

| | | | | |
|--------------------------|----------------|-----------|-------|-----------------|
| Mitt. Österr. Geol. Ges. | ISSN 0251-7493 | 93 (2000) | 55-76 | Wien, Juni 2003 |
|--------------------------|----------------|-----------|-------|-----------------|

Schlüsselwörter

Zirkon
Massenbilanz
duktile Scherzone
Tonalit
Tauernfenster
Ostalpen

Zirkonquantifizierungen zur Volums- und Massenbilanzierung in duktilen Scherzonen – eine exemplarische Studie aus dem Zillertal – Venediger Kern (Hohe Tauern)

ROBERT STURM¹ & HANS PETER STEYRER²

13 Abbildungen und 3 Tabellen

Inhalt

| | |
|---|----|
| Zusammenfassung | 55 |
| Abstract | 56 |
| 1. Einleitung | 56 |
| 1.1 Stoffhaushalt in duktilen Scherzonen – Stand der Forschung | 56 |
| 1.2 Verhalten von akzessorischem Zirkon bei unterschiedlichen Metamorphosebedingungen | 58 |
| 1.3 Ziele der Untersuchung | 58 |
| 2. Geologie des Untersuchungsgebietes | 58 |
| 2.1 Überblick | 58 |
| 2.2 Lage und Beschreibung der Scherzone | 58 |
| 3. Methodik | 59 |
| 3.1 Petrographie und Mineralchemie | 59 |
| 3.2 Geochemie | 61 |
| 3.3 Zirkonanalytik | 61 |
| 3.4 Volums- und Massenbilanzierung mit Hilfe von akzessorischem Zirkon | 62 |
| 4. Petrographie und Mineralchemie der Gesteinsproben | 65 |
| 4.1 Protolith und schwach- bis mittelgradig deformierte Protomylonite | 65 |
| 4.2 Hochgradig deformierter Mylonit im Zentrum der Scherzone | 66 |
| 4.3 Druck- und Temperaturbedingungen während der Deformation | 67 |
| 5. Geochemische Untersuchungen | 68 |
| 5.1 Gesteinschemie der verschiedenen Deformationsstadien | 68 |
| 5.2 Massenbilanzierung anhand geochemischer Daten | 70 |
| 6. Untersuchung des akzessorischen Zirkons | 71 |
| 6.1 Zirkontypologie und -größe in einzelnen Deformationsstadien der Scherzone | 71 |
| 6.2 Veränderung der Zirkonoberfläche mit steigender Deformation | 73 |
| 6.3 Verwendung von Zirkon zur Massenbilanzierung – Ergebnisse | 73 |
| 7. Diskussion | 73 |
| 8. Dank | 75 |
| Literatur | 75 |

Zusammenfassung

Ein Metatonalit im Zillertal-Venediger-Kern (westliches Tauernfenster, Österreich) wird von einer duktilen Scherzone geschnitten. Die Deformation unter mittelgradigen Metamorphosebedingungen führt zur vollständigen mineralogischen Veränderung des Ausgangsgesteines zu einem Granat-Chlorit-Biotit-Schiefer und zu weitreichenden chemischen Verschiebungen. Vergleichsuntersuchungen der akzessorischen Zirkone aus Edukt und Produkt liefern den eindeutigen Nachweis der Verwandtschaft zwischen Ausgangsgestein und hochdeformiertem Mylonit und schliessen damit eine Entstehung des Granat-Chlorit-Biotit-Schiefers aus einer der zahlreich im Protolithgestein enthaltenen mafischen Enklaven aus. Die Zirkone erweisen sich als sehr resistent gegenüber mechanischen und chemischen Prozessen während der Deformation. Sie können daher als passive Marker für Volumsveränderungen verwendet werden und damit als Basis für Volums- und Massenbilanzierungen dienen. Für die untersuchte Scherzone lässt sich mit dieser neuen Methode eine Volumsabnahme des Scherproduktes gegenüber dem metatonalitischen Protolith von $35 \pm 14\%$ berechnen. Dieser Wert deckt sich nahezu mit der geochemischen Massenbilanzierung und stimmt weiters mit Deformationsmessungen überein, die auf Scherung kombiniert mit Plättung hinweisen.

Anschriften der Verfasser

¹ Robert STURM, Institut für Physik und Biophysik, Universität Salzburg, Hellbrunner Straße 34, A-5020 Salzburg, Institut für Geologie und Paläontologie

² Hans Peter STEYRER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunner Straße 34, A-5020 Salzburg

Zircon quantification for volume and mass balancing in ductile shear zones – the example from the Zillertal – Venediger Massif (Hohe Tauern)

Abstract

Within the Zillertal-Venediger-Kern (western Tauern Window, Austria), a metatonalite is cut by a ductile shear zone. The medium metamorphic grade deformation caused a remarkable alteration of the tonalitic protolith, producing a garnet-chlorite-biotite schist. This transformation was accompanied by a noticeable element transport. Comparing studies of accessory zircon from the educt and the product of the shear zone provide a good evidence for the relationship between the protolith and the highly deformed mylonite and therefore exclude any formation of the garnet-chlorite-biotite schist from mafic enclaves often included in the metatonalite. The zircons are characterized by high resistance against mechanical and chemical processes during deformation. Hence, they may be used as passive volume markers for mass balance considerations in ductile shear zones. For the shear zone presented in this work, a volume loss of $35 \pm 14\%$ from protolith to mylonite could be found with this method. The result corresponds with the geochemical mass balance studies and can be additionally confirmed by measurements of finite strain showing a significant oblate deformation.

1. Einleitung

Scherzonen sind vor allem in den letzten beiden Jahrzehnten vermehrt in den Blickpunkt des geowissenschaftlichen Interesses getreten, da in ihnen der Zusammenhang zwischen verschiedenen Deformationsphänomenen und Metamorphosegrad untersucht werden kann und sie zudem als wesentliche Anzeiger von großräumigen plattentektonischen Bewegungsabläufen fungieren (z. B. BEACH, 1976; WINCHESTER & MAX, 1984; O'HARA 1988; PASSCHIER, 1988; SELVERSTONE et al., 1991). Nach RAMSAY & HUBER (1983) entstehen Scherzonen im Zuge jener natürlichen Deformationsprozesse, bei welchen eine Konzentration der Verformungsenergie entlang schmaler, schräg zu den Verformungshauptachsen angeordneter Flächen auftritt. Duktile Scherzonen sind nach WHITE et al. (1980) überwiegend durch plastische Verformung und die Bildung von Myloniten – Gesteinen mit deutlichem Planargefüge sowie zum Teil stark reduzierter Korngröße infolge dynamischer Rekristallisationsprozesse – gekennzeichnet. Häufig können undeformierter Protolith und chemisch alterierter Mylonit nur wenige cm bis m voneinander entfernt angetroffen werden, sodass Scherzonen nicht zuletzt auch die Möglichkeit der Untersuchung mechanischer und chemischer Veränderungen auf engstem Raum durch direkten Vergleich zwischen Edukt und Produkt bieten.

1.1 Stoffhaushalt in duktilen Scherzonen – Stand der Forschung

Die Frage nach dem Stoffhaushalt in duktilen Scherzonen wurde bereits in zahlreichen Publikationen diskutiert (z. B. KERRICH et al., 1977, 1980; SINHA et al., 1986; O'HARA, 1988; O'HARA & BLACKBURN, 1989; SELVERSTONE et al., 1991) und gilt als besonders wichtig für die Interpretation von Deformationserscheinungen und für Aussagen über Elementmobilitäten im kristallinen Grundgebirge. Eine bedeutende, jedoch weitgehend unbeantwortete Frage im Zusammenhang mit der Massenbilanz in Scherzonen ist das Ausmaß von Volumsänderungen während des Deformationsprozesses.

Erste Ansätze zur Massenbilanz in Scherzonen ergaben sich durch Beobachtungen an niedriggradigen Metamorphiten, in welchen deformationsbedingte Volumsverluste durch relative Anreicherung von Fe- und Ti-Oxiden nachgewiesen werden konnten (GRAY, 1977; STEPHANS et al., 1979). BEHRMANN (1986) konnte ein einfaches Modell zur Volumsbilanz von Deformationen aufstellen, das auf der passiven

Anreicherung von immobilisierenden Mineralphasen beruht, jedoch lediglich auf Gesteine anwendbar ist, welche überwiegend im Zuge von Diffusionsprozessen deformiert wurden. KERRICH et al. (1977) fanden, dass in grünschieferfazialen Scherzonen Diffusionsprozesse meist für die Neubildung und Neuverteilung verschiedener Minerale verantwortlich sind. Unter derartigen Bedingungen kann demzufolge mit zum Teil deutlichen Volumsänderungen gerechnet werden.

Für die Massenbilanz von Scherzonen können folgende drei Fälle unterschieden werden:

1. *Deformation unter Volumsverlust mit chemischen Veränderungen:* Unter höheren (z. B. amphibolitfazialen) Temperaturbedingungen konnten in Myloniten duktiler Scherzonen Anreicherungen einzelner Elemente (z. B. Ti, V, Y, P, Zr) beobachtet werden (WINCHESTER & MAX, 1984; VOCKE et al., 1987). Nach DICKIN (1988) sind solche Konzentrationserhöhungen durch passive Anreicherungen dieser Elemente infolge des Volumsverlustes in der Scherzone und der damit eng verbundenen Abfuhr anderer Komponenten zu verstehen. Nach Meinung des Autors sind von diesem Abtransport vor allem die meisten Hauptelemente betroffen, während bei leichten Seltenen Erden mit mäßigen Verlusten und bei schweren Seltenen Erden mit weitgehender Immobilität zu rechnen ist.
2. *Isochemische Deformation ohne signifikante Volumsänderungen:* Dieser Fall tritt vor allem dann auf, wenn lediglich geringe Fluidaktivität während der Deformation herrscht, welche zwar zu Mineralreaktionen führen kann, jedoch keine Veränderungen der chemischen Gesteinszusammensetzung bewirkt. Hinweise für diesen Deformationstyp sind ein konstanter Oxidationsgrad des Fe sowie einheitliche Edelmetall- und Sulfidgehalte in Protolith und Mylonit (KERRICH et al., 1977). Isochemische Deformation tritt bevorzugt unter solchen metamorphen Bedingungen auf, unter welchen das Dislokationsgleiten – ein massenerhaltender Prozess – als dominierender Deformationsprozess zu beobachten ist.
3. *Deformation unter Volumszuwachs:* In Scherzonen mit hoher Fluidaktivität kontrolliert die Menge an vorhandener Fluidphase das Ausmaß sowohl an chemischen als auch an mechanischen Veränderungen während der Deformation (BEACH, 1976; SINHA et al., 1986; SELVERSTONE et al., 1991). Bei einem unter Transtension stattfindenden Scherprozess ist die Deformation meist durch einen Volumszuwachs vom Protolith zum Mylonit gekennzeichnet. Begünstigt wird die dazu notwendige Massenreicherung in der Scherzone vor allem bei niedrig temper-

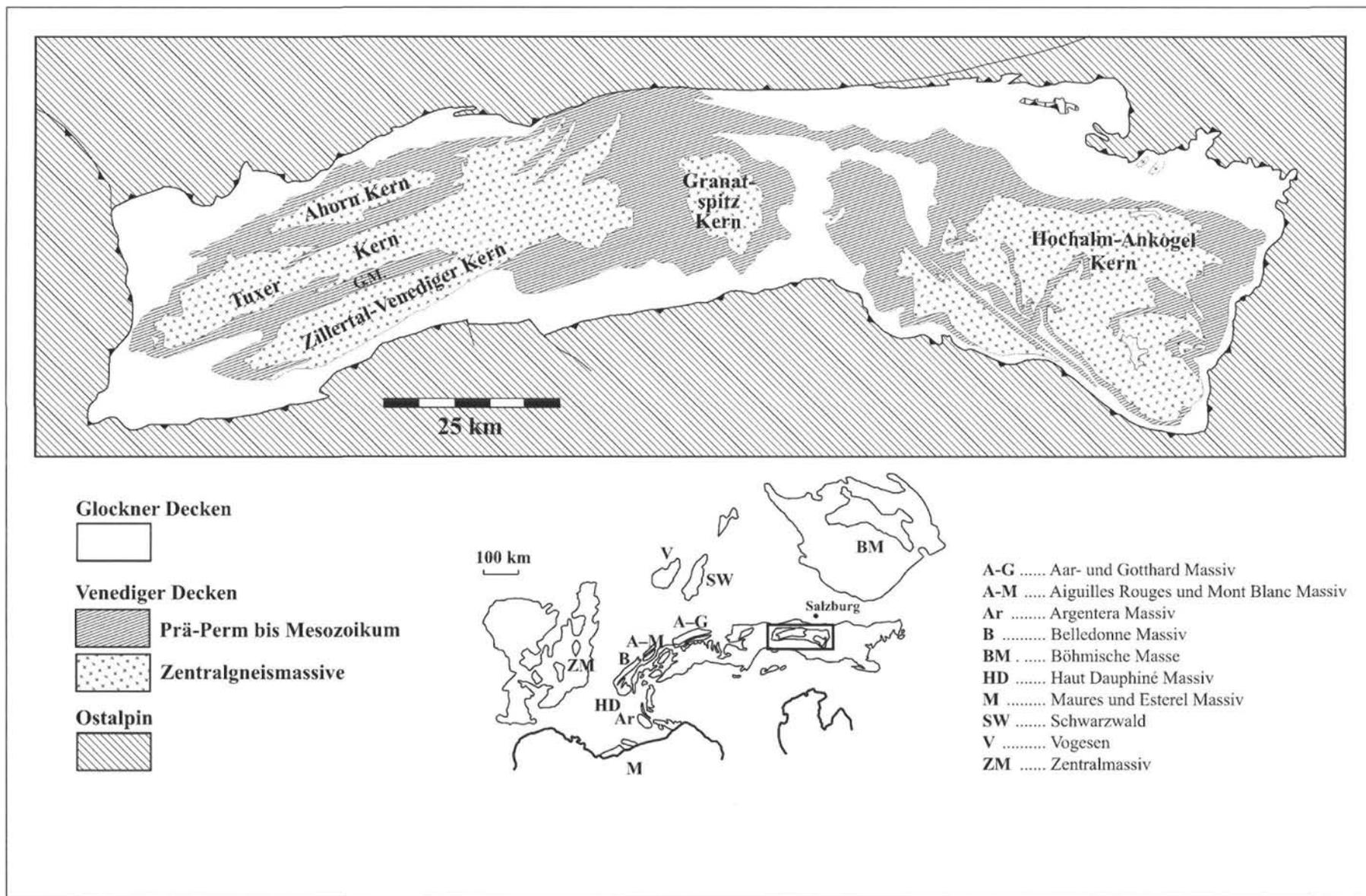


Abb. 1
 Tektonische Übersichtskarte des Tauernfensters (Gliederung nach FRISCH et al. 1993, vereinfacht) und Position des Tauernfensters im europäischen Variszikum (Insert). Abkürzung: GM ... Greiner Mulde.

rierten, kataklastischen Deformationen und damit verbundener Erhöhung von Reaktionsoberfläche, Porenvolumen und Permeabilität (KERRICH et al., 1980).

1.2 Verhalten von akzessorischem Zirkon bei unterschiedlichen Metamorphosebedingungen

Zirkone stellen vor allem bei niedriggradigen Metamorphoseereignissen aufgrund ihrer Widerstandsfähigkeit gegenüber chemischen und physikalischen Alterationen gut erhaltene Reliktphasen dar (SPEER, 1980). STEYRER & STURM (1995) beschreiben das Verhalten von Zirkonkristallen bei niedrig temperierter duktiler Scherung und nachfolgender Kataklastik und weisen einen größtenteils guten Erhaltungszustand nach, welcher lediglich durch Zerbrechung einzelner Kristalle beeinträchtigt wird.

Erst unter amphibolitfazialen Bedingungen, hohen Deformationsraten und bei Einwirkung einer chemisch hochreaktiven Fluidphase treten Lösungs- und zum Teil auch Rekrystallisationsprozesse an einzelnen Zirkonkristallen auf (WAYNE & SINHA, 1988; VAVRA, 1990; STEYRER et al., 1993; STURM, 1995, 1999). Derartige Prozesse führen mit steigendem Metamorphosegrad bis zur völligen Unkenntlichkeit der ursprünglich idiomorphen Zirkone (z. B. KÖPPEL & GRÜNENFELDER, 1971; KÖPPEL & SOMMERAUER, 1974). Als besonders auffällig (jedoch auch sehr selten) gelten im Zuge einer Impaktmetamorphose entstandene, spezifische Rissbildungen und unregelmäßige Oberflächenstrukturen an Zirkonkristallen (BOHOR et al., 1993; KAMO & KROGH, 1995; DELOULE et al., 2001).

Die nur geringfügigen Beeinträchtigungen von akzessorischem Zirkon unter niedrig- bis mittelgradigen metamorphen Bedingungen sowie die von PUPIN (1980) beschriebene gesteinspezifische Morphologie einzelner Kristalle erlauben einen exakten Nachweis über die Verwandtschaft zwischen Mylonitgestein im Zentrum einer duktilen Scherzone und granitischem Protolithmaterial.

1.3 Ziele der Untersuchung

In der vorliegenden Untersuchung wurde eine im Zillertal – Venediger Kern (westliches Tauernfenster), etwa 30 km südöstlich von Innsbruck gelegene Scherzone bearbeitet. Neben strukturgeologischen, petrographischen und geochemischen Studien erfolgte vor allem eine detaillierte Untersuchung des akzessorischen Zirkons, die zunächst zur Klärung der Verwandtschaft zwischen Scherzonenprodukt und Edukt dienen sollte. Weiters wurden erstmals quantitative Zirkonstudien als eine neue Methode zur Volums- und Massenbilanzierung in Scherzonen zum Einsatz gebracht, deren Ergebnisse mit jenen der gängigen Bilanzierungsmethode von GRANT (1986) verglichen und deren Vor- bzw. Nachteile in weiterer Folge diskutiert werden.

2. Geologie des Untersuchungsgebietes

2.1 Überblick

Das Tauernfenster ist in der jüngeren Vergangenheit wieder in den Blickpunkt des Interesses zahlreicher Forschungsgruppen getreten, bietet es doch einen Einblick in

die unter dem ostalpinen Deckenstapel liegenden penninischen Einheiten, welche sich von liegend nach hangend in zwei Groseinheiten untergliedern lassen (z. B. SELVERSTONE et al., 1991; FRISCH et al., 1993; Abb. 1): 1. Einen Basement-Komplex, zusammengefaßt als Venedigerdecken. Dieser Komplex besteht aus präpermischen Metavulkaniten und Metasedimenten (Habach-Storz Gruppe) mit variszischen Intrusiva, den Zentralgneisen (Tonalite, Granodiorite, Granite und Migmatite) sowie permomesozoischen Decksedimenten. 2. Einen mesozoischen Deckenstapel (Glocknerdecken; FRISCH et al., 1993 bzw. Obere Schieferhülle; FRASL, 1958), aufgebaut aus Metavulkaniten, Schiefen und Marmoren wahrscheinlich ozeanischer Herkunft (z. B. MORTEANI, 1974; HÖCK, 1983; SELVERSTONE, 1985; LAMMERER, 1986).

Im westlichen Teil des Tauernfensters können die Zentralgneise in den nördlichen Tuxer – Ahorn Kern und den südlichen Zillertal – Venediger Kern unterteilt werden (Abb. 1), deren gemeinsame Grenze durch eine Zone von Migmatiten sowie die lokal auftretende, duktil hochdeformierte Scherzone der Greiner Mulde mit uneinheitlichem Schersinn markiert wird. Die Scherzone setzt sich nach Westen in die präpermischen Anteile der Venedigerdecke fort, wo BEHRMANN (1988) eine Linksseitenverschiebung feststellen konnte. Die Fortsetzung der Deformation in mesozoische Gesteinseinheiten weist alpines Alter für die Scherbewegung nach.

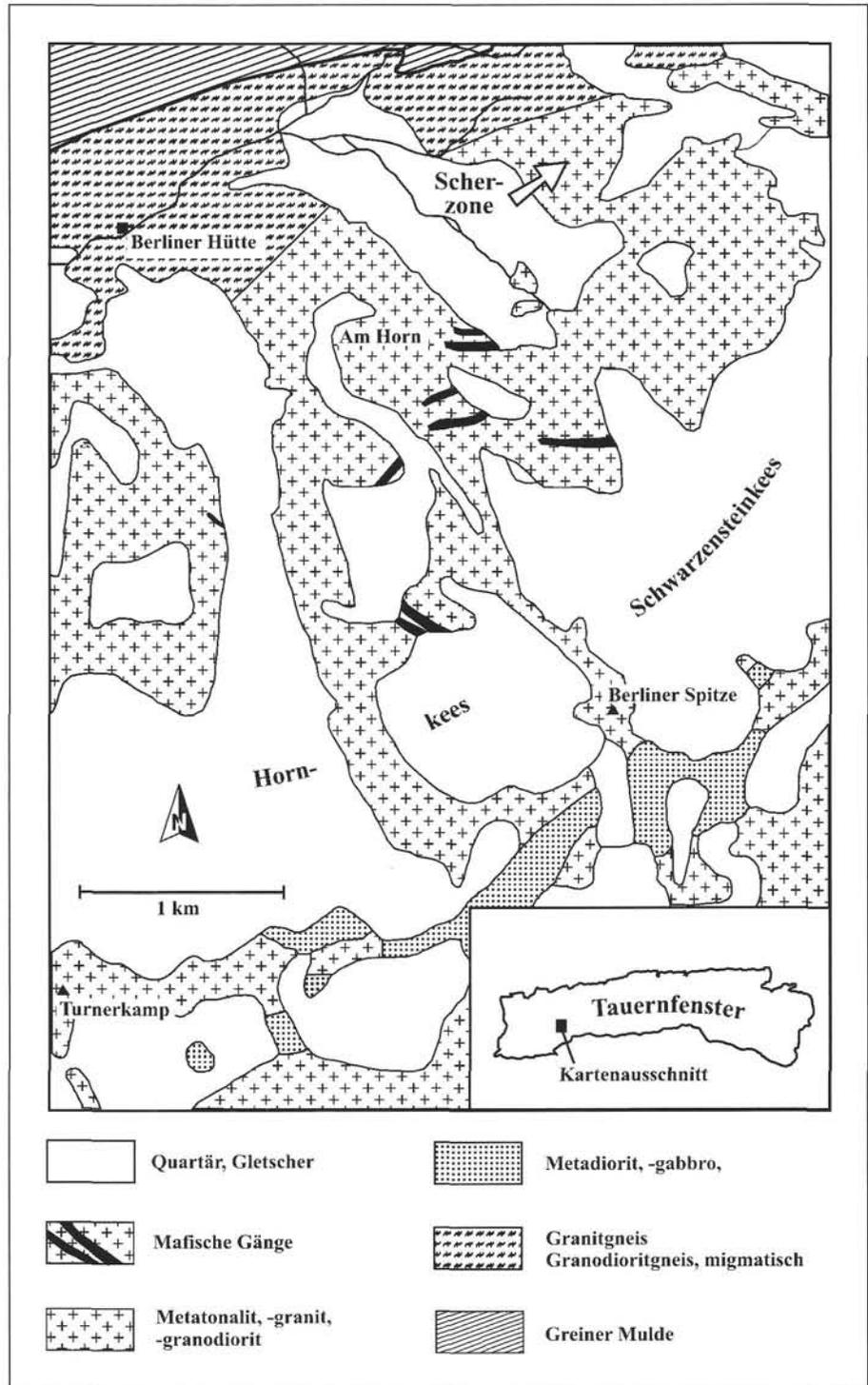
2.2 Lage und Beschreibung der Scherzone

Die untersuchte Scherzone befindet sich etwa 2 km östlich der Berliner Hütte nahe der Grenze zwischen Tuxer und Zillertal – Venediger Kern. (Abb. 2). Im Bereich der Scherzone treten hauptsächlich Metatonalite, -granite und -granodiorite zutage, welche von zahlreichen, bis zu mehrere dm breiten mafischen Gängen durchzogen werden bzw. linsenförmige, mafische Enklaven enthalten. Die Scherzone selbst durchschneidet nahezu vertikal eine Formation aus Metatonaliten in NE-SW-Richtung (siehe Schema in Abb. 3). Ihre Breite beträgt zwischen 50 und 100 cm; die Schlepung mafischer Enklaven und der Versatz von quer durch die Scherzone verlaufenden Gängen weisen eindeutig auf sinistralen Schersinn hin. Die Längserstreckung der Scherzone lässt sich aufgrund der Aufschlussverhältnisse nur schwer abschätzen, wird jedoch mehrere hundert m betragen. Die untersuchte Deformation gilt als Teil einer Gruppe von dm bis m breiten Scherzonen mit parallelem Verlauf, jedoch zum Teil unterschiedlichen Mineralumwandlungsprozessen.

Vom Rand zum Zentrum der bearbeiteten Scherzone kann eine nahezu symmetrische Alteration des metatonalitischen Protoliths in einen Granat-Chlorit-Biotit-Schiefer beobachtet werden. Durch die Symmetrie der Scherzone kann bereits im Feldbefund weitgehend ausgeschlossen werden, dass der Mylonit aus einer pelitischen Enklave oder einem der zahlreichen mafischen Gänge im Zentralgneis hervorgegangen ist. Der eindeutige Beweis der Verwandtschaft zwischen Metatonalit und Granat-Chlorit-Biotit-Schiefer kann jedoch erst durch vergleichende Zirkonstudien erbracht werden (siehe unten).

Zur Untersuchung des Deformationstyps wurde am höchstdeformierten Mylonitgestein eine Verformungsanalyse mit Hilfe der Methode von FRY (1979) vorgenommen (Abb. 4). Dabei konnte ein für oblate Deformation typisches

Abb. 2
Detailkarte des Untersuchungsgebietes (verändert nach FRASL & SCHINDLMAYR 1995). Die studierte Scherzone (Pfeil) befindet sich in einer von zahlreichen mafischen Enklaven und Gängen durchsetzten Formation aus Metatonaliten.



Spannungsellipsoid ($X > Y > Z$, $X:Y:Z = 2:1,4:1$) ermittelt werden, welches nur eine geringfügige Inklination von der Hauptrichtung der Foliation zeigt.

3. Methodik

3.1 Petrographie und Mineralchemie

Für die petrographischen und mineralchemischen Untersuchungen wurden sowohl vom Granat-Chlorit-Biotit-

Schiefer im Zentrum der Scherzone als auch von verschiedengradig deformierten Protomylonitvariationen und vom metatonalitisches Protolithmaterial selbst Proben entnommen (siehe Transsekt in Abb. 3). Die Bestimmung der modalen Gesteinszusammensetzung erfolgte am Handstück und durch die Mikroskopie von orientierten Dünnschliffen. Für die Mineralchemie wurde von den im Zuge der Scherung deformierten Gesteinsproben eine Serie polierter Schriffe hergestellt, deren Bearbeitung in weiterer Folge mit Hilfe einer Elektronenstrahl-Mikrosonde vom Typ JEOL JXA8600 am Institut für Geologie und Paläontologie der

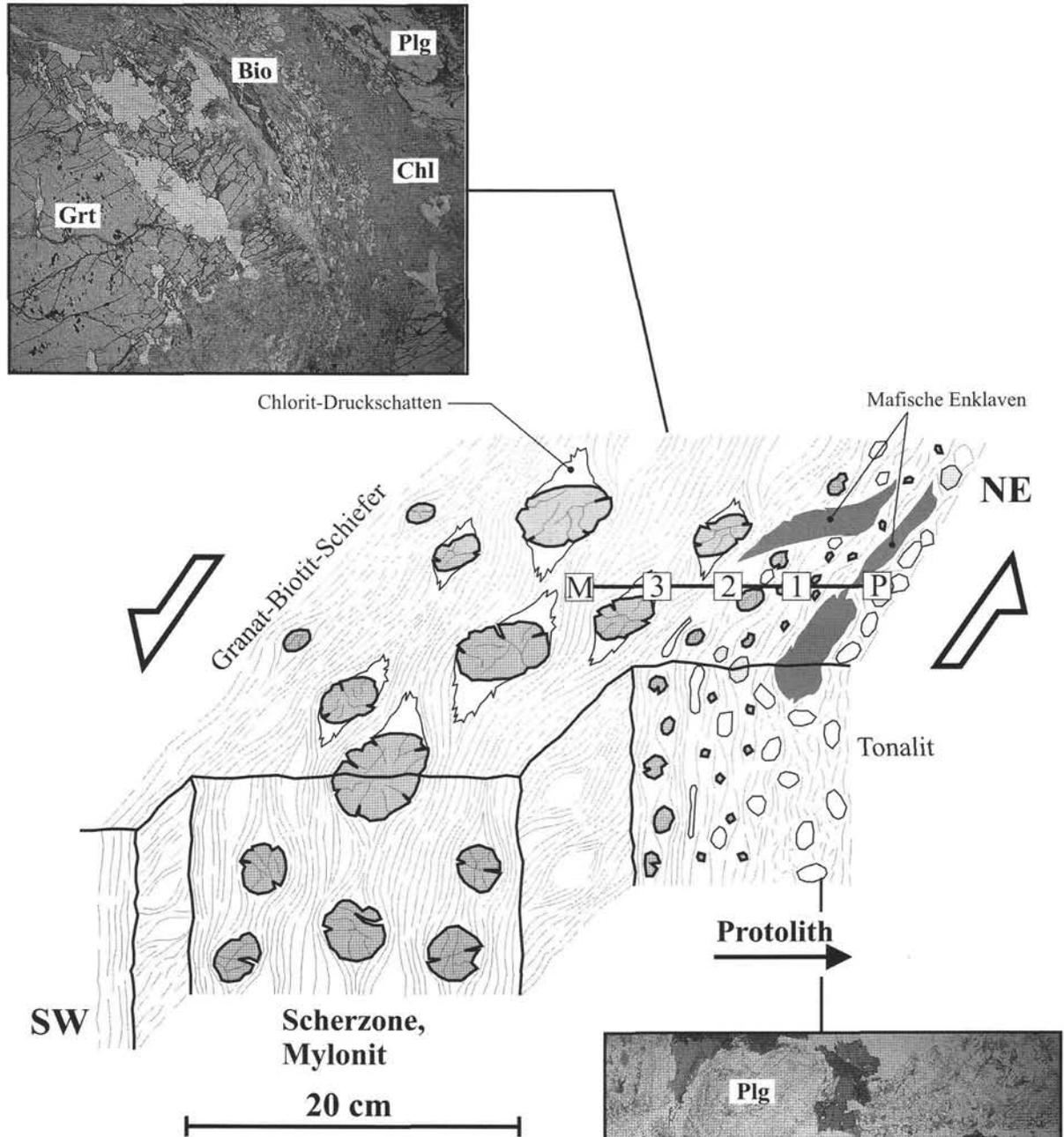


Abb. 3
Schematisches Blockbild der untersuchten Scherszone zur Darstellung der vorherrschenden Dimensionen sowie des durch den gezeichneten Transsekt (P, 1, 2, 3, M) repräsentierten Überganges von metatonalitischem Protolith in hochdeformierten Granat-Chlorit-Biotit-Schiefer. Ausgangsgestein und Endprodukt der duktilen Scherung werden zusätzlich im Dünnschliff gezeigt (// nic., längere Bildkante entspricht jeweils 2 cm).
Abk.: Bio ... Biotit, Chl ... Chlorit, Grt ... Granat, Hbl ... Hornblende, Plg ... Plagioklas.

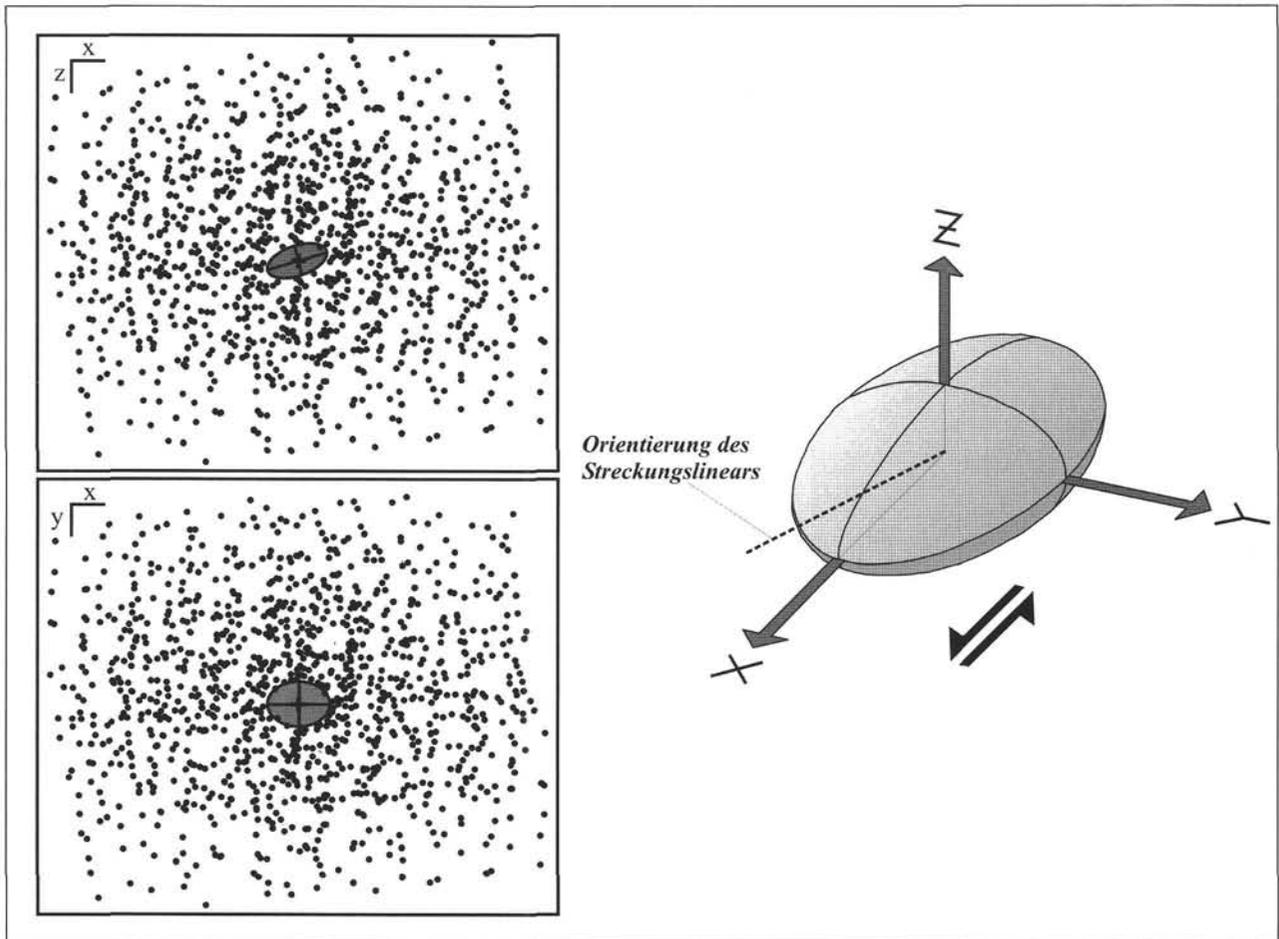


Abb. 4
Verformungsanalyse des Mylonits mit Hilfe der FRY-Methode (FRY, 1979) und das resultierende Verformungsellipsoid. Im vorliegenden Fall konnte ein oblater Deformationstyp ermittelt werden. Die Inklination des Verformungsellipsoids in der x-z-Ebene beträgt 23°.

Universität Salzburg erfolgte. Für die Mineralanalytik wurden dabei am Gerät folgende Standardeinstellungen vorgenommen: Beschleunigungsspannung: 15 kV, Strahlstrom: 30 nA und Strahldurchmesser: 1 μm . Zur Standardisierung der Hauptelemente wurden SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe, Wollastonit, MgO, MnO, Albit, Adular und Apatit verwendet.

3.2 Geochemie

Vom Protolithgestein und Granat-Chlorit-Biotit-Schiefer im Scherzonenzentrum wurden zur Feststellung des Homogenitätsgrades sowie zur nachfolgenden geochemischen Massenbilanzierung jeweils fünf, wenige cm voneinander entfernte Proben untersucht. Von den drei Protomylonitstadien der Abb. 3 wurde jeweils eine Probe geochemisch analysiert. Die Messung der Haupt- und Spurenelemente in den einzelnen Gesteinsproben wurde bei der Firma XRAL in Ontario/Kanada mittels Röntgenfluoreszenz-Analyse und Neutronenaktivierungsanalyse durchgeführt. Repräsentative Ergebnisse der Analysen sind in Tab. 1 aufgelistet. Für Protolith und Mylonit sind die Mittelwerte und zugehörigen Standardabweichungen dargestellt.

Zur Feststellung von Elementmobilitäten und Volumsveränderungen in der untersuchten Scherzone wurde die graphische Methode von GRANT (1986) verwendet (Abb. 5), bei

welcher die Element- bzw. Oxidkonzentrationen des Scherproduktes gegen die zugehörigen Konzentrationen des Ausgangsmaterials aufgetragen werden. Durch jene als immobil erachteten Elemente kann in weiterer Folge vom Ursprung aus eine Gerade – die Isokone – gezeichnet werden. Elemente, welche im Diagramm oberhalb der Isokone liegen, wurden im Zuge der Alteration mit einer Fluidphase zugeführt, während jene unterhalb der Isokone liegenden Elemente einem Abtransport unterlagen.

3.3 Zirkonanalytik

Für die Typologieuntersuchungen wurden Zirkonkristalle $>36 \mu\text{m}$ aus Protolith- und Mylonitgestein sowie aus drei Protomylonit-Varietäten mit unterschiedlich hohem Deformationsgrad separiert (Methode nach PUPIN, 1980). Nach Einbettung der gewonnenen Kristalle in Kanadabalsam erfolgte die Auswertung der Kristalltrachten unter dem Lichtmikroskop, wobei für die typologische Klassifikation das graphische Schema von PUPIN & TURCO (1975) verwendet wurde (Abb. 6A). In diesem Diagramm werden die häufigsten morphologischen Typen durch eine systematische Kombination der fünf Flächen $\{100\}$, $\{110\}$, $\{101\}$, $\{211\}$ und $\{311\}$ dargestellt. Zur Messung der Zirkonlängen und -breiten sowie zur Feststellung des Anteils zerbrochener Kristalle in den einzelnen Proben wurden ebenfalls die für

Tab. 1

Repräsentative Gesamtgesteinsanalysen mehrerer in der Scherzone enthaltener Gesteinsvarietäten. Die Konzentrationen der Hauptelemente sind in Gew.-%, jene der Neben- und Spurenelemente in ppm (parts per million) angegeben. Abkürzungen: GV ... Glühverlust, MW ... Mittelwert, STABW ... Standardabweichung, n ... Anzahl der untersuchten Proben.

| Gestein | zunehmende Deformation → | | | | | | |
|--------------------------------|--------------------------|--------------|---------------|--------------|--------------|---------------------|--------------|
| | Metatonalite (P); n = 5 | | Protomylonite | | | Mylonite (M); n = 5 | |
| | MW | STABW | 1 | 2 | 3 | MW | STABW |
| SiO ₂ | 60,40 | 1,42 | 62,00 | 58,30 | 51,00 | 40,80 | 4,75 |
| TiO ₂ | 0,51 | 0,09 | 0,76 | 0,82 | 0,83 | 0,80 | 0,05 |
| Al ₂ O ₃ | 17,40 | 0,67 | 16,60 | 18,50 | 19,00 | 19,80 | 1,33 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,41 | 0,83 | 8,56 | 9,27 | 12,00 | 20,40 | 0,83 |
| MnO | 0,14 | 0,02 | 0,11 | 0,11 | 0,13 | 0,24 | 0,05 |
| MgO | 2,26 | 0,29 | 3,06 | 3,46 | 5,28 | 6,55 | 0,54 |
| CaO | 5,22 | 0,75 | 2,34 | 2,14 | 3,21 | 2,72 | 0,67 |
| Na ₂ O | 3,88 | 1,00 | 2,13 | 2,20 | 3,06 | 0,84 | 0,50 |
| K ₂ O | 2,67 | 0,54 | 2,72 | 2,96 | 3,20 | 4,24 | 0,71 |
| P ₂ O ₅ | 0,21 | 0,001 | 0,19 | 0,14 | 0,17 | 0,22 | 0,02 |
| GV | 0,90 | 0,06 | 1,60 | 1,80 | 1,70 | 2,85 | 0,24 |
| Total | 100,00 | ----- | 100,07 | 99,70 | 99,58 | 99,46 | ----- |
| Nb | 21 | 0,92 | 18 | 17 | 19 | 13 | 1,00 |
| Zr | 162 | 5,00 | 181 | 189 | 184 | 216 | 8,33 |
| Y | 20 | 2,17 | 18 | 22 | 29 | 17 | 1,67 |
| Sr | 290 | 28,33 | 164 | 174 | 163 | 98 | 21,67 |
| Rb | 106 | 6,67 | 97 | 103 | 102 | 164 | 10,17 |
| Cr | 13 | 0,12 | 18 | 14 | 12 | 10 | 0,14 |
| Ni | 7 | 0,03 | 7 | 10 | 13 | 8 | 0,05 |
| Ba | 402 | 36,67 | 513 | 380 | 240 | 518 | 31,67 |
| Hf | 5,3 | 0,36 | 5,0 | 4,9 | 5,4 | 4,2 | 0,33 |

die Typologieuntersuchung verwendeten Streupräparate herangezogen. Aus den Längen- und Breitendaten wurde für jede Probe ein repräsentativer, mittlerer Längen/Breiten-Quotient errechnet. Die Zirkonoberflächen wurden sowohl unter dem Lichtmikroskop als auch im Rasterelektronenmikroskop (Beschleunigungsspannung: 20 kV, Strahldurchmesser: 1 µm) nach Überführung auf spezielle Objektträger und Besputterung mit Gold untersucht.

3.4 Volums- und Massenbilanzierung mit Hilfe von akzessorischem Zirkon

Grundidee: Die Massenbilanzierung in duktilen Scherzonen mit Hilfe der quantitativen Zirkonanalyse setzt voraus, dass die Zirkonkristalle während des Deformationsereignisses gut erhalten bleiben und keinerlei signifikanten Lösungsprozessen unterliegen, welche in weiterer Folge zur Bildung von Sekundärkörnern führen würden. Derartige Phänomene konnten in der untersuchten Scherzone ausgeschlossen werden, weshalb diese für die Austestung der unten beschriebenen Methode besonders geeignet erscheint. Da der Zirkon von metamorphen Umwandlungspro-

zessen und daraus resultierenden Volumsänderungen ausgenommen bleibt, kommt es in Scherzonen mit negativer Volumsdilatation (der hier beschriebene Fall, Abb. 7.2) zu einer passiven Anreicherung von Kristallen in einem betrachteten Referenzvolumen. Bei Scherdeformationen mit Volumszunahme hingegen tritt eine passive Abreicherung des Zirkons pro Referenzvolumen auf (Abb. 7.3). Im Falle einer einfachen, volumskonstanten Scherung bleibt auch die Anzahl der Zirkone pro Referenzvolumen konstant (Abb. 7.1). In Abb. 7 ist diese Annahme für eine Scherzone mit 30%iger Volumsabnahme und damit verbundener Anreicherung der Zirkonzahl um 30% sowie den umgekehrten Fall (30%ige Volumszunahme, Abnahme der Zirkonmenge um 30%) dargestellt.

Durchführung: Zur Austestung der oben beschriebenen Theorie wurden je 10 Proben des Protolithgesteins und des Mylonits verarbeitet. Die Volumina der einzelnen Probenstücke betragen zwischen 500 und 1000 cm³. Alle Proben wurden nach einer gängigen Standardprozedur (Mahlen mit der Walzenmühle, Spaltbreite: 2 mm, Siebgewinnung der Fraktion >36 µm, Trennung der magnetischen Fraktion, Schweretrennung) aufbereitet. Um eine vollständige Aus-

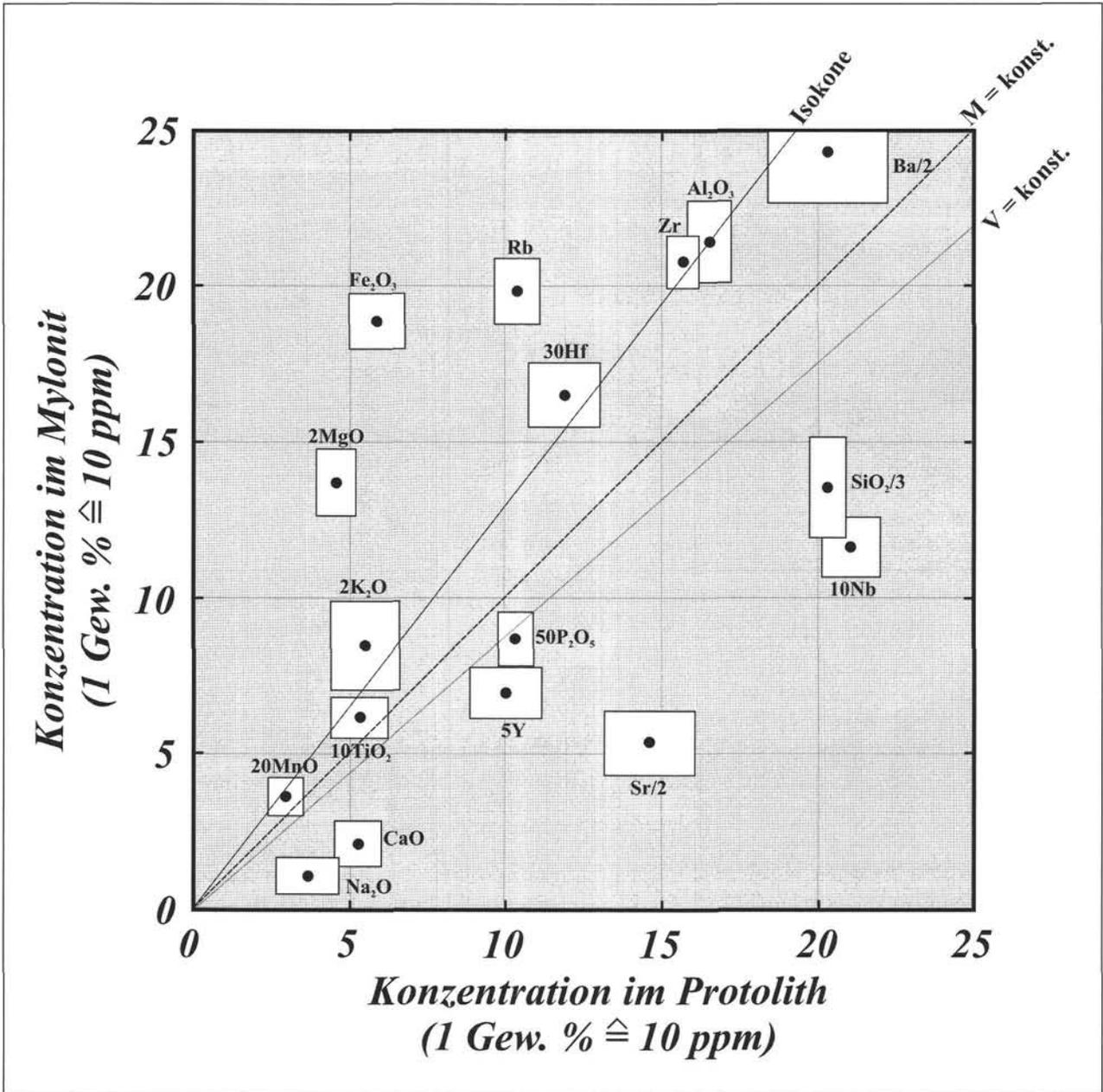


Abb. 5

Isokonzentrations-Diagramm nach GRANT (1986). Konzentrationen (Gew.-% bzw. ppm) von Haupt- und Spurenelementen des Mylonits wurden gegen die jeweiligen Konzentrationen des Protoliths aufgetragen. Neben den Linien für konstante Masse und konstantes Volumen wurde noch die Isokone eingetragen, welche durch die weitgehend immobilen Elemente Zr, Al und Ti verläuft und eine Volumsabnahme während des Scherprozesses zwischen 25 und 30% markiert. Die Variationen der Elementkonzentrationen werden von den weißen Kästchen angezeigt, deren Seitenlängen der jeweils 2-fachen Standardabweichung (σ_x , σ_y) entsprechen.

beute an Zirkonkristallen zu erhalten, wurde der grobe Siebrückstand wiederholt in der Scheibenschwingmühle zerkleinert, bis keine Fraktion $>250 \mu\text{m}$ mehr übrig war. Die magnetische, hauptsächlich Biotit enthaltende Fraktion der Mylonitproben wurde zusätzlich einer Säurebehandlung (1%ige HCl, 24 h) unterzogen, um einzelne im Glimmer eingeschlossene Kristalle freizulegen. Die aus den Gesteinsproben gewonnenen Zirkonkörner wurden in Kanadabalsam eingebettet und ihre jeweiligen Mengen durch Verwendung von Zählrastern unter dem Lichtmikroskop abgeschätzt. Um ein Überschätzen der Zirkonanzahl zu vermeiden, wurden bei Bruchstücken ein vollständig erhaltenes

Prisma bzw. jeweils zwei Pyramidenfragmente als ein Zirkon gezählt. Nach Auszählung der Zirkone wurde für jede Probe die Menge an Kristallen pro 1000 cm^3 nach der folgenden Formel ermittelt:

$$N_{\text{Zirkon}}(V^{\text{ref}}) = \frac{N_{\text{Zirkon}}(V^{\text{Probe}})}{V^{\text{Probe}}} V^{\text{ref}} \quad (1)$$

$N_{\text{Zirkon}}(V^{\text{ref}})$ Anzahl der Zirkone im Referenzvolumen
 $N_{\text{Zirkon}}(V^{\text{Probe}})$... Anzahl der Zirkone im Probenvolumen
 V^{ref} Referenzvolumen (1000 cm^3)
 V^{Probe} Probenvolumen

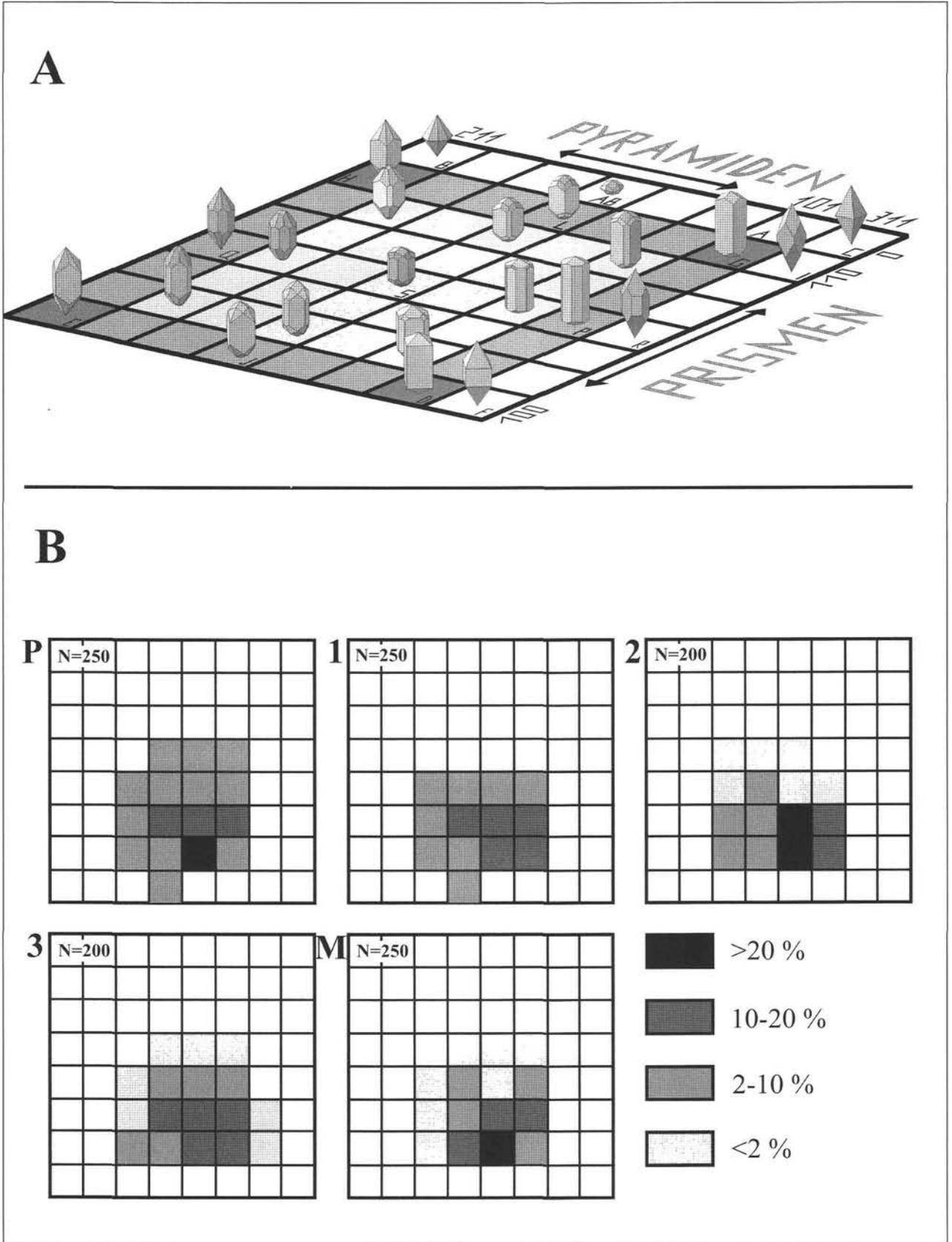


Abb. 6

A. Überblick der verschiedenen in magmatischen Gesteinen auftretenden Zirkontypologien (nach PUPIN & TURCO 1975, PUPIN 1980).
 B. Vorherrschende Zirkontypologien im Protolith (P), in drei Protomylonit-Stadien (1-3) und im Granat-Chlorit-Biotit-Schiefer (M). In allen untersuchten Proben liegt eine Dominanz der Subtypen S₁₉, S₂₀, S₂₄ und S₂₅ vor.

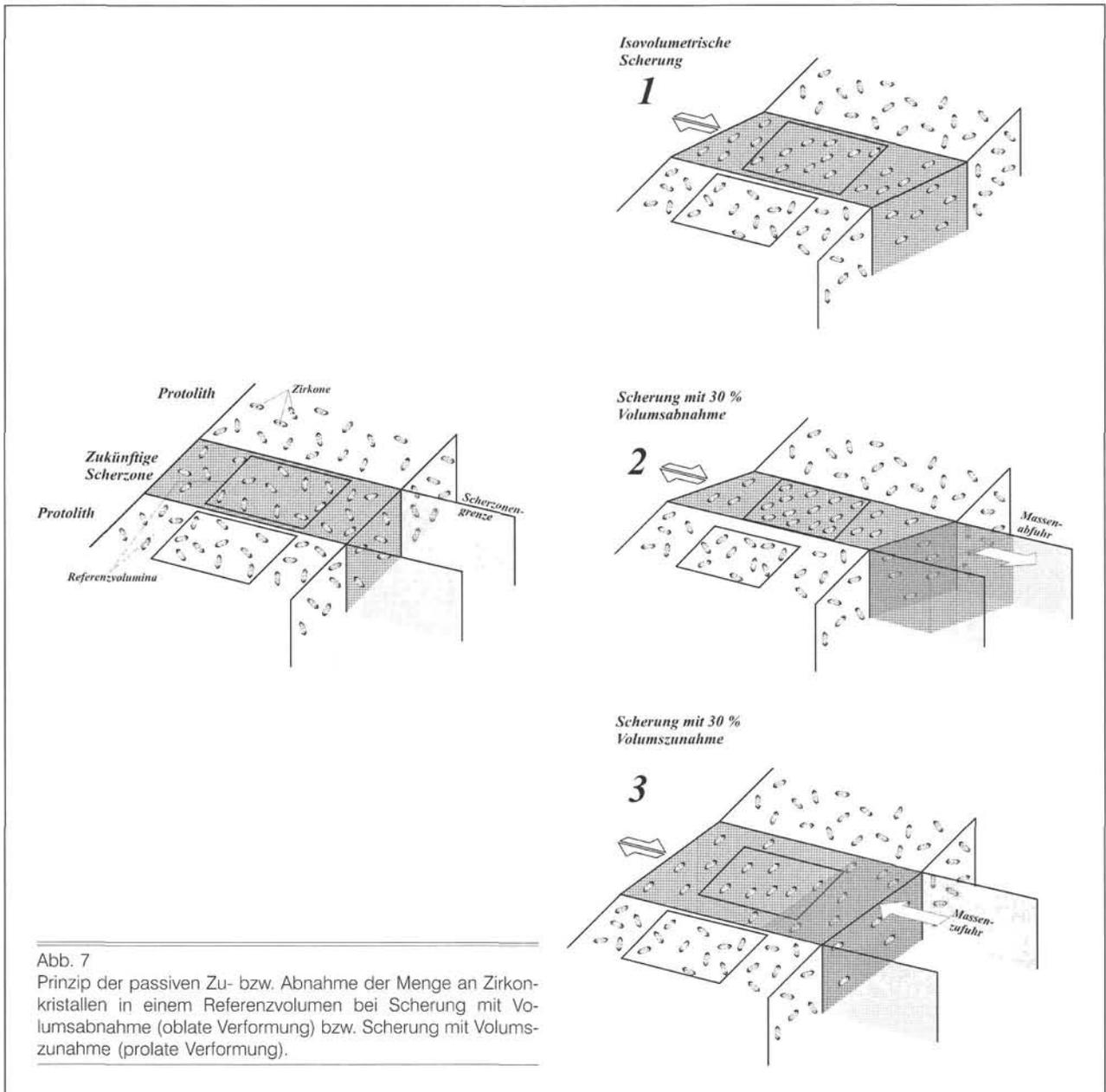


Abb. 7
Prinzip der passiven Zu- bzw. Abnahme der Menge an Zirkonkristallen in einem Referenzvolumen bei Scherung mit Volumsabnahme (oblate Verformung) bzw. Scherung mit Volumszunahme (prolate Verformung).

Aus den genormten Zirkonzahlen wurde für beide Gesteinstypen ein Mittelwert berechnet. Da nach obiger Theorie das Verhältnis der mittleren Anzahl der Kristalle in Mylonit und Protolith umgekehrt proportional zum Verhältnis der Volumina der beiden Gesteinskörper ist, gilt folgende Gleichung:

$$\frac{N_{\text{Zirkon}}^{\text{Mylonit}} (V^{\text{ref}})}{N_{\text{Zirkon}}^{\text{Protolith}} (V^{\text{ref}})} = \frac{V^{\text{Protolith}}}{V^{\text{Mylonit}}} \quad (2)$$

Damit kann unmittelbar die im Zuge der Scherdeformation erfolgte Volumsveränderung kalkuliert werden:

$$\Delta V = \left(\frac{V^{\text{Mylonit}}}{V^{\text{Protolith}}} - 1 \right) \cdot 100[\%] \quad (3)$$

$\Delta V < 0$ Volumsabnahme
 $\Delta V > 0$ Volumszunahme

4. Petrographie und Mineralchemie der Gesteinsproben

4.1 Protolith und schwach- bis mittelgradig deformierte Protomylonite

Die Modalanalyse des direkt an die Scherzone angrenzenden Protholithgesteines (Probe P im Transekt der Abb. 3) ergab eine deutliche Vorherrschaft von Plagioklas mit 40 bis 50 Vol.-%, gefolgt von Biotit und Hornblende mit zusammen 25 bis 30 Vol.-% und Quarz mit 15 bis 20 Vol.-%. Kalifeldspat ist in den untersuchten Proben nur untergeordnet mit etwa 5 Vol.-% enthalten (Abb. 8). Die Plagioklase prägen in Form 0,5 bis 1 cm großer, hypidiomorpher bis idiomorpher Kristalle das Dünnschliffbild (Abb. 3). Einzelne Körner zeigen zum Teil randliche Lösungserscheinungen und Anwachssäume. Die magmatische Zonierung in Form eines idiomorphen Schalenbaues ist an einigen Kristallen

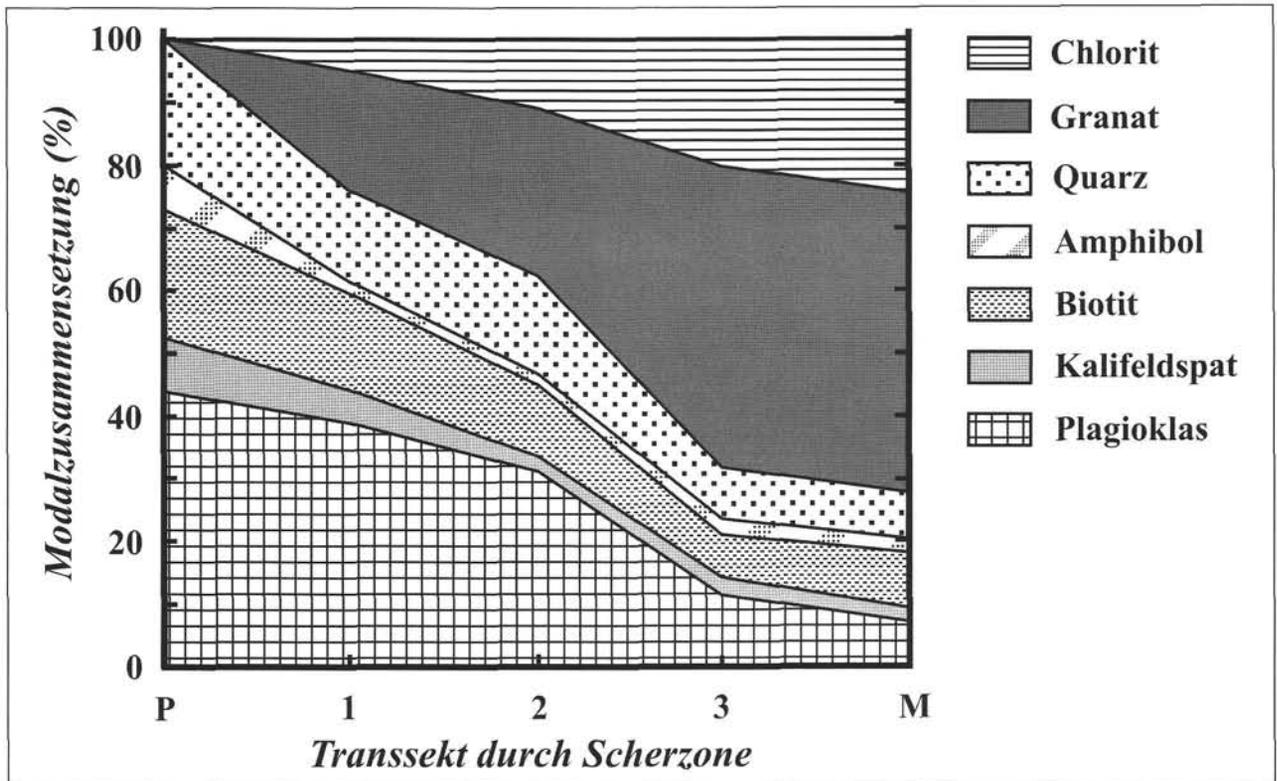


Abb. 8
Veränderung der Mineralzusammensetzung mit zunehmendem Deformationsgrad. Überwiegen im Metatonalit noch die Feldspatphasen und Quarz, so dominieren im Mylonit hauptsächlich Granat sowie der retrograd gebildete Chlorit (Probenbezeichnungen korrelieren mit dem Transsekt in Abb. 3).

noch deutlich zu erkennen, wobei die Anorthit-Gehalte zwischen 25 und 35% schwanken. Das auffallendste Merkmal zahlreicher Plagioklase sind die Entmischungs-Mikrolithen, die den Kristall entweder gleichmäßig durchsetzen bzw. den ursprünglichen Zonarbau durch eine stärkere Füllung der Kerne oder in ringförmigen Kränzen nachzeichnen. KARL (1959) deutete diese Einschlussphasen als sekundäre Entmischung aus ursprünglich anorthitreichen, primärzonaren Plagioklaskörnern. Die Mikrolithen werden im Wesentlichen aus Klinozoisit und Zoisit gebildet. Die 2 bis 4 mm grossen Biotite bilden oft haufenförmige Aggregate und lassen nur sehr selten eine randliche Umwandlung zu Chlorit erkennen. Amphibol tritt in Form bis zu 4 mm großer, hypidiomorpher Körner auf und zeigt einen Pleochroismus von hellgrün (x) bis grün (y). Die Ränder einzelner Kristalle können mitunter stark zerlegt und durch kleine Biotitblättchen und Quarz ersetzt sein. SCHINDLMAYR (1993) ermittelte für die Amphibole Auslöschungswinkel zwischen 14 und 27° und ordnete sie chemisch der Tschermakit-Reihe zu. Die bis zu 2 mm grossen Quarze liegen meist in Form von Aggregaten aus rekristallisierten, buchtig verzahnten Körnern mit felderartiger Auslöschung vor und füllen gemeinsam mit xenomorphem Kalifeldspat bevorzugt die Zwickel zwischen den Großkörnern. Akzessorien des metatonalitischen Ausgangsgesteines sind Zirkon, Apatit, Erz, Titanit, Klinozoisit und Orthit.

Die in der Übergangszone zwischen Protolith und Mylonit liegenden Gesteine (Proben 1 bis 3 im Transsekt der Abb. 3) sind durch progressives Granatwachstum aus Plagioklas und Hornblende gekennzeichnet. Der protomylonitische Mineralbestand wird zudem durch das vermehrte Auf-

treten von retrogradem Chlorit geprägt, welcher bevorzugt an den Granaträndern bzw. im Druckschatten größerer Granatblasten zu beobachten ist. Die Modalzusammensetzung der niedrig- bis mittelgradig deformierten Scherzonenproben kann aus Abb. 8 entnommen werden. Neben einer Verringerung des Plagioklas-, Biotit- und Quarzbestandes ist mit zunehmender Verformung eine Anordnung von Glimmer- und Quarzkristallen in mehreren mm langen Bändern zu registrieren (tektonische Bänderung). Die Quarzbänder bestehen dabei aus buchtig verzahnten Körnern mit nur wenigen μm Durchmesser. Der Bestand an Akzessorien ist identisch mit jenem des Metatonalits.

4.2 Hochgradig deformierter Mylonit im Zentrum der Scherzone

Der durch die Scherdeformation entstandene Granat-Chlorit-Biotit-Schiefer im Zentrum der Scherzone (Probe M im Transsekt der Abb. 3) zeigt eine deutliche Foliation mit kontinuierlicher tektonischer Bänderung. Die Modalanalyse des Gesteins ergibt eine nunmehr deutliche Dominanz von Granat mit 45 bis 50 Vol.-%, gefolgt von Chlorit mit 20 bis 30 Vol.-%, Biotit und Quarz (jeweils 8 bis 10 Vol.-%). Relikte des Plagioklases (<5 Vol.-%, Anorthit: 25 bis 35%) aus dem Metatonalit und der magmatischen Hornblende komplettieren die Hauptmineralzusammensetzung. Der Granat tritt in Form subidiomorpher bis idiomorpher, maximal 7 cm (!) großer Kristalle auf (Abb. 3), welche eine bisweilen deutliche chemische Zonierung aufweisen können (Abb. 9 und Tab. 2). Während der Almandin- und Pyropgehalt vom Kern zum Rand hin einen Anstieg verzeichnen, fällt die Grossular-

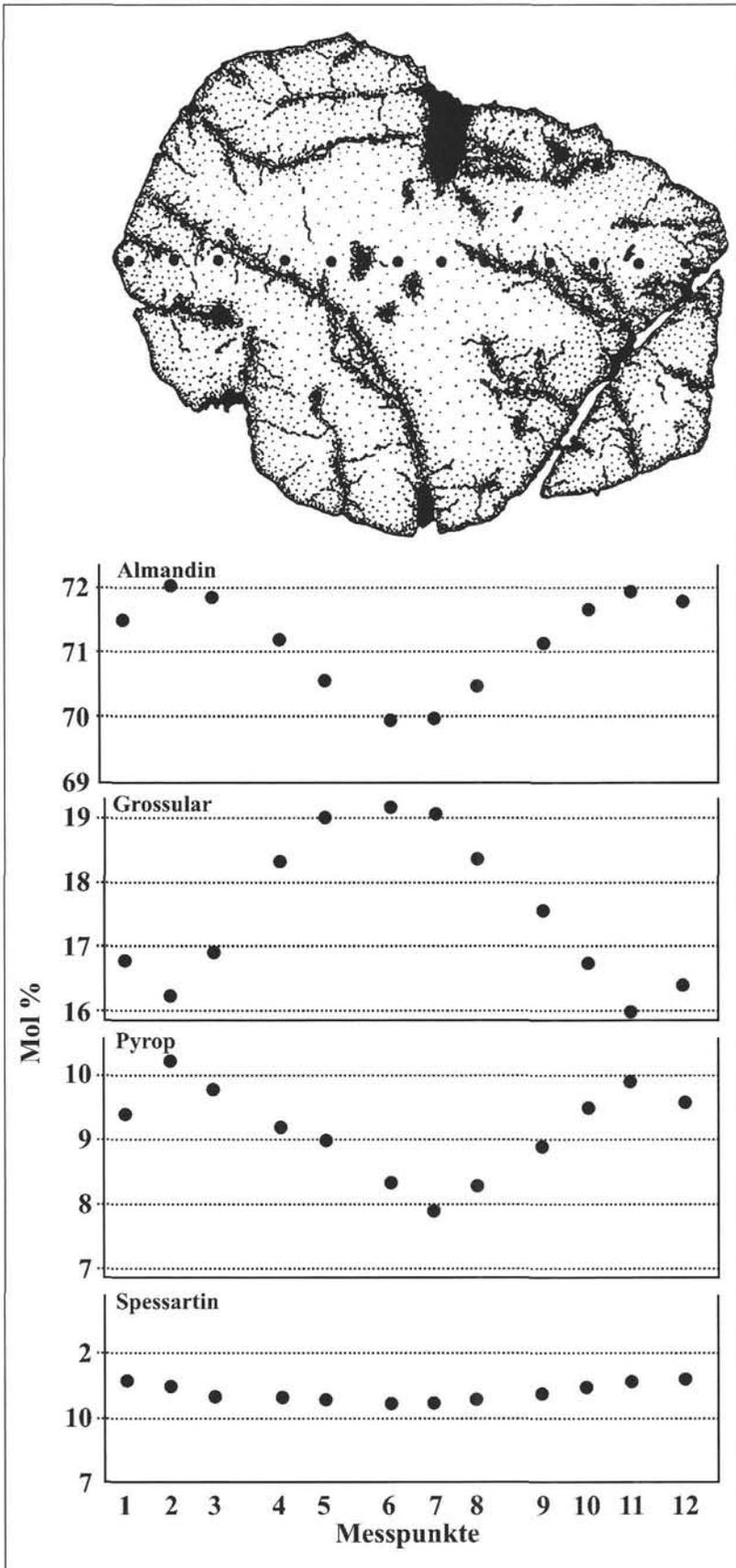


Abb. 9
Chemisches Profil durch einen Granatblasten (Durchmesser ca. 1 cm, Abstände zwischen einzelnen Messpunkten: ca. 1 mm).

konzentration ab. Der Spessartingehalt bleibt über das gesamte Profil annähernd konstant. Randlich kann mit Ausnahme der Spessartinkomponente eine geringfügige Umkehr des Konzentrationsverlaufes beobachtet werden (Abb. 9). Als Einschlussphasen in den Granatblasten treten vorwiegend Biotit, Amphibol, Chlorit, Plagioklas, Quarz, Rutil, Chloritoid, Ilmenit und Zirkon auf.

Der Granat wirkt als Rigidkomponente während späterer Phasen der Deformation, weshalb sich an der jeweils druckgewandten Seite bis zu 3 cm lange Druckschatten aus Chlorit und Quarz ausbilden. Biotit tritt einerseits als mit dem Granat koexistierende Phase auf und ist andererseits in den Glimmerbändern des Gesteins in Form kleingewachsener Kristalle (100-500 μm) vorzufinden. Das $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ -Verhältnis im Biotit reicht von 0,40 bis 0,65 mit durchschnittlich 2,70 Si_{Tet} pro Formeleinheit (Tab. 2). Chlorit bildet neben den Druckschatten auch strahlenförmige, um Granatkristalle herum wachsende Bündel von mehreren mm Länge aus und ist zusätzlich an der tektonischen Bänderung beteiligt. Das Mineral entstand ausschliesslich durch retrograden Abbau von Granat und Biotit und zeigt aus diesem Grund auch ähnliche $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ -Werte wie seine Ausgangsminerale (0,40 bis 0,60; Tab. 2). Quarz ist häufig in Bändern und linsenförmigen Aggregaten aus rekristallisierten Körnern $<50 \mu\text{m}$ zu beobachten. Die Korngrenzen innerhalb solcher Anhäufungen sind buchtig verzahnt. Akzessorische Phasen des Granat-Chlorit-Biotit-Schiefers sind Titanit, Zirkon, Apatit, Rutil und Ilmenit.

4.3 Druck- und Temperaturbedingungen während der Deformation

Die Berechnungen von Druck und Temperatur wurden nach der Analyse koexistierender Mineralpaare mit Hilfe des Computerprogrammes TWEEQ (BERMAN, 1991) durchgeführt. Während die randlich mit Granat koexistierenden Mineralphasen (Biotit, Plagioklas, Amphibol, Quarz) P-T-Werte liefern, welche sich nach der Hauptphase des Granatwachstums eingestellt haben, können anhand der teilweise zahlreichen Einschlüsse (siehe voriges Kapitel) jene während der Blastese herrschenden Bedingungen näherungsweise rekonstruiert werden. Die Analyse der Randparagenesen und nachfolgende Verarbeitung mit TWEEQ ergab Temperaturen von 530

Tab. 2
Repräsentative Mikrosonden-Analysen der im hochdeformierten Mylonit enthaltenen mineralischen Hauptbestandteile.

| Mineral | Granat | | Biotit | | Plagioklas | | Chlorit | |
|--------------------------------|--------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | Kern | Rand | a | b | a | b | a | b |
| SiO ₂ | 37,86 | 38,66 | 34,05 | 37,54 | 61,71 | 60,48 | 25,34 | 25,28 |
| TiO ₂ | 0,08 | 0,09 | 0,41 | 1,22 | ----- | ----- | 0,05 | 0,08 |
| Al ₂ O ₃ | 21,05 | 21,35 | 17,22 | 19,46 | 23,80 | 24,65 | 21,66 | 21,32 |
| FeO | 31,88 | 29,75 | 25,82 | 16,98 | 0,06 | 0,09 | 26,49 | 24,46 |
| MgO | 2,46 | 3,03 | 8,86 | 11,90 | ----- | ----- | 14,88 | 17,06 |
| MnO | 0,58 | 0,37 | ----- | 0,13 | ----- | ----- | 0,11 | 0,09 |
| CaO | 5,92 | 6,88 | 0,06 | 0,08 | 4,86 | 6,50 | ----- | ----- |
| K ₂ O | ----- | ----- | 9,84 | 9,02 | 0,09 | 0,07 | ----- | ----- |
| Na ₂ O | ----- | ----- | 0,10 | 0,30 | 8,85 | 7,95 | ----- | ----- |
| Total | 99,83 | 100,14 | 96,36 | 96,64 | 99,37 | 99,74 | 88,53 | 88,29 |
| Si | 3,02 | 3,04 | 2,67 | 2,76 | 2,75 | 2,70 | 5,32 | 5,27 |
| Ti | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,07 | ----- | ----- | 0,01 | 0,01 |
| Al | 1,98 | 1,98 | 1,59 | 1,69 | 1,25 | 1,30 | 5,36 | 5,24 |
| Fe | 2,13 | 1,96 | 1,69 | 1,05 | 0,01 | 0,01 | 4,65 | 4,26 |
| Mg | 0,29 | 0,36 | 1,04 | 1,31 | ----- | ----- | 4,65 | 5,30 |
| Mn | 0,04 | 0,03 | ----- | 0,01 | ----- | ----- | 0,02 | 0,02 |
| Ca | 0,51 | 0,58 | 0,01 | 0,01 | 0,23 | 0,31 | ----- | ----- |
| K | ----- | ----- | 0,98 | 0,85 | 0,01 | 0,01 | ----- | ----- |
| Na | ----- | ----- | 0,01 | 0,04 | 0,77 | 0,69 | ----- | ----- |
| Total | 7,98 | 7,96 | 8,01 | 7,79 | 5,02 | 5,01 | 20,01 | 20,10 |
| Fe/(Fe+Mg) | 0,88 | 0,84 | 0,62 | 0,44 | ----- | ----- | 0,50 | 0,45 |

± 20 °C und Drücke von $5,5 \pm 1$ kbar. Für die Einschlussphasen konnten ebenfalls Gleichgewichtstemperaturen zwischen 520 und 570 °C errechnet werden. Die Druckwerte zeigen vom Granatzentrum (9 ± 1 kbar) zum Rand hin (7 ± 1 kbar) eine deutliche Abnahme. Die Ergebnisse der geothermobarometrischen Studien sind in Abb. 10 zusammengefasst und stehen in gutem Einklang mit jenen von SELVERSTONE et al. (1991), welche eine mineralogisch ähnlich entwickelte Scherzone im nahegelegenen Stillup Tal untersuchten. Die berechneten Werte belegen, dass das Granatwachstum unter Bedingungen einer nahezu isothermalen Dekompression stattfand. Das Fehlen interner helizitischer Gefüge weist weiters darauf hin, dass während dieser Blastese noch keine oder nur eine geringfügige Scherbewegung (oblate Deformation, siehe oben) stattgefunden hat, sondern diese weitestgehend erst nach Beendigung der Granatkristallisation eingesetzt hat (verbunden mit dem Hebungsprozess). Die sinistrale Scherbewegung wird durch die retrograd gebildeten, asymmetrischen Chlorit-Druckschatten belegt. Da von diesem Ereignis keine P-T-Informationen gewonnen werden konnten, wurde es in Abb. 10 durch eine strichlierte Linie mit Fragezeichen festgehalten. Nach dem Schereignis erfolgte schließlich noch der randliche Abbau von Granat zu Chlorit und die Ausbildung von Corona-Strukturen. Insgesamt weisen die gewonnenen P-T-Daten auf amphibolitfaziale Bedingungen

während der Granatbildung hin, welche von einem grünschieferfaziellen Ereignis während des Hebungsprozesses abgelöst wird.

5. Geochemische Untersuchungen

5.1 Gesteinschemie der verschiedenen Deformationsstadien

Homogenität von Protolith- und Mylonitgestein: Die geochemische Analyse von Ausgangs- und Endprodukt der Scherdeformation erbrachte eine jeweils nur geringfügige Variabilität nahezu aller Elementkonzentrationen (Abb. 5), wodurch beiden Gesteinen die für Massenbilanzierungen notwendige Homogenität bescheinigt werden kann. Demnach pendeln sich diese Konzentrationsschwankungen bei den meisten Oxiden bzw. Elementen zwischen 2 und 15% ein. Lediglich bei Na₂O und K₂O im Metatonalit sowie bei CaO, Na₂O, K₂O und Sr im Schiefer sind Schwankungen jenseits der 15% zu beobachten. Die Konzentrationen von Zr und Al zeigen in den betrachteten Gesteinen Schwankungen von maximal 8% und erscheinen deshalb für nachfolgende quantitative Aussagen als geeignet:

Variation der Gesteinschemie in der Scherzone: Wie Tab. 1 entnommen werden kann, kommt es entlang ei-

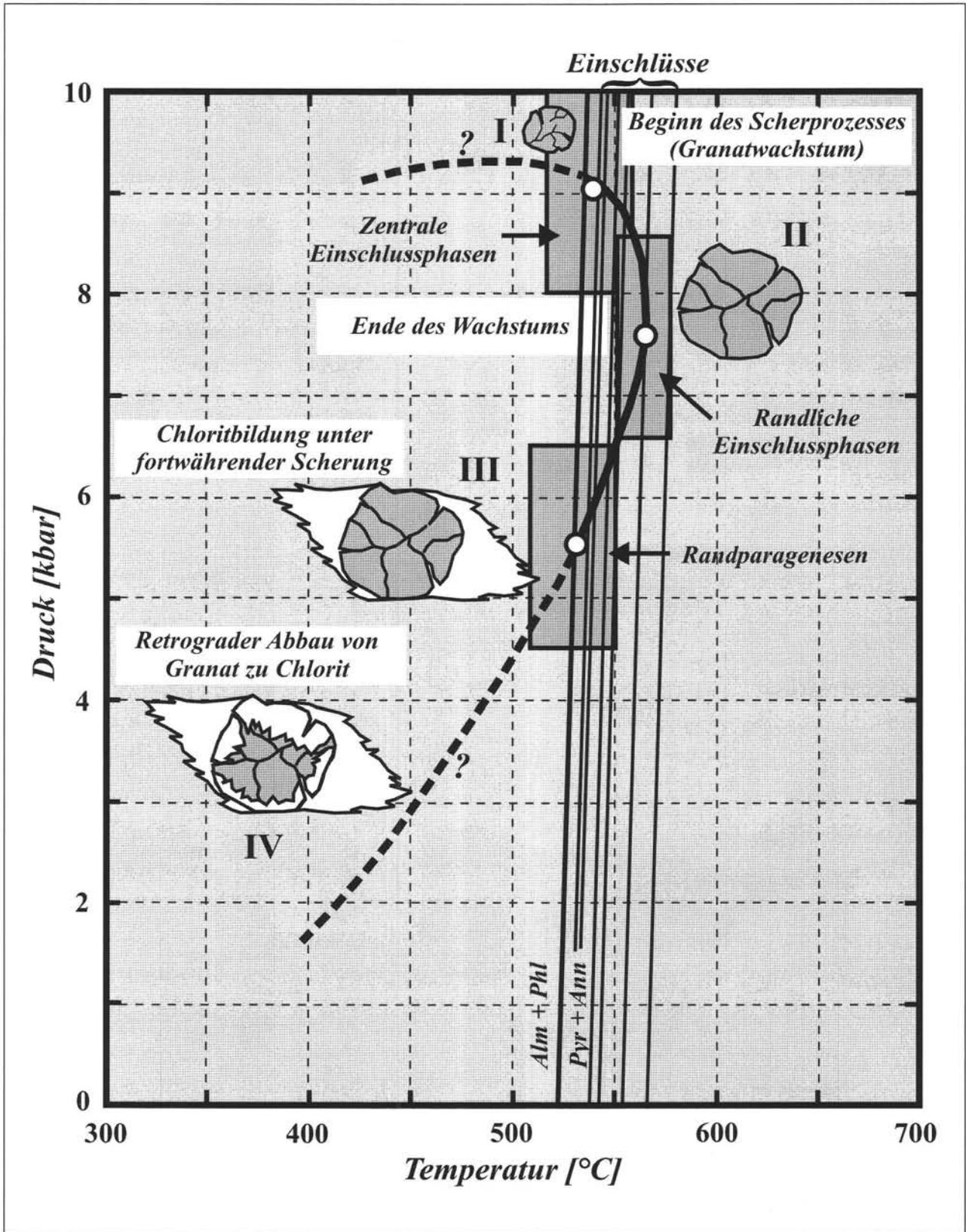


Abb. 10
Ergebnisse der geothermobarometrischen Untersuchungen. Die einzelnen Punkte im P-T-Feld wurden nach chemischer Analyse koexistierender Mineralphasen mit Hilfe des Programmes TWEEQ (BERMAN 1991) ermittelt. P-T-Bedingungen während des Granatwachstums (Stadien I-IV) wurden anhand von chemischen Granatprofilen und Analysen von Einschlussphasen abgeschätzt und werden als nahezu isotherm angenommen. Über den Beginn des Scherprozesses sowie den Hebungsprozess mit einhergehendem retrograden Granatabbau konnten keine P-T-Daten gewonnen werden. Der P-T-Pfad wurde hier jeweils mit Fragezeichen versehen.

nes vom Protolithgestein ausgehenden und im Zentrum der Scherzone endenden Transsektes zu einer signifikanten Verringerung der Absolutgehalte von Si, Ca, Na und Sr, während die Elemente Al, Fe, Mg, K, Rb und Zr deutlich ansteigen. Für die übrigen analysierten Elemente lassen sich keine eindeutigen Trends festhalten, jedoch können manchmal – wie im Falle von Ba – erhebliche Fluktuationen der Konzentrationen beobachtet werden.

Die drei allgemein als immobil geltenden Elemente Al, Zr und Ti zeigen vom Rand zum Zentrum der Scherzone eine Erhöhung ihrer Konzentration von 15 zu 50%. Die sehr deutliche Senkung des SiO₂-Gehaltes von etwa 60 Gew.-% im Protolith auf 40 Gew.-% im hochdeformierten Schiefergestein spiegelt gemeinsam mit dem Anstieg der Fe₂O₃- und MgO-Werte auf das Dreifache ihrer Ausgangskonzentrationen die erfolgte Transformation eines Si-reichen Granitoids in einen Schiefer mit niedrigem Si-Gehalt und Dominanz von Fe-Mg-Mineralen wider. Die Konzentrationen von Ba, K₂O und Rb schwanken in sehr ähnlicher Weise entlang des Transsektes, wobei die Gehalte von Biotit und Helglimmer, welche die Hauptträger dieser Elemente sind, ebenfalls ähnlichen Fluktuationen unterliegen. Dieser Umstand mag auf einen unterschiedlich starken retrograden Abbau der Glimmerminerale zu Chlorit zurückzuführen sein. Während dieser Transformation wurden die inkompatiblen, jedoch mobilen Elemente Ba, K und Rb in einer Fluidphase ab-

transportiert. Der Gehalt an Kristallwasser wird im Zuge der Deformation etwa verdreifacht (siehe GV-Werte in Tab. 1) und zeigt damit eine signifikante Zunahme H₂O-hältiger Mineralphasen an

5.2 Massenbilanzierung anhand geochemischer Daten

Um in Abb. 5 alle analysierten Elemente darstellen zu können, war die Verwendung von Skalierungsfaktoren notwendig. Die immobil Elemente Al, Zr und Ti definieren die Isokone; zusätzlich wurden in das Diagramm noch die Linien konstanter Masse und konstanten Volumens eingetragen. Wie im Graphen ersichtlich ist, wurden Fe, Rb, Mg und K während des Deformationsprozesses angereichert, vor allem Si, Nb, Sr, Ca und Na wurden hingegen zu einem beträchtlichen Teil mit der Fluidphase abtransportiert. Mn plottet direkt auf der Isokone und scheint damit durch eine Immobilität während der Alteration gekennzeichnet zu sein.

Eventuelle Volumsveränderungen zwischen Protolith und Mylonit können nach der folgenden Gleichung berechnet werden:

$$V^M/V^P = (M^M/M^P)(\rho^P/\rho^M) \quad (4)$$

V^M, V^P Volumen von Mylonit und Protolith
 M^M, M^P Masse von Mylonit und Protolith
 ρ^M, ρ^P Dichte von Mylonit und Protolith

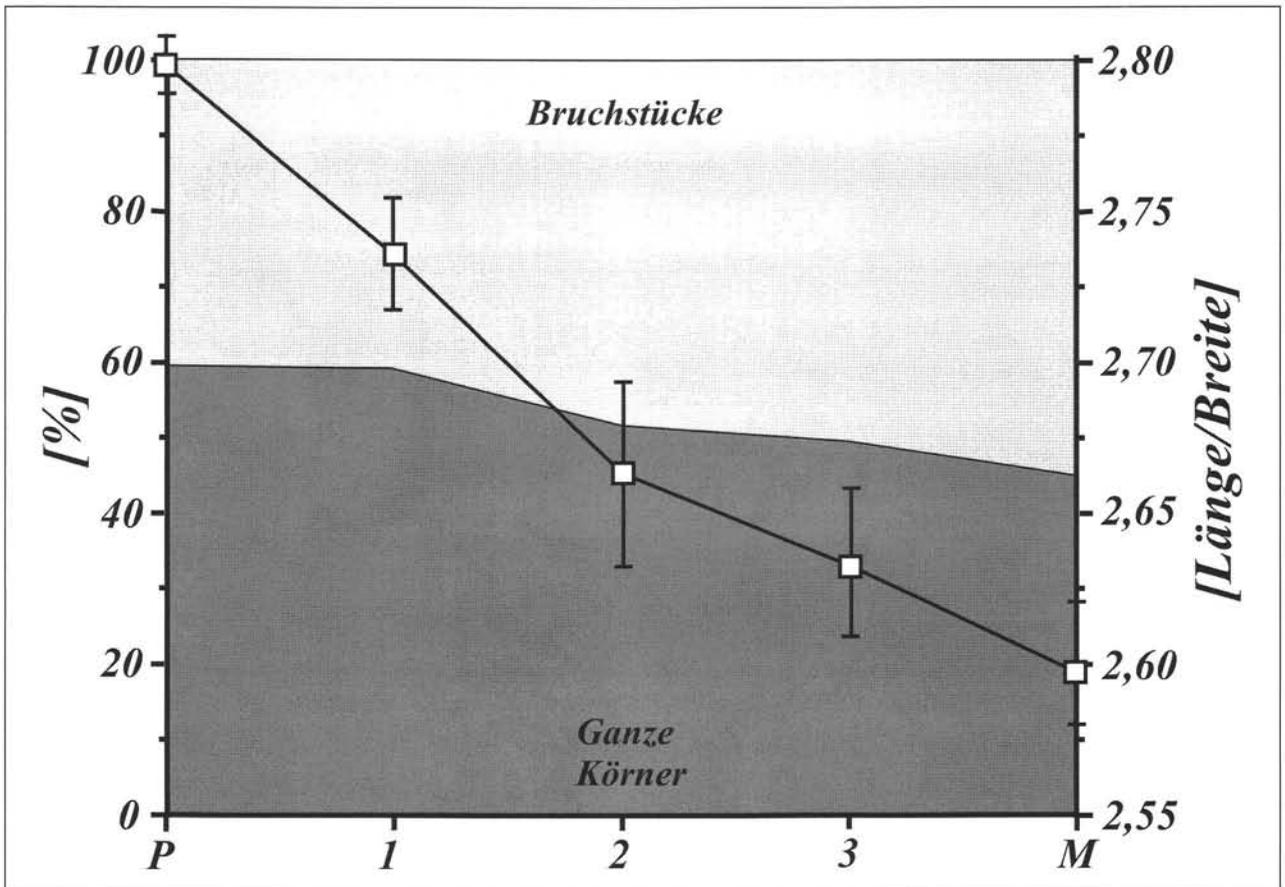


Abb. 11
 Prozentueller Anteil unzerbrochener Kristalle und Bruchstücke in Protolith (P), 3 Protomylonitvarietäten (1-3) und Mylonit (M). Im Diagramm ist zusätzlich die Veränderung des mittleren Längen/Breiten-Verhältnisse mit zunehmendem Deformationsgrad dargestellt. Die Länge der Fehlerbalken entspricht jeweils 2%.

Der Quotient M^M/M^P entspricht dem Kehrwert der Steigung der Isokone. Die Dichte von Ausgangsgestein und Mylonit beträgt $2,87 \text{ g/cm}^3$ bzw. $3,20 \text{ g/cm}^3$. Nach Einsetzen aller Bekannten in obige Gleichung konnte für V^M/V^P ein Wert 0,71 ermittelt werden, welcher mit einem Volumsverlust von 29% während des Scherprozesses gleichzusetzen ist. Das erhaltene Ergebnis deutet auf eine negative Dilatation hin, deren Dimension proportional zum Deformationsgrad ansteigt. Zudem kann dieses Resultat gut mit jener während der Granatblastese vorherrschenden Verformung vom Plättungstyp in Einklang gebracht werden.

6. Untersuchung des akzessorischen Zirkons

Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten, detaillierten Zirkonstudien beinhalteten einerseits typologische Untersuchungen zur Klärung der Verwandtschaftsbeziehung zwischen Metatonalit und Granat-Chlorit-Biotit-Schiefer und andererseits quantitative Separationsmethoden als neue Technik zur Massenbilanzierung in duktilen Scherzonen.

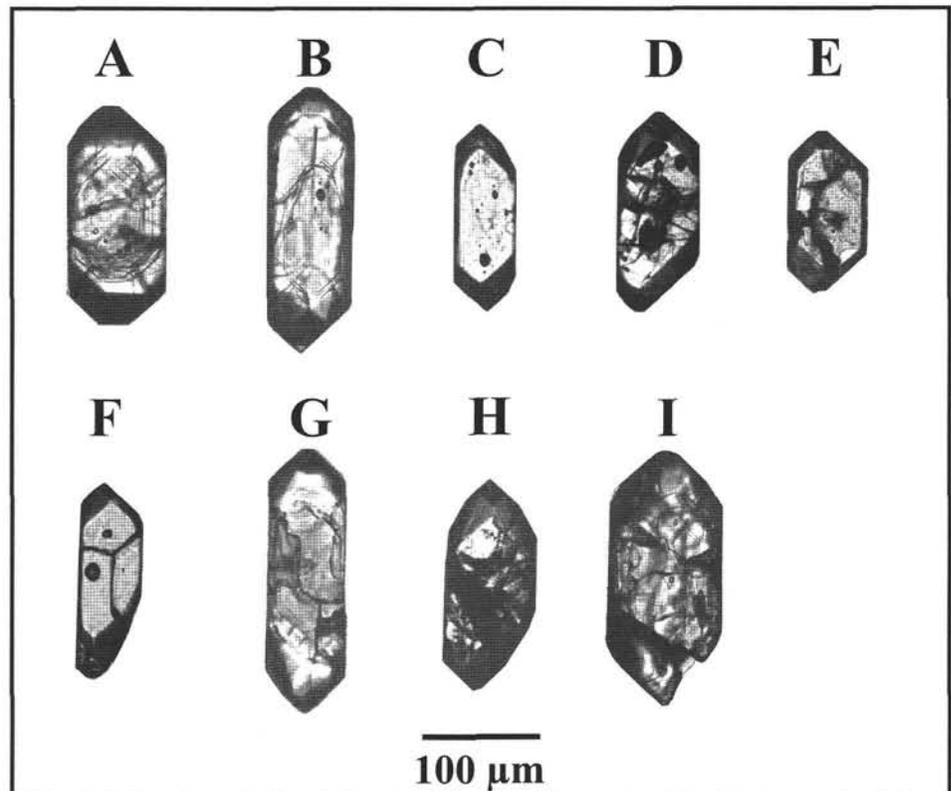
6.1 Zirkontypologie und -größe in einzelnen Deformationsstadien der Scherzone

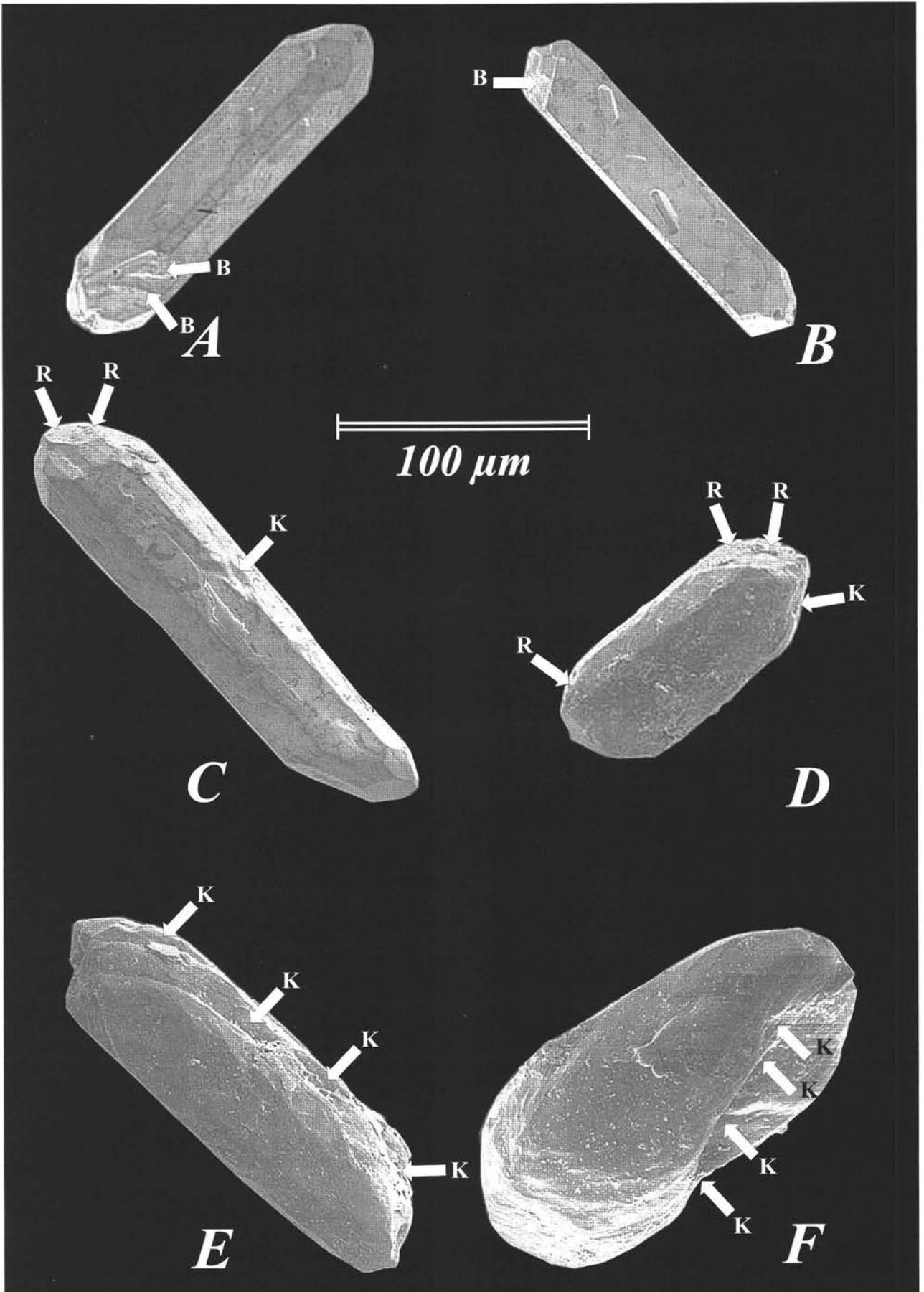
Aus Abb. 6B lässt sich entnehmen, dass in allen untersuchten Gesteinsproben dieselben Kristalltypen dominieren bzw. ähnliche Häufigkeitsverteilungen einzelner Subtypen vorliegen, weshalb Protomylonite und Mylonit genetisch eindeutig dem metatonalitischen Granitoid zugeordnet werden können. Im Detail kann eine Vorherrschaft der

vier Subtypen S_{19} , S_{20} , S_{24} und S_{25} festgehalten werden, deren Häufigkeiten jeweils zwischen 10 und 20% der Gesamtpopulation ausmachen (Abb. 6B). Einer dieser Subtypen kann manchmal auch zu mehr als 20% im Gestein enthalten sein. Morphologisch sind diese Zirkontypen durch ein vorherrschendes $\{100\}$ -Prisma und durch eine mäßig bis deutlich dominierende flache Pyramide $\{101\}$ gekennzeichnet. Die im Diagramm angrenzenden Subtypen treten in ihrer Häufigkeit klar zurück und überschreiten meist nicht die 5%-Marke (Abb. 6B).

Die im Diagramm der Abb. 11 zusammengefassten Ergebnisse zeigen, dass der Länge/Breite-Quotient der Zirkone im Protolith den Wert 2,80 hat und mit zunehmender Deformation kontinuierlich sinkt. Im Mylonit schließlich erreicht er einen Wert von 2,59. Demzufolge liegt eine Abnahme der Kristalllängen infolge mechanischer und chemischer Prozesse (Rundung, Korrosion, usw.; siehe unten) vor. Die Längen der untersuchten Zirkone schwanken zwischen 100 und 200 μm . Vor allem größere Kristalle zerbrechen während des Scherprozesses meist in zwei oder mehrere Stücke. Dadurch kommt es zu einer Erhöhung des Anteils zerbrochener Zirkone von 42% im Metatonalit auf 59% im Granat-Chlorit-Biotit-Schiefer (Abb. 11). Bei dieser Analyse muss jedoch immer berücksichtigt werden, dass ein gewisser Anteil an Bruchstücken durch das Aufbereiten der Gesteinsproben zustande kommen kann, wodurch sowohl im Protolith als auch im Mylonit eine Überschätzung der Menge an Zirkonfragmenten bedingt wird. Durch REM-Untersuchungen können in den meisten Fällen metamorph bedingte Zerbrechungen von solchen unterschieden werden, welche durch die Gesteinaufbereitung entstanden sind. Eine statistische Auswertung von Zirkon-Bruchflächen im Elektronenmikroskop ergibt, dass etwa 5 bis 10% aller Bruchstücke künstlich entstanden sind.

Abb. 12
Lichtmikroskopische Aufnahmen einiger repräsentativer Zirkonkristalle. Während Kristalle aus Metatonalit (A-C) und Protomylonit-Stadien (D-G) von hoher Idiomorphie gekennzeichnet sind, treten bei Zirkonen des Granat-Chlorit-Biotit-Schiefers (H-I) vermehrt Rundungen der Kristallkanten, Risse an den Oberflächen, Brüche und bisweilen tiefe Korrosionsbuchten auf.





6.2 Veränderungen der Zirkonoberfläche mit steigender Deformation

Während die Kristalle aus dem Metatonalit noch weitestgehend idiomorph mit klar definierten Kristallflächen sind (Abb. 12A-C, Abb. 13A-B), werden die Oberflächen mit zunehmender Deformation immer stärker beansprucht. Dies äussert sich einerseits durch Rundungen der Kristallkanten und Pyramidenspitzen, andererseits durch vermehrte Ausbildung von Rissen entlang einzelner Kristallflächen und daraus resultierendem Ausbrechen von Kristallfragmenten (Abb. 12D-H, Abb. 13C-D). An einzelnen Körnern entstanden im Zuge der einwirkenden Korrosion bis zu 20 μm breite und 10 μm tiefe Buchten (Abb. 12I, 13E-F). Im Mylonit hat diese korrosive Wirkung bei einem geringen Anteil von Zirkonen (ca. 2%) den völligen Verlust der Idiomorphie zur Folge, wodurch eine typologische Klassifikation unmöglich gemacht wird. Die Ausbildung von Anwachssäumen ist im Granat-Biotit-Schiefer nur in sehr seltenen Fällen – konkret bei einem von 150 untersuchten Kristallen – zu beobachten und spielt damit nur eine sehr untergeordnete Rolle. Das Vorhandensein sekundärer, z. B. während des Deformationsprozesses gewachsener Zirkone konnte trotz genauer Untersuchung mehrerer Proben nicht nachgewiesen werden. Sowohl diese Tatsache als auch die in Summe gute Erhaltung der primären Zirkonkristalle erleichtert die Anwendung der unten beschriebenen quantitativen Untersuchungsmethode erheblich.

6.3 Verwendung von Zirkon zur Massenbilanzierung – Ergebnisse

In Tab. 3 sind die Ergebnisse der quantitativen Zirkonuntersuchungen und nachfolgenden Massenbilanzierung aufgelistet. Demnach konnten aus dem metatonalitischen Ausgangsmaterial durchschnittlich $255,89 \times 10^4$ Zirkone/1000 cm^3 extrahiert werden (Standardabweichung: $\pm 10,20\%$), aus dem hochdeformierten Mylonit hingegen im Mittel $390,31 \times 10^4$ Kristalle/1000 cm^3 ($\pm 9,85\%$). Beim Protolith wurde eine Probe als „Ausreisser“ bewertet, beim Mylonit zwei. Die Auszählergebnisse dieser Proben wurden nicht in die Mittelwertberechnungen miteingebunden. Das Verhältnis der Volumina zwischen Protolith und Mylonit ergibt nach Gleichung (2):

$$\frac{N_{\text{Zirkon}}^{\text{Mylonit}} (V^{\text{ref}})}{N_{\text{Zirkon}}^{\text{Protolith}} (V^{\text{ref}})} = \frac{390,31 \cdot 10^4}{255,89 \cdot 10^4} = 1,53 = \frac{V^{\text{Protolith}}}{V^{\text{Mylonit}}}$$

Die durch Scherdeformation verursachte Volumsveränderung beträgt nach Gleichung (3):

$$\Delta V = (0,65 - 1) \cdot 100 = -35\% [\pm 14.1\%]$$

Die gewonnenen Ergebnisse zeigen – wie schon im Falle der Massenbilanz anhand geochemischer Daten – eine signifikante Abnahme des Volumens (negative Volumsdilatation) infolge ausgedehnter Alterationsprozesse während der Scherdeformation.

7. Diskussion

In unserer Studie haben wir die Bedeutung von akzessorischem Zirkon zum Nachweis der Verwandtschaftsbeziehungen zwischen Ausgangsgestein und hochdeformiertem Mylonit in einer duktilen Scherzone nachgewiesen und die Verwendbarkeit des Minerals zur Massenbilanzierung erörtert. Für die erste Fragestellung bietet sich Zirkon vor allem aufgrund seiner hohen Resistenz bei niedrig- bis mittelgradiger Metamorphose und der damit verbundenen weitgehenden Beibehaltung der Idiomorphie an. Der auf dem Typologiemodell von PUPIN (1980) basierende Vergleich der Zirkonpopulationen von Protolith und Mylonit kann in weiterer Folge als eindeutiger Nachweis für die genetische Beziehung zwischen den beiden Gesteinphasen herangezogen werden. Im konkreten Falle konnte der Granat-Chlorit-Biotit-Schiefer im Zentrum der untersuchten Scherzone, welcher makroskopisch eher einem pelitischen Einschlusskörper als den umgebenden Granitoiden zuzuordnen wäre, mit dieser Methode eindeutig als Deformationsprodukt des im Untersuchungsgebiet dominierenden Metatonalites identifiziert werden. Die Methode konnte bereits zuvor mehrmals erfolgreich zum Nachweis genetischer Beziehungen zweier Gesteinskörper verwendet werden. So gelang es beispielsweise STURM (1995) in einer mehrere 100 m breiten, amphibolitfaziellen Scherzone des westlichen Mühlviertels, in welcher nur der feinkörnige Ultramylonit zutage tritt, durch zirkontypologische Untersuchung der umgebenden Gesteinskörper eine eindeutige Identifizierung des Protolithmaterials durchzuführen. NEUMAYR (1989) erkannte mit Hilfe vergleichender Zirkonuntersuchungen Paragneise, die auf Zentralgneisen des östlichen Tauernfensters auflagern, als autochthone Sedimente. STEYRER & STURM (1995, 2002) schließlich gelang durch genaue Untersuchungen der Zirkontypologie, als Protolithmaterial eines kataklastisch überprägten Ultramylonits (Miéville, Aguille Rouge Massiv) einen etwa 100 Meter weit entfernten Granodiorit nachzuweisen.

Die im Rahmen dieser Arbeit vorgestellte Verwendung von akzessorischem Zirkon zur Massenbilanzierung in duktilen Scherzonen basiert auf der Annahme, dass einzelne Kristalle infolge ihrer Resistenz von metamorphen Umwandlungsprozessen weitestgehend unberührt bleiben und deshalb bei Volumsveränderungen entweder passiv an- oder abgereichert werden. Bereits VOLL (1960) diskutierte das Phänomen der passiven Anreicherung hoch resistenter akzessorischer Mineralphasen in duktilen Scherzonen mit Volumsabnahme, führte jedoch keine konkreten Quantifizierungen durch. BEHRMANN (1986) konnte ebenfalls eine derartige Anreicherung nachweisen und nützte diese in weiterer Folge für Volumsbilanzierungen. Seine Theorie findet jedoch nur Anwendung für Gesteine, in welchen die Mineralneubildung durch Drucklösungs- und Diffusionsprozesse erfolgt.

Für den dargestellten Fall ergab die vorgestellte Methode eine Volumsabnahme des Scherproduktes gegenüber dem metatonalitischen Protolith um $35 \pm 14\%$. Unterstützt wird dieses Resultat durch die Ergebnisse der geochemischen Massenbilanzierung mit Hilfe der von GRANT (1986) eingeführten graphischen Methode, welche für die Scherdeformation eine Volumsabnahme von 29% erbringt. Weitere Unterstützung findet dieses Ergebnis durch Verformungsmessungen im Mylonit, welche auf eine Scherung mit deutlich dominierender Plättungskomponente (oblate Deformation) hinweisen. Diese Ergebnisse deuten insgesamt auf eine

← Abb. 13

Untersuchungen der Zirkonoberflächen im Rasterelektronenmikroskop (A-C: Protomylonite, D-F: Mylonit). Abkürzungen: B: Bruchstellen, K: Korrosionsbuchten, R: Rundungen.

Tab. 3

Ergebnisse der quantitativen Zirkonuntersuchungen. Bei der Zählung der Bruchstücke wurden jeweils zwei Pyramiden-Fragmente bzw. ein Prismenfragment als ein einzelner Zirkon gewertet. Die Summe ganzer und zerbrochener Kristalle entspricht daher nie der Gesamtzahl der Zirkone. Mit Stern versehene Analysen wurden nicht in die Statistik mitaufgenommen.

| Gestein | Metatonalit (Protolith) | | | | Grt-Chl-Bt-Schiefer (Mylonit) | | | |
|-------------------|--|--|------------------------------|--|--|--|------------------------------|--|
| | Kristalle ganz (normiert auf 1000 cm ³) x 10 ⁴ | Bruchstücke (Prismen und Pyramiden) x 10 ⁴ | Zerbrochene Kristalle [%] | Gesamtzahl der Zirkone in der Probe x 10 ⁴ | Kristalle ganz (normiert auf 1000 cm ³) x 10 ⁴ | Bruchstücke (Prismen und Pyramiden) x 10 ⁴ | Zerbrochene Kristalle [%] | Gesamtzahl der Zirkone in der Probe x 10 ⁴ |
| 1 | 192 | 92 | 32,39 | 248 | 198 | 194 | 49,49 | 412 |
| 2 | 178 | 105 | 37,10 | 269 | 171 | 235 | 57,88 | 344 |
| 3 | 97* | 79* | 44,89* | 159* | 165 | 217 | 56,81 | 361 |
| 4 | 158 | 126 | 44,37 | 259 | 97* | 142* | 59,41* | 213* |
| 5 | 120 | 86 | 41,75 | 194 | 211 | 286 | 57,55 | 439 |
| 6 | 201 | 134 | 40,00 | 264 | 186 | 229 | 55,18 | 414 |
| 7 | 187 | 127 | 40,45 | 278 | 172 | 259 | 60,09 | 382 |
| 8 | 195 | 96 | 32,99 | 244 | 113* | 98* | 46,45* | 187* |
| 9 | 216 | 131 | 37,75 | 279 | 226 | 287 | 55,95 | 428 |
| 10 | 193 | 110 | 36,30 | 268 | 164 | 259 | 61,23 | 341 |
| Mittelwert | 182,22 | 111,89 | 38,12 | 255,89 | 186,63 | 245,75 | 56,77 | 390,31 |
| Stabw. | 28,21 | 18,20 | 3,95 | 26,10 | 23,03 | 32,89 | 3,57 | 38,41 |
| Stabw. [%] | 15,48 | 16,27 | 10,36 | 10,20 | 12,34 | 13,38 | 6,28 | 9,85 |
| Minimum | 120 | 86 | 32,39 | 194 | 164 | 194 | 49,49 | 341 |
| Maximum | 216 | 134 | 44,88 | 279 | 226 | 287 | 61,23 | 439 |
| Spannweite | 96 | 48 | 12,49 | 85 | 62 | 93 | 11,74 | 98 |

Mineralneubildung bei negativer Volumsdilatation hin, wie sie auch von SELVERSTONE et al. (1991) in einer mineralogisch ähnlichen Scherzone im nahe gelegenen Stillup Tal beschrieben wurde. Dort konnten mittels geochemischer Massenbilanzierung sogar Volumsverluste von bis zu 60% festgehalten werden. Dass extensive Mineralumwandlungsprozesse nicht immer mit ebenso deutlichen Volumsänderungen verbunden sein müssen, zeigt hingegen das von KERRICH et al. (1980) dokumentierte Beispiel der Scherzone in Miéville (SW-Schweiz), wo die Bildung eines von Glimmern dominierten Ultramylonits aus einem mittel- bis grobkörnigen Granit nahezu isovolumetrisch verlief.

Die hier vorgestellte Methode bietet den Vorteil des geringen apparativen Aufwandes und der damit verbundenen kostengünstigen Durchführung. Wesentlich wichtiger erscheint jedoch, dass für die Durchführung der Volumsbilanzierung mit Hilfe des akzessorischen Zircons weitere Fragen nach immobilen und mobilen Elementen unerheblich sind; selbst für Zr könnte theoretisch eine eingeschränkte Mobilität angenommen werden. Elementmobilitäten in Scherzonen waren vor allem in den letzten 25 Jahren Inhalt zahlreicher Publikationen (z. B. BEACH, 1976; WINCHESTER & MAX, 1984; O'HARA & BLACKBURN, 1989; SELVERSTONE et al., 1991; HIPPERTT, 1998) und Thema zahlreicher Kontroversen. So wurde die für Scherzonen in granitischen Gesteinskörper bereits als sicher geltende Al-Immobilität (z. B. VOCKE et al., 1987; O'HARA & BLACKBURN, 1989; SELVERSTONE et al., 1991) erst kürzlich wieder in der experimentellen Arbeit von VIDAL & DURIN (1999), welche den Al-Massentransfer im System $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ bei 400-550 °C und 2 kbar zum Inhalt hatte, angezweifelt. Für die geochemische Massenbilanzierung ist die Identifizierung immobilere Elemente unerlässlich und demzufolge eine bis dato nicht abschätzbare Fehlerquelle. Als Nachteile der Methode müssen ihre relativ hohe Ungenauigkeit sowie die Beschränkung auf Scherzonen in granitoiden Gesteinen mit ausreichendem Gehalt an Zirkonen genannt werden. Wird die Methode zudem alleine, ohne geochemische Vergleichsbilanzierung durchgeführt, so sind nur Aussagen über Volumsveränderungen, nicht jedoch über den Stoffhaushalt insgesamt möglich. In Scherzonen mit sekundärem Zirkonwachstum muss anstelle der Zirkonzahl die Masse an Zirkonen im Protolith und Mylonit ermittelt werden. Bei Scherzonen wie der hier beschriebenen empfiehlt es sich, eine Massenbilanzierung sowohl auf geochemischer Basis als auch basierend auf quantitativen Zirkonanalysen durchzuführen. Erst die Ergebnisse beider Methoden führen zu zuverlässigen Aussagen bezüglich Volumsveränderung während eines duktilen Scherprozesses.

In der vorliegenden Studie ist es gelungen, Zirkon als Indikator für Volumsveränderungen in einer duktilen Scherzone granitischen Ursprungs einzusetzen. Die Ergebnisse der Methode ermutigen durchaus zur Anwendung auf andere Scherzonen mit ähnlichem Protolithmaterial. Eine Verwendung der Methode in hochgradig metamorphen Zonen (obere Amphibolitfazies, Granulitfazies) erscheint zwar nicht unmöglich, ist jedoch in Zukunft noch detaillierten Tests zu unterziehen.

8. Dank

Die Verfasser möchten sich bei Ewald HEJL, Volker HÖCK und Urs KLÖTZLI für die sorgfältigen und konstruktiven Korrekturen der Arbeit bedanken. Die Untersuchung wurde vom Österreichischen

Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung unterstützt (Projekt 9096 an HPS).

Literatur

- BEACH, A., 1976: The interrelations of fluid transport, deformation, geochemistry, and heat flow in early Proterozoic shear zones in the Lewisian complex. – *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, **280**, 569-604.
- BEHRMANN, J. H., 1986: A volume balance method for the estimation of finite deformation. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 449-458.
- BEHRMANN, J. H., 1988: Crustal scale extension in a convergent orogen: the Sterzing-Steinach mylonite zone in the Eastern Alps. – *Geodynamica Acta*, **2**, 63-73.
- BERMAN, R. G., 1991: Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique with petrological applications. – *Can. Mineral.*, **29**, 833-855.
- BOHOR, B. F., BETTERTON, W. J. & KROGH, T. E., 1993: Impact-shocked zircons: discovery of shock-induced textures reflecting increasing degrees of shock metamorphism. – *EPSL*, **119**, 419-424.
- DELOULE, E., CHAUSSIDON, M., GLASS, B. P. & KOEBERL, C., 2001: U-Pb isotopic study of relict zircon inclusions recovered from Muong Nong-type tektites. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **65/11**, 1833-1838.
- DICKIN, A. P., 1988: Evidence for limited REE-leaching from the Rofna-Gneiss, Switzerland – a discussion of the paper by VOCKE et al. (1987, CMP 95: 145-154). – *Contrib. Mineral. Petrol.* **99**, 273-275.
- FRASL, G., 1958: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den Mittleren Hohen Tauern. – *Jahrb. Geol. B.-A.*, **101**, 323-472.
- FRASL, G. & SCHINDLMAYR, A., 1995: Strukturell gut erhaltene 2-Magmen-Gänge sowie mafische Enklaven und Grosskörper in Zentralgneisen des Zillertal-Venediger-Kerns. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **20**, 121-151.
- FRISCH, W., VAVRA, G., WINKLER, M., 1993: Evolution of the Penninic basement of the Eastern Alps. – in Raumer F. J. und Neubauer F.: *Pre-Mesozoic Geology of the Alps* (Springer), 349-360.
- FRY, N., 1979: Density distribution techniques and strained length methods for determination of finite strains. – *J. Struct. Geol.*, **1**, 221-229.
- GRANT, J. A., 1986: The isocon diagram – a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. – *Econ. Geol.*, **81**, 1976-1982.
- GRAY, D. R., 1977: Differentiation associated with discrete crenulation cleavages. – *Lithos*, **10**, 47-65.
- HIPPERTT, J. F., 1998: Breakdown of feldspar, volume gain and lateral mass transfer during mylonitization of granitoid in a low metamorphic grade shear zone. – *J. Struct. Geol.*, **20**, 175-193.
- HÖCK, V., 1983: Mesozoic Ophiolites and non-ophiolitic metabasites in the central part of the Tauern Window (Eastern Alps, Austria). – *Ophioliti*, **8(1)**, 103-126.
- KAMO, S. L. & KROGH, T. E., 2001: Chicxulub crater source for shocked zircon crystals from the Cretaceous-Tertiary boundary layer, Saskatchewan: Evidence from new U-Pb data. – *Geology*, **23/3**, 281-284.
- KARL, F., 1959: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-

graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. – *Jb. Geol. B.-A.*, **102**, 1-192.

KERRICH, R., FYFE, W. S., GORMAN, B. E. & ALLISON, I., 1977: Local modification of rock chemistry by deformation. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **65**, 183-190.

KERRICH, R., ALLISON, I., BARNETT, R. L., MOSS, S. & STARKEY, J., 1980: Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite at Mieville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 221-242.

KÖPPEL, V. & GRÜNENFELDER, M., 1971: A study of inherited and newly formed zircons from paragneisses and granitised sediments of the Strona-Ceneri-Zone (Southern Alps). – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **51**, 385-409.

KÖPPEL, V. & SOMMERAUER, J., 1974: Trace elements and the behaviour of the U-Pb system in inherited and newly formed zircons. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **43**, 71-83.

LAMMERER, B., 1986: Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129**, 51-67.

MORTEANI, G., 1974: Petrology of the Tauern Window, Austrian Alps. – *Fortschr. Mineral.*, **52**, 195-220.

NEUMAYR, P., 1989: Die Leukogranitgneise und ihre Sedimentaflagerung zwischen Rotgüldental und Mureck (Lungau, Salzburg). – *Dipl.-Arb. Univ. Salzburg*, 168 S., 46 Abb., 8 Tab., 2 Beilagen.

O'HARA, K., 1988: Fluid flow and volume loss during mylonitization: an origin for phyllonite in an overthrust setting, North Carolina, U.S.A. – *Tectonophysics*, **156**, 21-36.

O'HARA, K. & BLACKBURN, W. H., 1989: Volume-loss model for trace element enrichments in mylonites. – *Geology*, **17**, 524-527.

PASSCHIER, C. W., 1988: Analysis of deformation paths in shear zones. – *Geol. Rdsch.*, **77**, 309-318.

PUPIN, J. P., 1980: Zircon and granite petrology. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 207-220.

PUPIN, J. P. & TURCO, G., 1975: Typologie du zircon accessible dans les roches plutoniques dioritiques, granitiques et syénitiques. Facteurs essentiels déterminant les variations typologiques. – *Pétrologie*, **1**, 139-156.

RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I., 1983: The techniques of modern structural geology, vol. 1: strain analysis, Academic Press, Oxford, 307 pp.

SCHINDLMAYR, A., 1993: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Zentralgneisgebiet des westlichen Zillertal-Venediger-Kerns (Oberer Zemmgrund, Zillertaler Alpen). – *Unpubl. Dipl.-Arb.*, 153 p., Universität Salzburg.

SELVERSTONE, J., 1985: Petrologic constraints on imbrication, metamorphism, and uplift in the SW Tauern Window, Eastern Alps. – *Tectonics*, **4**, 686-704.

SELVERSTONE, J., MORTEANI, G. & STAUDE, J. M., 1991: Fluid channeling during ductile shearing: transformation of granodiorite into aluminous schist in the Tauern Window, Eastern Alps. – *J. metamorphic Geol.*, **9**, 419-431.

SINHA, A. K., HEWITT D. A. & RIMSTIDT, J. D., 1986: Fluid interaction and element mobility in the development of ultramylonites. – *Geology*, **14**, 883-886.

SPEER, J. A., 1980: Zircon. – In RIBBE, P. H. (ed.): *Reviews in Mineralogy*, 5, Orthosilicates, Mineralogical Soc. Am., 67-112.

STEPHANS, M. B., GLASSON, M. J. & KEAYS, R. R., 1979: Structural and chemical aspects of metamorphic layering development in metasediments from Clunes, Australia. – *Am. J. Sci.*, **279**, 129-160.

STEURER, H. P., STURM, R. & FINGER, F., 1993: Untersuchungen an Zirkonen aus hochdeformierten Graniten der Alpen. – *Europ. J. Min.*, **5**, 193, 251.

STEURER, H. P. & STURM, R., 1995: Behaviour of zircon in a low-grade granite ultramylonite: The case of Mieville, Switzerland. – *Terra nova*, 7, Suppl. 1, 51.

STEURER, H. P. & STURM, R., 2002: Stability of zircon in a low-grade ultramylonite and its utility for chemical mass balancing: the shear zone at Miéville, Switzerland. – *Chem. Geol.* **187** (2), 1-19.

STURM, R., 1995: Geologisch-petrographische Bearbeitung eines cordieritführenden Mylonits und seiner Umrahmung im Bereich des Pfahls, oberösterreichisches Moldanubikum. – *Unpubl. Dipl.-Arb.*, 168 S., Universität Salzburg.

STURM, R., 1999: Physical and chemical changes of Zircons during the formation of mylonites: an example from the Austrian Moldanubicum. – *N. Jb. Miner. Mh.*, 181-192.

VAVRA, G., 1990: On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **106**, 90-99.

VIDAL, O. & DURIN, L., 1999: Aluminium mass transfer and diffusion in water at 400-550 °C, 2 kbar in the K₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O system driven by a thermal gradient or by a variation of temperature with time. – *Min. Mag.*, **63**, 633-648.

VOCKE, R. D., HANSON, G. N. & GRÜNENFELDER, M., 1987: Rare earth element mobility in the Roffna Gneiss, Switzerland. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**, 145-154.

VOLL, G., 1960: New works on petrofabrics. – *Liverpool Manchester Geol. Journ.*, **2**, 503-567.

WAYNE, D. M. & SINHA, A. K., 1988: Physical and chemical response of zircons to deformation. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **98**, 109-121.

WHITE, S. H., BURROWS, S. E., CARRERAS, J., SHAW, N. D. & HUMPHREYS, F. J., 1980: On mylonites in ductile shear zones. – *J. Struct. Geol.*, **2**, 175-187.

WINCHESTER, J. A. & MAX, M. D., 1984. Element mobility associated with syn-metamorphic shear zones near Scotchport, NW Mayo, Ireland. – *J. metamorphic Geol.*, **2**, 1-11.

Manuskript eingegangen am: 23. 11. 2000 ●

Revidierte Version eingegangen am: 05. 03. 2003 ●

Manuskript akzeptiert am: 22. 03. 2003 ●

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Austrian Journal of Earth Sciences](#)

Jahr/Year: 2000

Band/Volume: [93](#)

Autor(en)/Author(s): Sturm Robert, Steyrer Hans Peter

Artikel/Article: [Zirkonquantifizierungen zur Volums- und Massen-bilanzierung in duktilen Scherzonen - eine exemplarische Studie aus dem Zillertal - Venediger Kern \(Hohe Tauern\). 55-76](#)