

Zur Petrologie der „Kinzigite“ aus dem nordöstlichen oberösterreichischen Moldanubikum

B. HAUNSCHMID, V. HÖCK & F. FINGER, Institut für Geowissenschaften der Universität, A-5020 Salzburg.

Im Weinsberger Granit des nordöstlichen Mühlviertels treten an mehreren Stellen massig wirkende, mittelkörnige und dunkle Schollen auf, die durch reichliche Granat- und Cordieritführung auffallen und von FUCHS (1966) unter der Bezeichnung „Kinzigit“ kartiert wurden (Blatt 17 Großpertholz).

In einem Steinbruch NE von Windhaag bei Freistadt, wo ein zweiglimmeriger grobkörniger Granit (Plochwalder Granit) abgebaut wird, der hier im Intrusivkontakt zum älteren Weinsberger Granit steht, konnte nun – bestens aufgeschlossen – ein neues Vorkommen solcher Gesteine gefunden werden. Sie sind an der nördlichen Steinbruchwand als Schollen von mehreren Metern Größe in Weinsberger Granit eingeschlossen. Die Kinzigite im Plochwalder Steinbruch sind mittelkörnig und haben durchwegs ein betont homogen-massiges, ungeschiefertes Erscheinungsbild. Sie bestehen i.a. aus etwa 30–40 % Granat, 25–35 % Biotit, 15–25 % Quarz, 5–10 % Cordierit und 2–5 % Plagioklas. Vor allem an den Schollenrändern führen sie z.T. auch erhebliche Mengen von Kalifeldspat.

Die von FUCHS & SCHWAIGHOFER (1978) in einem benachbarten Kinzigitvorkommen (N Sandl bei Freistadt) beschriebenen Orthopyroxene konnten bisher nicht nachgewiesen werden. Dagegen tritt Andalusit auf, der ebenso wie etwas Chlorit und Hellglimmer in den Gesteinen als retrogrades Produkt jüngerer tiefer Temperaturbildungsphasen anzusehen ist.

Mitunter finden sich einige cm große Butzen von stark geschieferten und verfalteten Biotit-Sillimanit-Gneisen, die möglicherweise als reliktsche Edukte der Kinzigite aufzufassen sind.

Der Granat ist sehr eisenreich (über 80 % Almandin) und schwach zonar gebaut mit etwas pyropreicheren Kernen. Die Summe von Pyrop-Grossular-Spessartin

übersteigt im Kern 20 % nicht wesentlich, an den Rändern geht sie auf 15 % zurück. Auch der Cordierit (Fe/Mg+Fe etwas über 0,5) und der Biotit (Fe/Mg+Fe = 0,6–0,7) sind sehr eisenreich, letzterer hat zudem relativ hohe Al Gehalte.

Die Plagioklase haben im allgemeinen An-reichere Kerne (An 35–45) und Oligoklasränder (An 20–30).

Auf Grund der Fe/Mg-Verteilung zwischen Granat und Biotit (FERRY & SPEAR, 1978) lassen sich Bildungstemperaturen von etwa 800°C für die Kernpartien dieser Minerale ableiten und ca. 600°C für die Randpartien (mit jeweils größeren Fehlergrenzen). Die Drucke sollten dabei zu Beginn der Kristallisation von Cordierit und Granat etwa bei 4–5 kb gelegen sein, aber bei den absteigenden Temperaturen, die an den Kornrändern markiert werden, 3 kb nicht überschritten haben. Dies ist einerseits aus der Fe/Mg-Verteilung zwischen diesen beiden Mineralen (HOLDAWAY & LEE, 1977) in den Kernzonen und Kornrändern zu schließen, andererseits aus der Tatsache abschätzbar, daß die Abkühlung im Granat-Cordierit Stabilitätsfeld (THOMPSON, 1976) vor sich ging.

Die noch jüngere Andalusitbildung lief vermutlich bei Temperaturen unter 600°C und bei Drucken unter 3 kb ab. Möglicherweise hängt sie mit der Intrusion des „Plochwalder Granits“ zusammen.

Die Mineralparagenesen und ihre Fe/Mg-Verteilung in den Kinzigiten des Plochwalder Steinbruchs belegen eine sukzessive Anpassung von höheren zu niedrigeren Temperaturen und Drucken. Die Kristallisationsgeschichte des Kinzigits muß wohl auch in engerem Zusammenhang mit der Intrusion, Kristallisation und Abkühlung des umgebenden Weinsberger Granits gesehen werden.

Ist die Datierung von Strukturen mit geochronologischen Methoden möglich?

M. THÖNI, Institut für Geologie der Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien.

Deformationsstrukturen in natürlich verformten Gesteinen sind meist als das Ergebnis eines Wechselspiels von Verformung und Erholung/Rekristallisation zu interpretieren. Für die zeitliche Aufklärung komplexer Deformations-/(Re-)Kristallisationsbeziehungen im Mineralkorn- und Kleinbereich bei schwacher bis mittelgradiger Metamorphose können die K/Ar- und Rb/Sr-Methode wesentliche Beiträge liefern.

Für Betrachtungen im Mineralkornbereich bildet die Vorstellung kritischer Schließungs-/Öffnungstemperaturintervalle die wichtigste Grundlage. Der wesentlich temperaturkontrollierte, diffusive Ausgleich von Konzentrationsunterschieden kann jedoch schon im Mikrobereich durch massive Ausbildung von korninternen Deformationsstrukturen (z.B. Knickbänderung) unterstützt werden. Im weiteren Verlauf einer Überprägung spielt

die Zirkulation metamorpher Fluids eine entscheidende Rolle für die Umverteilung/Homogenisierung radiogener Produkte (z.B. Sr).

Sukzessive Aktivierung, Verbrauch bzw. schubweise Freisetzung von Fluids durch chemische Reaktionen bringen drastische Änderungen im mechanischen Verhalten der Gesteine bei Deformation während eines normalen PT-Verlaufes mit sich. Penetrative Deformation läuft wesentlich im prograden Temperaturast unter Anwesenheit einer fluiden Phase ab, und manche Deformationsmechanismen sind in weitgehend entwässerten Systemen nicht mehr effektiv. Ein Nachhinken der Wärme bei rascher Versenkung bewirkt zudem häufig postkinematische Temperung von Deformationsstrukturen. Dies, sowie das unterschiedliche Weiterwirken von thermischer Diffusion im absteigenden Temperaturast

erschwert die genaue zeitliche Erfassung von höher-temperierten Deformationsereignissen beträchtlich. Sehr langsame Auskühlung eines warmen Gesteinspaketes läßt die Datierung von Strukturen meist überhaupt nicht mehr zu.

Am Beispiel des südlichen Ötztalkristallins können diese allgemeinen Schwierigkeiten, die sich für die Datierung von Deformationsereignissen ergeben, beleuchtet werden. Vier Deformationsphasen sind in diesem Gebiet dokumentiert.

Während Strukturen des ersten Ereignisses (D1) häufig vollständig überprägt sind, gibt die zweite hochduktile Deformationsphase (D2) dem Gestein die penetrative Schieferung, verbunden mit metamorpher Differentiation und isoklinaler Verfaltung bis in den Km-Maßstab. D2 wird als die variszische Hauptdeformation interpretiert, eine genaue Datierung ist jedoch nicht gelungen bzw. kaum zu erwarten, da D2-Strukturen charakteristischerweise von einer mehrminder statischen Temperung (mit Andalusit und Sillimanit) überholt werden. Eine obere zeitliche Grenze bilden die kaledonischen Orthogneise (jüngere Alter um ca. 420 Mio. J.), die erstmals in diese großmaßstäbliche Faltung einbezogen werden. Nach unten können vereinzelt, nicht verschieferte Pegmatitvorkommen, die diese Orthogneise diskordant durchschlagen, ein Mindestalter von ca. 350 Mio. J. für D2 anzeigen.

In alpidischer Zeit wurde das Grundgebirge sehr unterschiedlich geheizt. Die kretazischen Metamorphosetemperaturen steigern sich von W nach E von $\leq 300^{\circ}\text{C}$ auf $\geq 600^{\circ}\text{C}$. D3-Strukturelemente, die als offene Stauchfalten über den ganzen Querschnitt zu beobachten sind, stellen einen Schlüssel zur Abschätzung der strukturellen Neubelebung in alpidischer Zeit dar. Die Tatsache, daß Glimmer mit K/Ar- und Rb/Sr-Altern um

300 Mio. J. aus dem alpidisch schwächst geheizten Westabschnitt bei dieser Deformation noch teilweise rekrystallisierten, mag als Beleg für ein spätvariszisches Alter der D3-Strukturen in diesem westlichen Bereich geben. Die zeitliche Gleichstellung von D3-Strukturtypen im alpidisch stärker geheizten Ostteil des Profils beruht auf feld- und strukturgeologischen Beobachtungen und ist geochronologisch nicht belegt. Eine teilweise alpidische Reaktivierung von voralpidischen (z.B. D3) Strukturen ist für diesen Bereich zumindest wahrscheinlich.

Eine vierte Generation von Strukturelementen (D4) ist nur unter Vorbehalt als penetrativ zu bezeichnen. Sie ist im kühleren Westteil durch semiduktile Scherzonen mit NW-vergentem Schersinn dokumentiert. Diese Scherzonen zerschneiden jedoch die Kristallinplatte nicht grundsätzlich. Eine einigermaßen gute Datierungsmöglichkeit bietet die Schlinglinie, an der der Ötztaler Block in W- bis NW-Richtung auf die Scarl-Einheit aufgeföhren ist. Von W nach E entwickelt sich diese Linie zu einer komplexeren Scherzone, und Deformationsgefüge werden zunehmend statisch getempert. Diese Tatsache erschwert ganz allgemein das Erkennen und vor allem die Datierung von jungen Strukturen im alpidisch warmen Ostabschnitt. Rb/Sr-Analysen an Myloniten aus sehr schwach bis mäßig erwärmten Bereichen geben ähnliche Alter und weisen auf verstärkte Scherdeformation im Frontbereich des Kristallins etwa mit Erreichen des Metamorphosehöhepunktes um 90/85 Mio. J. hin. Frühere, z.B. unterkretazische Deformation, die für den duktileren Ostteil zwar zu vermuten ist, konnte jedoch wegen der charakteristischen postkinematischen Natur der Schneeberger Kristallisation geochronologisch bisher nicht belegt werden.

Trachtstudien an den akzessorischen Zirkonen als Hilfsmittel zur Klärung verschiedener petrogenetischer Fragestellungen bei Graniten und Gneisen

F. FINGER, Institut für Geowissenschaften der Universität, A-5020 Salzburg.

Der Zirkon tritt in idiomorpher Form vor allem in Graniten, aber auch in anderen, vorwiegend jedoch sauren Plutoniten und Vulkaniten auf. Er findet sich zudem oft als primäres Relikt in den metamorphen Äquivalenten dieser Gesteine.

Die Kristallflächenausbildung des Zirkons kann in geeigneten Fällen wichtige Hinweise auf seine magmatischen Kristallisationsbedingungen und damit zur Gesteinsgenese liefern (vgl. z. B. FRASL, 1963; HOPPE, 1963).

Nach den Untersuchungen von PUPIN & TURCO (1972) wird die relative Entwicklung der beiden Zirkonprismen (100) und (110) im wesentlichen von der Kristallisationstemperatur bestimmt, wodurch Zirkone bis zu einem gewissen Grad als Geothermometer verwendbar sind. Dominant ausgebildete Prismen (100) weisen auf relativ hohe Kristallisationstemperaturen ($800-900^{\circ}\text{C}$) hin; dominant ausgebildete (110) Prismen zeigen hingegen niedrigere Temperaturen ($600-700^{\circ}\text{C}$) an. Eine et-

wa gleichwertige Ausbildung beider Prismen läßt auf ein Kristallwachstum bei Temperaturen von etwa $700-800^{\circ}\text{C}$ schließen.

Die relative Entwicklung der beiden Zirkonpyramiden (101) und (211) scheint hingegen vorwiegend vom Aluminium- und Alkaliengehalt der Magmen während der Zirkonkristallisation abhängig zu sein (PUPIN, 1980). Studien an Zirkonen aus variszischen Graniten im N Oberösterreichs (FINGER, in Vorb.) ergaben vor allem einen signifikanten Zusammenhang zum $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$ -Molverhältnis in den Gesteinen und zwar in der folgenden Weise:

Bei Graniten mit $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ -Molverhältnissen über 1 war regelmäßig eine durchschnittlich bevorzugte Ausbildung von „steilen“ (211)-Pyramiden zu konstatieren, bei Graniten mit Werten unter 1,05 dominierten im allgemeinen Zirkone mit groß entwickelten „flachen“ Pyramiden (101). Bei Molverhältnissen zwischen 1,05 und 1,1 war eine im großen und ganzen un-