmerschiefer- und Quarziteinschaltungen. Darüber folgen die mesozoischen Formationen mit hauptsächlich Kalk- und Dolomitmarmoren, Kalkglimmerschiefern und Schwarzphylliten (siehe EXNER, 1982). Der Metamorphosegrad der Gesteine liegt im Grenzbereich von der Grünschiefer- zur Amphibolitfazies.

Im Zuge einer Diplomarbeit (NEUMAYR, 1989) wurde das hinterste Murtal im Maßstab 1 : 10.000 neu kartiert und einer detaillierten petrographischen und geochemischen Untersuchung unterzogen, wobei vor allem auf die Frage der Verbandsverhältnisse zwischen dem Leukogranitgneis und der unmittelbar auflagernden Metasedimentserie aus vorwiegend Paragneisen ein besonderes Augenmerk gelegt wurde. Auf Grund der Lagerungsverhältnisse, aber auch auf Grund petrographischer und geochemischer Argumente ergab sich dabei der Verdacht, daß die Metasedimentserie ein Äquivalent der Wustkogelformation des mittleren Tauernfensters (FRASL, 1958) sein könnte und damit als mehr oder weniger in situ befindliches permisches Abtragungsprodukt einer damals freiliegenden Leukogranitoberfläche zu deuten wäre. Die zwischen dem Granitgneiskörper und seiner Paragneisauflagerung verlaufenden alpidischen Scherhorizonte wären demnach nur als Bewegungshorizonte mit geringer Schubweite aufzufassen. Diese Hypothese wird in der vorliegenden Studie mittels Zirkonuntersuchungen getestet.

## 2. Warum Zirkonuntersuchungen?

Das in der Natur allergrößtenteils magmatisch gebildete Mineral Zirkon ist wegen seiner außergewöhnlich hohen Verwitterungsresistenz sowie auf Grund seiner sehr milieuspezifischen Tracht- und Habitusausbildung in verschiedenen Typen von Magmatitgesteinen als „Provenienz-Indikator“ von Sedimenten hervorragend geeignet (POLDERVAART, 1955; FRASL, 1963; HOPPE, 1963; PUPIN, 1980). Die Kristallformen des Minerals sind im Sediment oft nur unwesentlich durch schwache mechanische Kantenrundung verändert, lediglich bei längeren sedimentären Transportwegen oder bei sehr intensiver chemischer Verwitterung erfolgt eine Zerstörung der primären Tracht- und Habitusausbildung durch wiederholtes Zerbrechen und Abrollen der Bruchstücke (POLDERVAART, 1955) bzw. durch Anätzvorgänge (GRIMM, 1973).

Nachdem Zirkonkristalle nun aber auch gegenüber metamorphen Prozessen ausgesprochen resistent sind und in metamorphen Gebieten bis in die Amphibolitfazies hinein als weitgehend unveränderte Relikte aus der vormetamorphen Zeit erhalten bleiben (siehe z.B.: DÖLZLMÜLLER et al. 1989; VAVRA, 1989), besteht im Prinzip auch bei metamorph gewordenen Sedimenten noch die Möglichkeit, ihre Herkunft auf Grund der Ausbildung der detritären Zirkone zu entschlüsseln.

Das zuerst skizzierte regionalgeologische Problem im östlichen Tauernfenster, nämlich ob das im hintersten Murtal am dortigen leukogranitischen Zentralgneis unmittelbar auflagernden Paramaterial als lokales, perm-

isches Abtragungsprodukt des entsprechenden variszischen Leukogranites zu deuten sei, kann also durch vergleichende Zirkonuntersuchungen relativ einfach und besonders effektiv geprüft werden.

Darüberhinaus konnten von den Zirkonuntersuchungen auch Informationen über die magmatischen Bildungsbedingungen des Leukogranitgneises erwartet werden (PUPIN, 1980).

## 3. Die Ergebnisse der mikroskopischen Zirkonuntersuchung

### 3.1. Die Zirkone in den Leukogranitgneisen

#### 3.1.1. Übersicht

Von 6 Proben wurden Zirkonkonzentrate hergestellt und mikroskopisch untersucht (Methodik siehe Anhang). Die einzelnen Probenlokalitäten sind in Abb. 1 eingezeichnet. Bei zwei Proben handelt es sich um stärker deformierte Varianten, die einer mitten im Leukogranitgneiskörper verlaufenden Scherzone entnommen wurde. Die übrigen Proben repräsentieren den "normalen" Leukogranitgneis, welcher eine Zusammensetzung von ca. 25 % Kalifeldspat, 35 % Plagioklas, 35 % Quarz und 5 % Glimmer (vorwiegend Biotit) aufweist.

Mit Ausnahme der Proben aus der gneisinternen Scherzone, auf welche später noch eingegangen wird, ist die Ausbildung der Zirkonkristalle bzw. deren Variationsbreite in allen Präparaten des Leukogranitgneises praktisch völlig ident. Allerdings kann man stets zwei genetische Gruppen von Zirkonen unterscheiden, nämlich:

- 1) „Magmaeigene“ Zirkone („N-type zircons“ - FINGER, 1989), die den größeren Anteil ausmachen (vgl. Abb. 2-5). Diese Zirkone kristallisierten praktisch vom Keim weg im magmatischen Edukt des Leukogranitgneises (siehe Kap. 3.1.2.-3.1.4.) und zeigen die für ein saures I-Typ Granitmagma zu erwartende Zirkontrachtausbildung mit großen (110) und (101) Flächen (siehe PUPIN, 1980).
- 2) Zahlenmäßig untergeordnet kommen andersgestaltige Zirkone vor (ca. 10-30 %), die wir als „übernommene“ Xenokristalle interpretieren, welche schon in das variszische Granitmagma durch Kontaminationsprozesse aus dem Dachgestein eingeschleppt wurden („X-type zircons“ - FINGER, 1989). Diese Interpretation drängt sich vor allem deshalb auf, weil die genannte Gruppe von Zirkonen eine Ausbildung zeigt, die nicht zur Art der Leukogranitgneisschmelze paßt: die Kristalle wären nämlich aufgrund der Tracht eher für einen S-Typ Granit oder aber auch für anatektische Migmatite (z.B. Diatexite) typisch (PUPIN, 1980; FINGER, 1986; FINGER et al., 1987). Dazu kommt als weiteres Argument, daß die von MARSCHALLINGER (1987) ausführlich beschriebenen "migmatischen Zweiglimmergneise" des Hochalmgebietes, welche ein Dachgestein der dortigen Granitintrusionen darstellen, genau entsprechenden Zirkonformen besitzen.

#### 3.1.2. Kornformen und Abmessungen

Die magmaeigenen Zirkone sind weitgehend idiomorph ausgebildet (siehe Abb. 5a-f). Die Prismen-

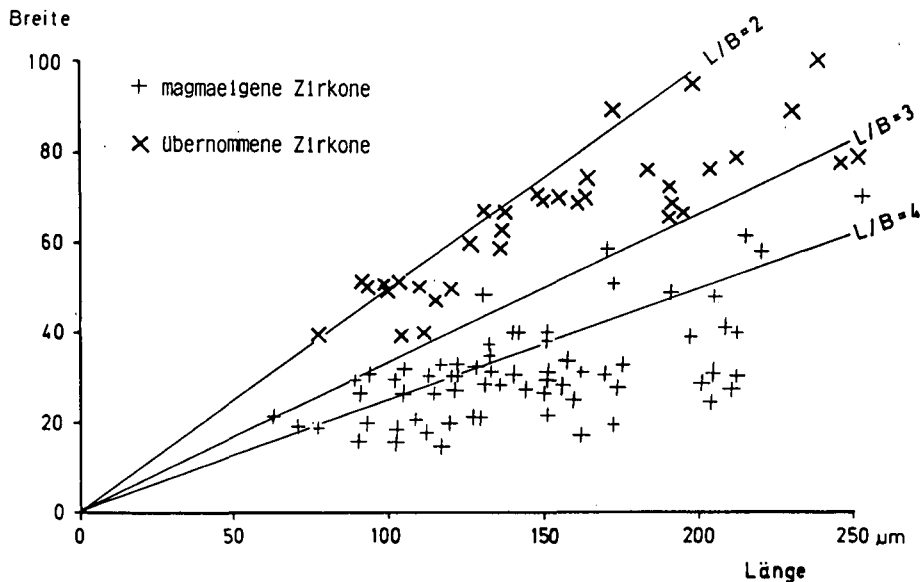


Abb. 2.  
Abmessungen von magmaeigenen und übernommenen Zirkonen des Leukogranitgneises.

flächen sind dabei im allgemeinen ebenmäßig und glatt und zeigen meist scharfe Längskanten. Die Pyramidenflächen erscheinen dagegen oft etwas uneben. Anscheinend wurden sie zum Teil sekundär von einer dünnen Schicht einer niedriger licht- und doppelbrechenden Zirkonsubstanz unregelmäßig überwachsen. Beispiele für ein solches Neuwachstum am Pyramidenende zeigen die Abbildungen 5 d und e.

Das Neuwachstum dürfte mit einiger Sicherheit mit der alpidischen Metamorphose in Zusammenhang stehen. Man kann nämlich beobachten, daß es bei mehr deformierten Gneisvarianten regelmäßig stärker auftritt (siehe Kap. 3.2.). Freilich ist es auch nicht ganz auszuschließen, daß Teile dieser Aufwachsungen schon in einer spät- bzw. endomagmatischen Phase der Granitentwicklung, also variszisch entstanden sind. Jedenfalls gibt es ähnliche Erscheinungen in unmetamorphen außeralpinen Graniten auch (siehe z.B.: FRASL, 1963; HOPPE, 1963; KÖHLER, 1968, 1970; FINGER & HAUNSCHMID, 1988). Fest steht jedoch, daß dieser sekundäre

Wachstumsakt im Leukogranitgneis nur geringfügig war und daher jedenfalls zu unbedeutend um die vorher bestehenden Trachten und Abmessungen der Zirkone entscheidend zu verändern bzw. unkenntlich zu machen.

Die magmaeigenen Zirkone des Leukogranitgneises sind besonders schlank gewachsen (Abb. 2, 3b) und haben im allgemeinen sehr hohe Elongationen zwischen 3 und 6 (mittlere Länge:  $142 \pm 45 \mu\text{m}$ , mittlere Breite:  $34 \pm 12 \mu\text{m}$ ). Die sehr hohen L/B-Verhältnisse der magmaeigenen Zirkone lassen auf eine rasche magmatische Zirkonkristallisation (KOSTOV, 1973) und damit wohl auch auf eine rasche Abkühlung des Granitmagmas schließen, was gleichzeitig auf einen eher hochplutonischen Charakter des feinkörnigen Leukogranites hinweist. Die Symmetrie der L/B-Kurve (Abb. 3b) spricht dabei für ein „einaktiges“ Wachstum der magmaeigenen Kristalle vom Keim weg, bzw. gegen das Vorhandensein größerer älterer Fremdkerne (vergleiche dazu z.B.: LARSEN & POLDERVAART, 1957; KÖHLER 1968).

Die übernommenen Zirkone sind zwar meist ebenfalls einigermaßen idiomorph und somit wohl ebenso magmatischen Ursprungs, sie sind aber im allgemeinen gedrungen ausgebildet (L/B meist 1–3; mittlere Länge:  $157 \pm 53 \mu\text{m}$ , mittlere Breite:  $68 \pm 18 \mu\text{m}$ ). Dünnes Neuwachstum tritt auch an ihren Pyramidenenden mitunter in Erscheinung (z.B.: Abb. 5i,k).

Vereinzelt kann man außerdem auch xenomorphe, nahezu runde übernommene Zirkone mit L/B-Verhältnissen um 1 finden. Diese wenigen, völlig zugerundeten Zirkone dürften ebenfalls aus einem älteren, aber nicht magmatogenen, sondern sedimentogenen Dachgestein des Leukogranites stammen (detritäre Zurundung!). Nach den Beschreibungen von MARSCHALLINGER (1987) zu schließen, kommen hier z.B. Biotitschiefer in Betracht, die in der Umgebung des Arbeitsgebietes auftreten und vor allem runde Zirkone führen.

### 3.1.3. Tracht

Welche Trachtkombinationen bei den Zirkonen der Leukogranitgneise im Detail gefunden wurden, wird an Hand des Typologieschemas von PUPIN (1980) in Abb. 4 gezeigt. Die Eintragungen basieren auf der Untersuchung von insgesamt 100 einzelnen Zirkonkristallen.

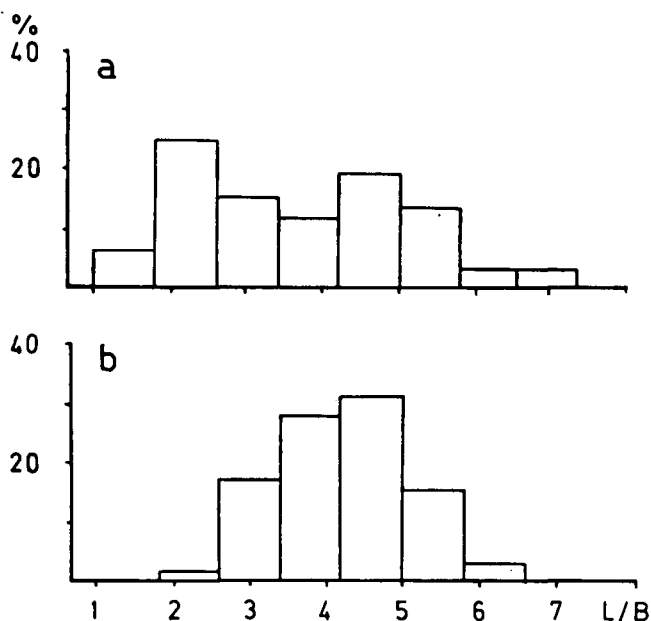


Abb. 3.  
Länge/Breite Häufigkeitsverteilungen für die Gesamtpopulation (a) und die magmaeigene Population (b) des Leukogranitgneises (jeweils 200 Zirkone).

Die langprismatischen magmaeigenen Zirkone liegen im wesentlichen im rechten oberen Teil des Diagrammes, sie zeigen also eine starke Betonung der flachen (101) Pyramide, wenn auch oft die steilere (211) Pyramide hinzutritt, meist allerdings nur in ziemlich kleiner Ausbildung. Was die Prismen betrifft, so ist im Fall der magmaeigenen Zirkone nahezu ausschließlich die (110) Fläche vertreten.

Die Gruppe der gedrunghenen übernommenen Zirkone (die entsprechenden Trachtfelder sind in

Abb. 2 punktiert) zeigt demgegenüber regelmäßig komplexe Flächenkombinationen von (110) + (100) + (211) + (101), also vor allem ein zusätzliches Auftreten des (100) Prismas, wobei im allgemeinen Größenverhältnisse  $(100) \ll (110)$ ,  $(100) < (110)$  oder  $(100) = (110)$  bestehen. Weiters ist die steile (211) Pyramide im Durchschnitt besser entwickelt als bei den magmaeigenen Zirkonen. Sie fehlt hier nie, sondern ist üblicherweise sogar größer als die flache (101) Pyramide (vergleiche auch Abb. 5 g-k).

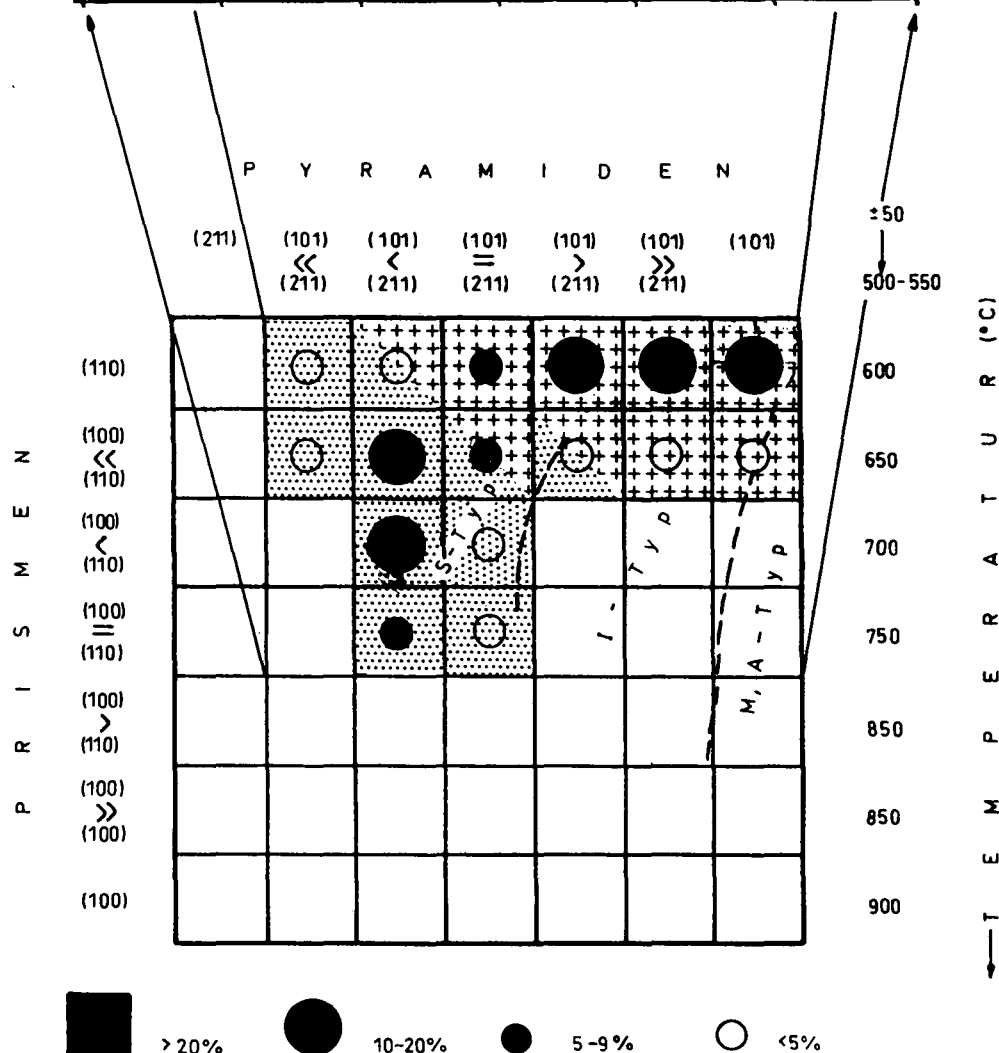
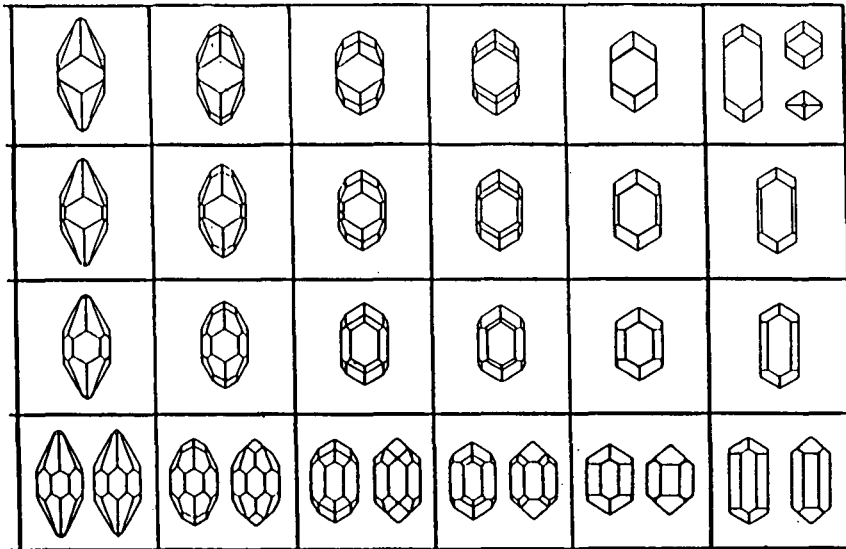


Abb. 4. Das Diagramm zeigt, welche Zirkontrachtfornen im Leukogranitgneis gefunden wurden (Darstellung etwas modifiziert nach PUPIN, 1980).

Felder mit Kreuzen = magmaeigene Zirkone; mit Punkten = übernommene Zirkone.

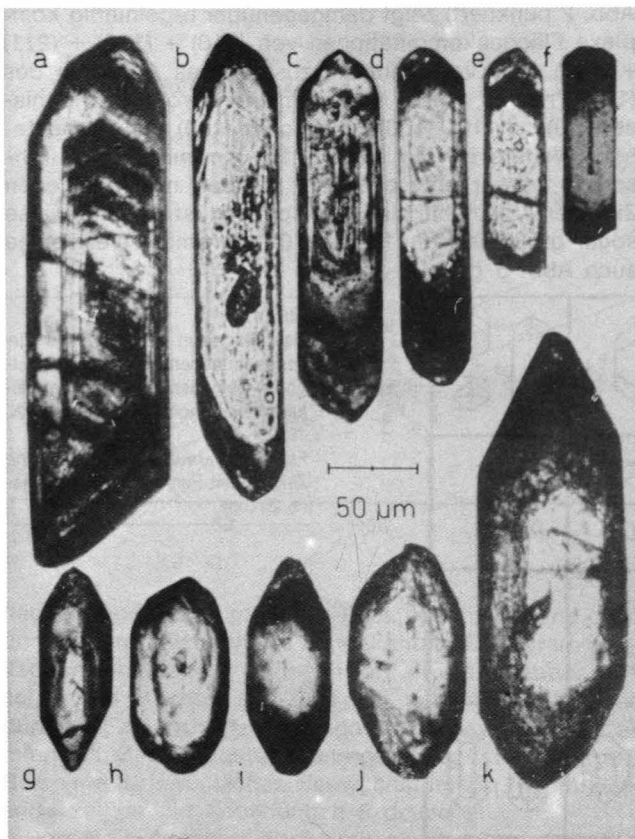


Abb. 5.  
Typische Zirkonkristalle im Leukogranitgneis.  
a-f = magmatische Kristalle (N-Typ); g-k = übernommene Zirkone (X-Typ); zu beachten ist die deutlich voneinander abweichende Ausbildung beider Zirkongruppen.

Insgesamt liegen die übernommenen Zirkone also schon ziemlich weit links im Typologieschema von PUPIN (1980) und bilden dort ein Nebenmaximum. Die Abb. 4 zeigt jedenfalls, daß die übernommenen und die magmatischen Zirkone des Leukogranitgneises nicht nur auf Grund ihrer L/B-Verhältnisse, sondern auch auf Grund ihrer Trachten einigermaßen gut auseinanderzuhalten sind, und daß hier eigentlich recht wenig Überlappung besteht.

### 3.1.4. Erscheinungen im Korninneren

Bei den magmatischen Zirkonen kann man häufig ein idiomorphes Schalenwachstum (Zonarbau) beobachten. Oft lassen sich dabei einzelne, optisch recht deutlich voneinander abgesetzte Wachstumszonen unterscheiden (siehe Abb. 5 a, c), wobei auch die Umriss der Kernzonen schon idiomorph sind und auch bereits die typischen „äußeren“ Habitus- und Trachteigenschaften der magmatischen Zirkongruppe (siehe 3.1.3.) aufweisen. Dieser regelmäßig-idiomorphe, sich in seiner Morphologie kaum verändernde Schalenbau zeigt am besten, daß die magmatischen Zirkone praktisch vom Keim weg im Leukogranitmagma kristallisiert sind. Auffällig ist lediglich, daß es bei der äußersten magmatischen Anwachszone, also zum Ende der magmatischen Zirkonhauptkristallisation, anscheinend sehr oft zu einer geringfügigen, aber doch merklichen Vergrößerung der steilen Pyramide gekommen ist und damit zu einem Wechsel von der Tracht (110) + (101) hin zur Tracht (110) + (101) + (211) (vergleiche Abb. 5 a). Erst auf dieser äußersten magmatisch gewachsenen

Zone sitzen dann mitunter jene erwähnten, niedriger licht- und doppelbrechenden sekundären Aufwachsungen, die vermutlich während der alpinen Metamorphose entstanden sind.

Ältere, noch vom anatektischen Bildungsstockwerk des Magmas stammende Fremdkerne, wie diese sonst bisweilen in Granitzirkonen sichtbar sind, und zwar vor allem bei tiefsitzenden autochthonen Graniten („C-type zircons“, FINGER, 1989), gibt es im Leukogranitgneis kaum. Dieser Umstand hängt wahrscheinlich damit zusammen, daß das Gestein auf ein höher fraktioniertes Granitmagma zurückgeht, welches sich von seinem Bildungsort schon weiter weg bewegt hat („restite-unmixing“).

Die übernommenen Zirkone zeigen selten Zonarbau, jedoch treten in ihnen oft dünne Kriställchen in Erscheinung, die meist parallel zur längeren Achse des Zirkons eingeschlossen sind, also typisch magmatische Einschlußmuster bilden (FRASL, 1963). Es handelt sich wohl um bleistiftförmige magmatische Apatite, welche sich im Magma an die Wachstumsflächen des Zirkons angelegt haben.

Weder die magmatischen, noch die übernommenen Zirkone zeigen im allgemeinen eine Eigenfarbe. Auch die dünnen, niedrig licht- und doppelbrechenden sekundären Aufwüchse auf den Pyramiden sind meist farblos und durchscheinend (z.B.: Abb. 5 e). Zu erwähnen ist allerdings, daß es mitunter zu einer stellenweisen schwärzlichen Trübung (Malakonisierung bzw. Metamiktisierung) der Zirkone gekommen ist. Diese Trübung, die vermutlich ein Instabilwerden des Kristallgitters anzeigt (KRASNOBAYEV et al., 1974), tritt oft an der Randzone der Zirkone auf und ist im Bereich der Pyramide meist besonders deutlich zu sehen (z.B.: Abb. 5d,f). Sie kann aber auch idiomorphe Kernbereiche erfassen oder entlang einzelner idiomorpher Wachstumschalen auftreten (z.B.: Abb. 5a). Wie das sekundäre Neuwachstum dürfte auch diese partielle Schwärzung am ehesten eine Auswirkung der alpidischen Metamorphose sein. Ihr Auftreten ist augenscheinlich an schon primär besonders zusammengesetzte, weniger stabile Zirkonbereiche gebunden. Auffällig ist in diesem Zusammenhang, daß die magmatischen Zirkontypen weit häufiger von Metamiktisierungsprozessen erfaßt wurden als die Xenokristalle, was mit einem verstärkten primären Einbau von Fremdelementen (z.B. Y, P) in diesen Zirkonen zusammenhängen könnte (Kap. 4; siehe auch SOMMERAUER, 1976).

### 3.2. Die Ausbildung der Zirkone in einer Scherzone des Leukogranitgneises

Wie schon eingangs erwähnt, wurden auch Zirkonkonzentrate aus zwei extrem schieferigen Proben des Leukogranitgneises aus einer gneisinternen alpidischen Scherzone gewonnen, und zwar um zu untersuchen, inwieweit die lokal stärkere Gesteinsdeformation bzw. die Metamorphose hier Auswirkungen auf die vormetamorphischen Zirkonformen zeigt.

Eine im großen und ganzen gesehen geringfügige, aber doch deutlich merkbare Veränderung der Zirkoneigenschaften war im Vergleich zum normalen Leukogranitgneis in drei Punkten festzustellen (vergleiche dazu Tab. 1):

**Tabelle 1.**  
Geschätzte prozentuelle Anzahl an Zirkonen mit Brucherscheinungen, sekundärem Neuwachstum (in Klammer: höckerige Erscheinungsform) und Metamiktisierung im normalen Leukogranitgneis, in der Scherzone innerhalb des Leukogranitgneiskörpers und in den hangenden Metasedimenten. Alle drei Phänomene sind, wie man sieht, nicht nur in den Paragneisen sondern auch in der Scherzone wesentlich häufiger als im normalen Granitgneis, was unter anderem auf ein Zirkoneuwachstum während der alpinen Metamorphose schließen läßt.

	Leukogranitgneis	Scherzone	Paragneis
Abgebrochene Kristalle	30 %	45 %	50 %
Zirkone mit randlichem Neuwachstum	30 (10) %	70 (50) %	60 (40) %
Zirkone mit partieller Metamiktisierung	30 %	50 %	50 %

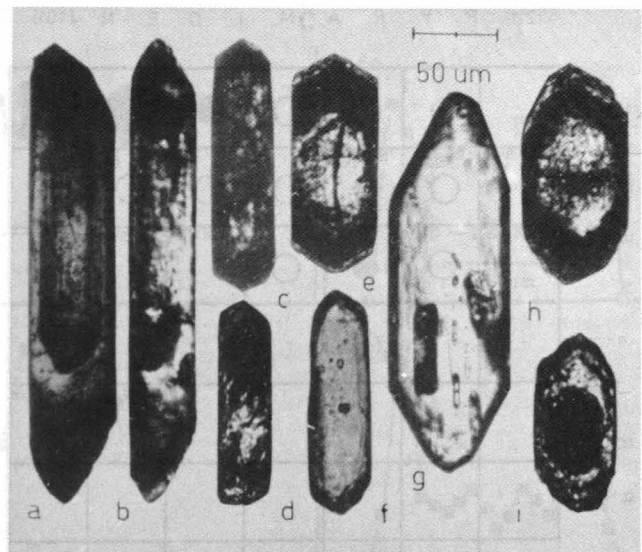
- 1) Die Zirkone in der Scherzone sind, wie zu erwarten, in viel stärkerem Ausmaß zerbrochen.
- 2) Sowohl an Bruchstellen, als auch an den Pyramidenenden tritt in beachtlichem Maße Zirkoneuwachstum in Form niedriger licht- und doppelbrechender Zirkonsubstanz in Erscheinung, und zwar eindeutig bei mehr Kristallen als im normalen Leukogranitgneis (vergleiche Tab. 1). Das Neuwachstum setzt hier vielfach auch in Form kleiner Höckerchen an (was im normalen Leukogranitgneis nur selten der Fall ist) und führt so zu einer sehr charakteristisch höckerigen bzw. gezackten Erscheinungsform an den Zirkonenden (siehe dazu Abb. 7).
- 3) Es kommt in stärkerem Maß und auch häufiger zu einer partiellen Metamiktisierung des Zirkonhauptkörpers.

Diese geschilderten sekundären Effekte erschweren zwar zweifellos die Erkennbarkeit der ursprünglichen vormetamorphen Eigenschaften (Tracht, Habitus, magmatische Wachstumserscheinungen im Korninneren), jedoch treten diese Eigenschaften nach wie vor noch deutlich genug in Erscheinung, um die ursprüngliche Übereinstimmung der Zirkonpopulationen im normalen Granitgneis und in der Scherzone einwandfrei feststellen zu können.

### 3.3. Die Zirkone in der auflagernden Paragneisserie

Von diesen Gesteinen wurden 5 Zirkonkonzentrate hergestellt und untersucht (Probenherkunft siehe Abb. 1). Bei den Proben handelt es sich um makroskopisch einigermaßen verschiedenartige, penetrativ rekristallisierte Gneisvarianten mit z.T. recht hohen Hellglimmergehalten bis 30 %.

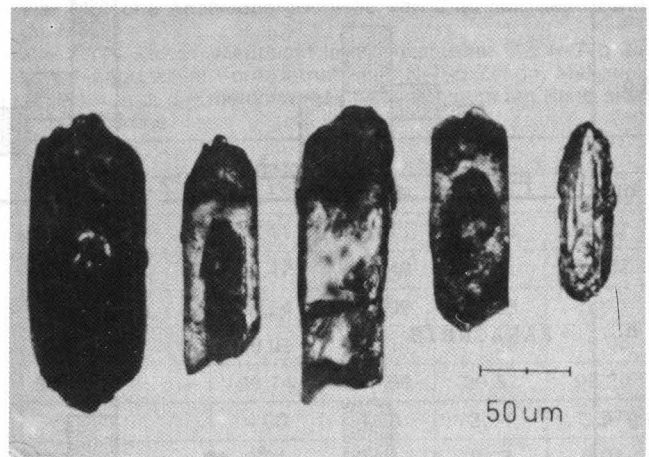
Die Untersuchungen erbrachten als wichtigstes und höchst bemerkenswertes Ergebnis, daß die Zirkone der Paragneisserie hinsichtlich ihrer primären Eigenschaften (Tracht, Habitus, Erscheinungen im Zirkoninneren) ganz augenscheinlich jenen der Leukogranitgneise völlig entsprechen. So treten wieder viele sehr langprismatische Zirkone mit einer typisch einfachen Tracht (110) + (101) ± (211) auf, die jener der magmaeigenen Zirkone des Leukogranitgneises entspricht (Abb. 5, 6, 8). Auch der bei den magmaeigenen Zirkonen der Leukogranitgneise beobachtete charakteristische Schalenbau findet sich bei den langprismatischen Zirkonen aus



**Abb. 6.**  
Besonders gut erhaltene Zirkonkristalle aus der am Leukogranitgneis auflagernden Metasedimentserie.  
Die Kristalle a–f entsprechen in Tracht und Habitus der magmaeigenen Population des Leukogranitgneises; die Kristalle g–i zeigen Übereinstimmung zu den übernommenen Zirkonen des Leukogranitgneises (siehe Abb. 5). Gegenüber den Granitgneiszirkonen (Abb. 5) fällt bei den Metasedimentzirkonen vor allem eine stärkere schwärzliche Trübung (Metamiktisierung) auf.

den auflagernden Metasedimenten wiederum häufig (z.B. Abb. 6a). Weiters finden sich auch die bei den Leukogranitgneisen als übernommen bezeichneten gedrungenen Zirkontypen, welche meist vielflächige Tracht und dabei eine große, steilen Pyramide aufweisen (Abb. 6g–i).

Geringfügige Unterschiede zwischen der Zirkonpopulation im normalen Leukogranitgneis und jener in der auflagernden Paragneisserie ergeben sich einerseits in einer vergleichsweise häufigeren Zerbrechung der Kristalle, einem verstärkten, oft höckerigen Zirkoneuwachstum an Bruchstellen und Pyramidenenden (derartige Kristalle zeigt die Abb. 7) und in einer stärkeren sekundären Trübung (Metamiktisierung) der Kristalle im Korninneren (vgl. Tab. 1). Diese sekundären Effekte



**Abb. 7.**  
Zirkone mit höckerigem Neuwachstum aus der am Leukogranitgneis auflagernden Metasedimentserie.  
Völlig übereinstimmende Neuwachstumserscheinungen finden sich auch zahlreich in der untersuchten Scherzone innerhalb des Leukogranitgneiskörpers. Der Zirkon rechts zeigt Grübchen und Scharten, die in dieser Art nur bei einigen Metasedimentzirkonen, nie jedoch bei den Granitgneiszirkonen zu beobachten waren.

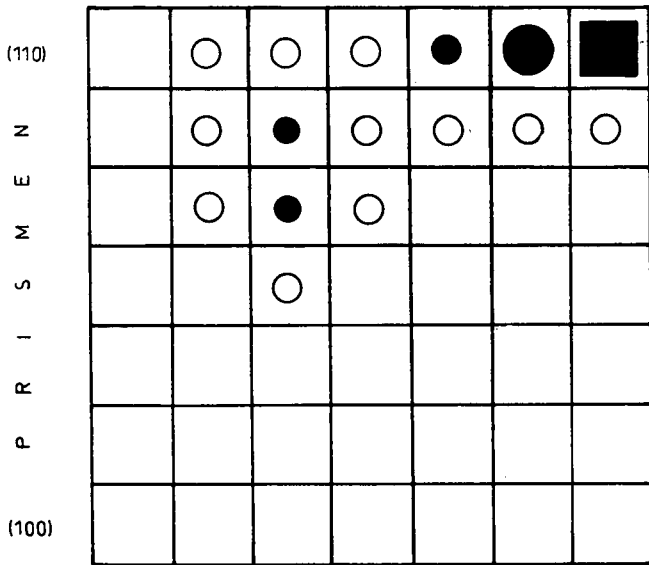


Abb. 8.  
Trichtardiagramm wie in Abb. 4, aber für die Zirkonpopulation der untersuchten Metasedimente.  
Zu beachten ist, daß hier praktisch die gleichen Zirkontrachten vorkommen wie im normalen Leukogranitgneis.

wurden, wie in Kap. 3.2. angemerkt, in ganz ähnlicher Weise und Verbreitung auch bei jenen mehr tektonisierten Leukogranitgneisproben festgestellt, die aus einer mitten im Leukogranitgneiskörper verlaufenden Scherzone entnommen wurden.

Bisweilen sichtbare kleine Grübchen und Scharten an der Zirkonoberfläche (Abb. 7, rechtes Korn) scheinen hingegen eine Besonderheit der Metasedimentzirkone zu sein. Wir interpretieren diese Erscheinungen als Ätzgrübchen oder auch mechanische Abplätzungen und

Ausschartungen, die auf das Sedimentationsstadium zurückgehen.

Die vielen Kristallabbruchungen könnten zwar prinzipiell auch ein Effekt eines sedimentären Transportes sein, es scheint aber logischer sie zumindest zum Teil auf tektonische Zerbrechungen zurückzuführen, ähnlich wie im Fall der Scherzone im Granit, der in dieser Hinsicht eindeutig ist. Schließlich zeigen die Paragneise in der Auflagerung des Leukogranitgneises ja im allgemeinen auch eine vergleichsweise viel stärkere Deformation als dieser selbst. Ganz ähnlich könnte man auch bezüglich des mehr ausgeprägten sekundären Neuwachstums und der stärkeren sekundären Trübungsercheinungen argumentieren. Es sieht also insgesamt sehr danach aus, als ob die im Leukogranitgneis und in der Paragneisauflagerung etwas unterschiedlichen Eigenschaften zum weitaus überwiegenden Teil ein Effekt der vergleichsweise stärkeren Deformation wären und damit also weitgehend alpidischen Ursprungs.

#### 4. Zur chemischen Zusammensetzung der Zirkone

Mit Hilfe der EMS wurden 30 Zirkonkristalle an insgesamt über 80 Einzelmeßpunkten auf ihren Gehalt an Silizium, Zirkonium, Hafnium, Yttrium und Phosphor analysiert (Methodik siehe Anhang). Die Elemente Hf, Y, P können in natürlichen Zirkonen bekanntlich die Hauptbestandteile Zr und Si bis zu einem gewissen Grad ersetzen und so Variationen im Zirkonchemismus hervorrufen (siehe z.B. SPEER, 1980). Zur Messung gelangten sowohl Kristalle aus dem Granitgneis wie auch solche aus dem Paragneis.

Die Histogramme in Abb. 9 geben eine Übersicht über die Meßergebnisse. Demnach ist festzustellen, daß die Zirkonpopulation des Paragneises auch che-

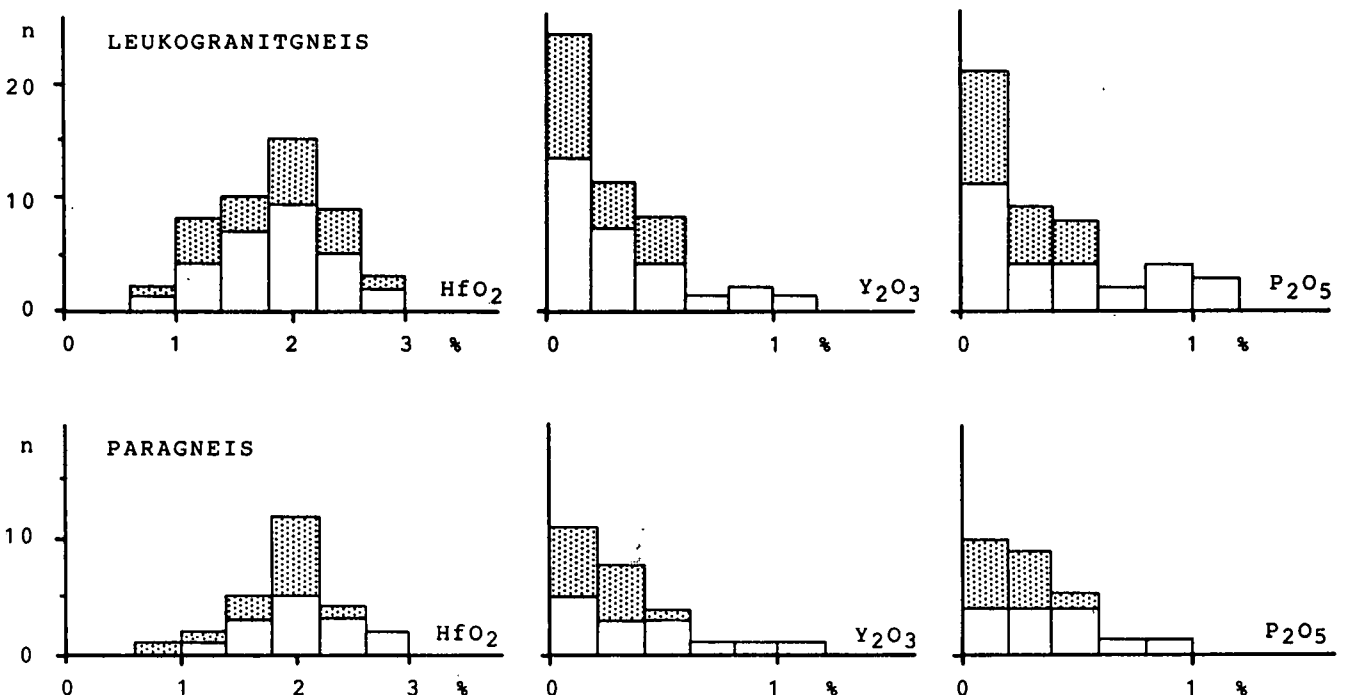


Abb. 9.  
Die Histogramme zeigen die Variationsbreite der Hf-, Y- und P-Substitution in den Zirkonen des Granitgneises und des Paragneises.  
n = Anzahl der Meßpunkte; punktiert = X-Typ Zirkone.



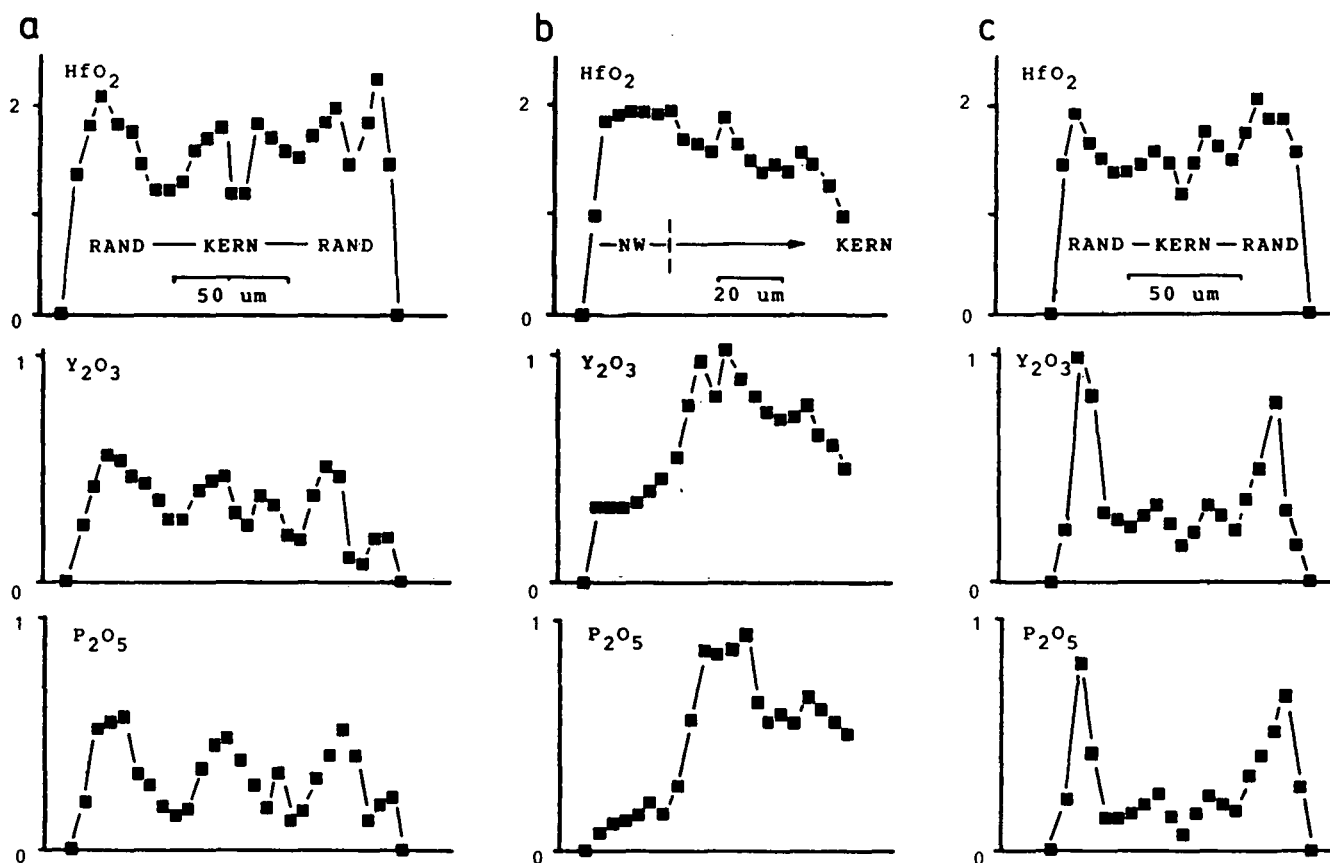


Abb. 10.

Chemische Profile durch drei Zirkone des Granitgneises (etwa entlang der c-Achse).

- a) Klarer, optisch homogen erscheinender, aber chemisch komplex zonierter Zirkon (X-Typ; das Aussehen des gemessenen Kornes ist gut mit dem in Abb. 6 g abgebildeten Zirkon vergleichbar).  
 b) N-Typ Zirkon mit ca. 25  $\mu\text{m}$  dickem sekundärem Neuwachstum (NW) an der Spitze (ähnlich wie in Abb. 5e zu sehen). Zu beachten sind die niedrigen Y und P Gehalte dieser neugewachsenen Zone im Vergleich zum anschließenden magmatischen Zirkonhauptkörper.  
 c) Kleiner N-Typ Zirkon ohne nennenswertes Neuwachstum. Das Korn zeigt eine deutliche Hf, Y, P Zunahme gegen den Rand hin.

misch keine anderen Eigenschaften erkennen läßt als jene des Granitgneises. Der Hf-Einbau bewegt sich in beiden Fällen zwischen 0 und 3 %  $\text{HfO}_2$ , die  $\text{Y}_2\text{O}_3$  und  $\text{P}_2\text{O}_5$  Gehalte variieren jeweils zwischen 0,05 und ca. 1 %. Die meisten Meßpunkte wiesen  $\text{HfO}_2$  Gehalte von ca. 2 % und  $\text{Y}_2\text{O}_3$  und  $\text{P}_2\text{O}_5$  Gehalte unter 0,6 % auf.

Chemische Profile, welche fallweise zusätzlich zu den Punktmessungen für die Elemente Hf, Y, P aufgenommen wurden, zeigen, daß die Zirkoneinzelkristalle in ihrer Zusammensetzung praktisch nie homogen sind, sondern daß vielmehr ein ausgeprägter, ganz offenbar magmatisch angelegter konzentrischer Zonarbau besteht (Abb.10), wobei Hf-, Y-, P-reichere und -ärmere Wachstumsschalen abwechseln. Übrigens konnte ein derartiger chemischer Zonarbau auch in solchen Kristallen nachgewiesen werden, die optisch keine Zonierungen erkennen ließen (Abb.10 a).

Bemerkenswert ist, daß trotz der verbreiteten, praktisch an jedem Korn auftretenden Rekurrenzen recht häufig eine überlagerte Tendenz zur Anreicherung von Hf, Y und P gegen die Kornränder hin festzustellen ist (Abb. 10 c). Was allerdings das geringfügige metamorphe Zirkonneuwachstum betrifft, so findet man in diesen neugewachsenen Bereichen zwar meist recht hohe  $\text{HfO}_2$  Gehalte (2–3 %), jedoch sind umgekehrt die  $\text{Y}_2\text{O}_3$  und  $\text{P}_2\text{O}_5$  Konzentrationen in diesen Bereichen stets auffällig niedrig (<0,4 %, meist sogar <0,1 %), wodurch sich bei vielen Körnern ein deutlicher chemi-

scher Hiatus zu den i.a. Y- und P-reicheren anschließenden magmatischen Außenzonen ergibt (Abb. 10 a; siehe auch Tab. 2).

Tabelle 2.  
Vier typische Analyseergebnisse von Zirkonen des Granitgneises.

a = X-Typ Zirkon, Meßpunkt im Kornzentrum; b = N-Typ Zirkon, Meßpunkt im Kornzentrum; c = N-Typ Zirkon, Meßpunkt am Kornrand; d = metamorphes Neuwachstum am Rand eines X-Typ Zirkons.

	a	b	c	d
$\text{SiO}_2$	32,53	32,39	31,91	31,95
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,11	0,11	0,68	0,07
$\text{ZrO}_2$	65,47	65,43	63,92	65,02
$\text{HfO}_2$	1,54	1,99	1,98	2,11
$\text{Y}_2\text{O}_3$	0,09	0,11	1,08	0,05
Summe	99,74	100,03	99,57	99,20
Si	4,00	3,98	3,94	3,97
P	0,01	0,01	0,07	0,01
Si + P	4,01	3,99	4,01	3,98
Zr	3,93	3,93	3,85	3,94
Hf	0,05	0,07	0,07	0,07
Y	0,01	0,01	0,07	0,00
Zr + Hf + Y	3,99	4,01	3,99	4,01

Zwischen den N-Typ Zirkonen und den X-Typ Zirkonen (vgl. Kap. 3.1. ff) bestehen, was das Hf betrifft, keine signifikanten Unterschiede. Demgegenüber fällt auf, daß die N-Typ Zirkone oft schmale, meist randlich gelegene magmatische Wachstumszonen mit relativ hohen  $Y_2O_3$  und  $P_2O_5$  Konzentrationen (1–1,2 %) beinhalten, welche den X-Typ Zirkonen generell zu fehlen scheinen (Abb. 9, 10). Daß die gemessenen P Gehalte tatsächlich im Zirkongitter eingebaut sind und nicht etwa auf kleine Apatiteinschlüsse zurückgehen, kann daraus abgeleitet werden, daß an den betreffenden Meßpunkten keine nennenswerten CaO Konzentrationen nachweislich waren. Die stets positive Korrelation von Y und P (siehe z.B. Abb. 10) weist auf eine gekoppelte Substitution Y+P gegen Si+Zr hin, wie sie SPEER (1980) beschreibt.

## 5. Schlußfolgerung

Die hier durchgeführten Zirkonuntersuchungen liefern ziemlich eindeutige Beweise für die von NEUMAYR (1989) auf Grund geologischer und petrologischer Argumente aufgestellte Hypothese, daß die im hintersten Murtal auf dem Zentralgneis aufgelagerte Paragneisserie in vormetamorpher Hinsicht im wesentlichen als autochthones bis parautochthones permisches Verwitterungs- bzw. Abtragungsprodukt des unmittelbar darunterliegenden variszischen Granitstockes anzusehen ist. Nur so kann sinnvoll erklärt werden, warum die Paragneisserie genau solche Zirkonformen als Detritus beinhaltet wie sie im Leukogranitgneis vorliegen. Daß darüberhinaus nicht einmal Zirkondetritus von den vielen anderen Granitstöcken des Hochalpmassivs auftritt, die nach den Untersuchungen von MARSCHALLINGER, (1987) zum Teil eine klar abweichende Zirkontypologie aufweisen, beweist, wie sehr begrenzt das Einzugsgebiet gewesen sein muß. Unabhängig davon, spricht aber auch der Umstand, daß bei den Zirkonen des Paragneisses kaum Anzeichen mechanischer Abrolung sichtbar sind, für das Vorliegen eines nur sehr wenig umgelagerten Materials.

Was die magmatische Bildungsphase des Leukogranitgneisses betrifft, so läßt sich auf Grund der Zirkonuntersuchungen feststellen, daß das ursprüngliche Magma ein hochdifferenziertes und durch Nebengestein erheblich kontaminiertes, bereits relativ abgekühltes I-Typ Magma gewesen ist. Die Platznahme erfolgte vermutlich in einem hochplutonischen Niveau.

Alles in allem hat sich bei dieser Untersuchung wieder einmal mehr herausgestellt, welche vielfältigen Möglichkeiten die Zirkonpopulationsanalyse dem Geologen bietet um gesteinsgenetische Vorgänge zu erkennen (siehe dazu vor allem auch FRASL, 1963). Und zwar nicht nur - wie sich bereits vielfach bewährt hat - im Hinblick auf die Genese magmatischer Gesteine, sondern auch im Hinblick auf das Schicksal der gleichen Zirkone im Zuge einer lokalen Kataklase oder bei Verwitterung, Transport und Sedimentation - und das alles noch dazu bei nachfolgender mittelgradiger Metamorphose.

### Dank

Die Autoren danken Herrn Prof. G. FRASL für wertvolle fachliche Diskussionen und etliche gute Ratschläge bei der Abfassung des Manuskriptes sowie Herrn E. CINAR für die Anfertigung

von Abbildungen und Herrn M. BRUNNER für die sorgfältige Herstellung der polierten Präparate zur EMS-Messung.

Die Arbeit wurde in dankenswerter Weise vom akademischen Senat der Universität Salzburg finanziell unterstützt (Projekt „Zirkone in Scherzonen“).

## Anhang

### Angaben zur Gesteinsaufbereitung

Pro Probe wurde ein ca.  $\frac{1}{3}$  dm<sup>3</sup> großes Stück mit einer Scheibenschwingmühle fein, d.h. auf ca. 1 mm Korngröße gebrochen. Das Bruchgut wurde anschließend gesiebt und die Fraktion <250  $\mu$ m der Schwermineralabtrennung mittels Tetrabrommethan ( $D = 2,96$ ) zugeführt. Durch weitere Anreicherung mit einem Magnetscheider entstanden in der Folge Zirkonkonzentrate, die in Kanadabalsam eingebettet und im Durchlicht mikroskopiert wurden.

### Methodische Angaben zur EMS Analytik

Die Messungen wurden auf einer Mikrosonde des Typs Cambridge MK 5 durchgeführt (Meßbedingungen: 20 kV, 30 nA; Strahldurchmesser ca. 4–5  $\mu$ m). Als Standards dienten natürliche Zirkone und Apatit. Die Korrektur der Rohkonzentrationen erfolgte nach BENCE & ALBEE (1968).

### Probenvorbereitung

Die Zirkonkristalle wurden auf Glasobjektträger aufgestreut und in Kunzstharz (Körapox 439, Fa. Kümmerling, BRD) eingegossen. Nach Aushärtung des Einbettungsmittels wurden die naturgemäß auf ihren Prismenflächen aufliegenden Körner bis etwa zur Mitte angeschliffen und poliert.

## Literatur

- BENCE, A.E. & ALBEE, A.L.: Empirical correction factors for the electron microanalyses of silicates and oxides. - *Jour. Geol.*, **76**, 382–403, London 1968.
- CLIFF, R.A.: Pre-Alpine history of the Penninic Zone in the Tauern Window, Austria: U-Pb and Rb-Sr geochronology. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **77**, 262–266, Heidelberg 1981.
- DÖLZLMÜLLER, H., FINGER, F. & SCHERMAIER, A.: Die Ausbildung der Zirkonkristalle im Granitgneis des Hohen Sonnblicks und ihre Aussage zur Gesteinsgenese. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **81**, 33–45, Wien 1989.
- EXNER, CH.: Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). - *Jb. Geol. B.-A.*, **114/1**, 1–119, Wien 1971.
- EXNER, CH.: Geologie der zentralen Hafnergruppe (Hohe Tauern). - *Jb. Geol. B.-A.*, **125/1–2**, 51–154, Wien 1982.
- FINGER, F.: Die synorogenen Granitoide und Gneise im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich). - *Jb. Geol. B.-A.*, **128**, 383–402, Wien 1986.
- FINGER, F.: N-type, C-type and X-type zircons in granites. - *European Journal of Mineralogy*, Beiheft 1/89, **46**, Stuttgart 1989.
- FINGER, F., FRASL, G., HAUNSCHMID, B., MATL, H. & STEYRER, H.P.: Über Zirkontrachten in den verschiedenen variszischen Granitoiden der südlichen Böhmisches Masse (Oberösterreich). - *Jb. Geol. B.-A.*, **129**, 646–647, Wien 1987.
- FINGER, F. & HAUNSCHMID, B.: Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als Beitrag zur Klärung der Intrusionsfolge in Granitgebieten - Eine Studie im nordöstlichen oberösterreichischen Moldanubikum. - *Jb. Geol. B.-A.*, **131**, 255–266, Wien 1988.

- FINGER, F. & STEYRER, H.P.: Granite-types in the Hohe Tauern (Eastern Alps, Austria) - Some aspects on their correlation to Variscian plate tectonic processes. - *Geodinamica Acta*, **2**, 75-87, Paris 1988.
- FINGER, F., FRIEDL, G., MATL, H.: Three contrasting subtypes of I-type granitoid associations with "high Na<sub>2</sub>O", "high CaO" and "high K<sub>2</sub>O" characteristics. - *Mitt. Österr. Min. Ges.*, **135**, Wien, 1990.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. - *Jb. Geol. B.-A.*, **101**, 323-472, Wien 1958.
- FRASL, G.: Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als eine Routinearbeit des Kristallingeologen. - *Jb. Geol. B.-A.*, **106**, 405-428, Wien 1963.
- GRIMM, W.-D.: Stepwise heavy mineral weathering in the Residual Quartz Gravel, Bavarian Molasse (Germany). - *Contr. Sedimentology*, **1**, 103-125, Stuttgart 1973.
- HOPPE, G.: Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrogenetische Auswertungen. - *Abh. dt. Akad. Wiss. Kl. Bergbau etc.*, **1963/1**, 130 S., Berlin 1963.
- KÖHLER, H.: Über Zirkone moldanubischer Granite. - *Diss. Univ. München*, 140 S., München 1968.
- KÖHLER, H.: Die Änderung der Zirkonmorphologie mit dem Differentiationsgrad eines Granits. - *N. Jb. Miner. Mh.*, **9**, 405-420, Stuttgart 1970.
- KOSTOV, I.: Zircon morphology as a crystallogenic indicator. - *Kristall und Technik*, **8**, 11-19, Berlin 1973.
- KRASNOBAYEV, A.A., POLEHAYEV, Y.M., YUNIKOV, B.A., & NOVOSILOV, B.K.: Laboratory evidence on radiation and the genetic nature of metamict zircon. - *Geochem. Int.*, **11**, 195-209, Moscow 1974.
- LARSEN, L.H. & POLDERVAART, A.: Measurement and distribution of zircons in some granitic rocks of magmatic origin. - *Miner. Mag.*, **31**, 544-564, London 1957.
- MARSCHALLINGER, R.: Geologie und Petrologie der Zentralgneise und ihres alten Daches im Bereich des oberen Maltatales (Kärnten). - *Diss. Univ. Salzburg* 1987.
- NEUMAYR, P.: Die Leukogranitgneise und ihre Metasedimentauflagerung zwischen Rotgüldental und Mureck (Lungau, Salzburg). - *Dipl. Arbeit Univ. Salzburg*, 1989.
- POLDERVAART, A.: Zircons in rocks 1: Sedimentary rocks. - *Am. Jour. Sci.*, **253**, 433-461, 1955.
- PUPIN, J.P.: Zircon and granite petrology. - *Contrib. Min. Petr.*, **73**, 207-220, Heidelberg 1980.
- SOMMERAUER, J.: Die chemisch-physikalische Stabilität natürlicher Zirkone und ihr U-(Th)-Pb System. - *Dissertation ETH Zürich*, 151 S, Zürich 1976.
- SPEER, J.A.: Zircon. - In: RIBBE, P.H. (ed.): *Reviews in Mineralogy*, Vol. 5, Orthosilicates. - *Mineralogical Society of America*, 67-112, Washington D.C. 1980.
- VAVRA, G.: Die Entwicklung des penninischen Grundgebirges im östlichen und zentralen Tauernfenster der Ostalpen - Geochemie, Zirkonmorphologie, U/Pb-Radiometrie. - *Tübinger Geowiss. Abh.*, **6**, 1-150, Tübingen 1989.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 23. Juli 1990.