

## 1) Die älteren synorogenen Granitoide

- 1A) Mittelkörnige S-Typ Biotit-(±Cordierit)-Granite und Granodiorite (z.B. Schärtinger Granit, Peuerbacher Granit, Diatexite der Sauwaldzone und der Mühlzone).
- 1B) Grobkörnige Biotit-(±Amphibol)-Granite, Granodiorite, Quarzmonzonite und Quarzmonzodiorite mit porphyrischen Kalifeldspaten und vielfach mit I-Typ Eigenschaften (z.B. Weinsberger Granit, Schlierengranite, Engerwitzdorfer Granit).

## 2) Die jüngeren spät- bis postorogenen intrusiven Granitoide

- 2A) Fein- bis mittelkörnige, zweiglimmerige S-Typ Leukogranite (z.B. Altenberger Granit, Haibacher Granit)
- 2B) Fein- bis mittelkörnige I-Typ Biotit-Granite bis Granodiorite (Mauthausener Granit, Freistädter Granodiorit)
- 2C) Grobkörnige, zweiglimmerige S-Typ Granite mit porphyrischen Kalifeldspaten (Eisgarner Granit)

In diesen unterschiedlichen Gruppen von Granitoiden sind nun zum Teil auch sehr charakteristische Trachtunterschiede bei den akzessorischen Zirkonen festzustellen, und zwar speziell was die relative Entwicklung der Prismen (100) und (110) sowie der Pyramiden (101) und (211) angeht (Indizes nach PUPIN 1980):

- Die Zirkone der Gruppen 1A, 2A, 2C zeigen hauptsächlich zwei Trachten: {(100) + (110) + (101) + (211)} sowie {(110) + (101) + (211)}. Dabei sind die „steilen“ Pyramiden (211) in der Regel auffällig gut entwickelt, und die „flachen“ (101) Pyramiden eher zurücktretend. Prisma (110) dominiert im allgemeinen größtmäßig gegenüber Prisma (100).

- Die Zirkone aus der Gruppe 1B zeigen normalerweise ebenso flächenreiche Trachten {(100) + (110) + (101) + (211)}, jedoch dominiert hier meist die „flache“ Pyramide (101) gegenüber der „steilen“ (211), und das Prisma (100) gegenüber (110). Nur selten fanden sich Proben von Weinsberger Granit (z.B. im nordöstlichen Oberösterreich) mit Bevorzugung von (110) und (211).
- Die Zirkone aus der Gruppe 2B haben üblicherweise einfachere Kristallformen. Verbreitet ist vor allem die Tracht {(110) + (101)}, jedoch gibt es auch Kristalle, bei denen (100) und/oder (211) hinzutreten. Aber auch bei den letzteren dominieren meist die (110)- und (101)-Flächen. Seltener ist eine ungefähr gleichgroße Entwicklung der beiden Prismen und der beiden Pyramiden oder gar eine Dominanz von (100) oder (211) zu beobachten.

Nach dem morphologischen Zirkonthermometer von PUPIN & TURCO (1972) kann man für die Zirkone der Gruppen 1A, 2A, 2B, 2C Kristallisationstemperaturen im Bereich von ca. 600–750°C annehmen, jedoch für die Zirkone der Gruppe 1B im großen und ganzen höhere Temperaturen (zwischen ca. 750–900°C).

Weiters ist bemerkenswert, daß alle S-Typ Granitoide (Gruppe 1A, 2A, 2C) – trotz unterschiedlicher Altersstellung und Zusammensetzung – durch Zirkonformen mit groß entwickelten „steilen“ (211) Pyramiden gekennzeichnet sind, während demgegenüber in den Granitoiden mit I-Typ-Eigenschaften Formen mit groß ausgebildeten „flachen“ (101)-Pyramiden vorherrschen.

Beobachtungen dieser Art sind in vieler Hinsicht konsistent mit der von PUPIN (1980) postulierten Regel, wonach „steile“ (211)-Zirkonpyramiden in „granites of crustal origin“ dominieren, „flache“ (101)-Pyramiden hingegen in „granites of crustal + mantle“ oder „mantle origin“.

## Untersuchungen an Zirkonen des ostalpinen Grundgebirges zur Lösung geologischer Problemstellungen

F. NEUBAUER, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität, A-8010 Graz.

Zirkone eignen sich infolge ihrer morphologischen Vielfältigkeit zur Unterscheidung von granitoiden Gesteinen wie auch von Sedimentgesteinen. Da primäre morphologische Eigenschaften von Zirkonen auch bei Metamorphose bis hin zur Anatexis als stabil gelten, werden solche Untersuchungen an Zirkonen metamorpher Gesteine des ostalpinen Grundgebirges angewandt. Diese Untersuchungen berühren auch allgemeingültige Aspekte.

- 1) Bei Schwermineraluntersuchungen in Sedimenten wird der Zirkongehalt im allgemeinen auf granitische und rhyolithische Ausgangsgesteine zurückgeführt. Untersuchungen an Amphiboliten der Gleinalm, des Rennfeldes und des südlichen Wechsels zeigen das regelmäßige Auftreten von Zirkon in diesen Gesteinen an. Es deuten sich mehrere Unterscheidungsmöglichkeiten von Amphibolitzirkonen zu solchen aus granitoiden Gesteinen an: Amphibolitzirkone haben abgerundete Kristallformen, sind meist nur schwach gefärbt und häufig intern homogen, und

haben niedrigere Hf- und Fe-Gehalte als solche von sauren Gesteinen.

- 2) In Metasedimenten bleibt das Spektrum der ursprünglichen Zirkontrachten erhalten. Dies erlaubt vor allem die Unterscheidung von Quarziten unterschiedlicher Ausgangsgesteine (Quarzarenite versus Lydit). Quarzite mit hohen Gehalten an gerundeten Zirkonen können als Indikator für quarzarenitische Ausgangsgesteine gewertet werden. Als Anwendungsbeispiel kann z. B. der Quarzitzug des südlichen Wechselgebietes wegen seiner gerundeten Zirkone von Quarzareniten abgeleitet werden.
- 3) In Metamorphiten können durchaus Überwachungen von primären Zirkonen beobachtet werden. Untersuchungen an Paragneisen und Orthogneisen der Grauwackenzone zeigen, daß solche Zirkone durch höhere Konzentrationen von U, Hf und nichtradiogenem Blei gekennzeichnet sind. Das Auftreten von vermutlich metamorph gewachsenen, idiomorphen Zirkonen ist bei Trachtuntersuchungen an granitoiden Gesteinen zu berücksichtigen.

- 4) Untersuchungen der Tracht sowie morphometrische und Edax-Analysen zeigen, daß die verschiedenen sauren Gesteine der östlichen Grauwackenzone gut unterscheidbare Gruppen erkennen lassen:
  - a) Orthogneisgerölle der Norischen Decke (Kalwanger Gneiskonglomerat),
  - b) granitoide Gerölle in Konglomeraten der Veitscher Decke,
  - c) Aplitgneisgänge der Grundgebirgsschuppen.
- 5) Geochronologische Untersuchungen (U/Pb) an Zirkonen lassen in der östlichen Grauwackenzone zwei unterschiedliche Basementbereiche erkennen:
  - a) Das Edukt von Orthogneisgeröllen im Zusammenhang mit der tiefsten Basementscholle östlich Bruck/Mur scheint früh-paläozoisch gebildet zu sein. Das Isotopensystem dieser Orthogneise zeigt eine deutliche Beeinflussung durch die frühalpidische Metamorphose.
  - b) Ein Paragneis und ein Aplitgneis aus einer anderen Kristallinscholle (Prieselbauerscholle) zeigen dagegen eine devonische Metamorphose der Paragneise und Bildung der Aplitgneise an. Eine altalpidische Beeinflussung des U/Pb-Isotopensystems ist hier nicht erkennbar.