

tometamorphose, aber auch als Abkömmlinge eines „spilitischen“ Magmas (vgl. AMSTUTZ, 1974). Neue Impulse bei der Betrachtung veränderter Basalte kamen vom Deep Sea Drilling Project, in dessen Rahmen frische neben verschieden stark verwitterten Basalten aus der Ozeankruste erbohrt wurden.

Experimentelle Untersuchungen zur hydrothermalen Basaltumwandlung zwischen 70 und 400°C (BISCHOFF & SEYFRIED, 1979; SEYFRIED & MOTT, 1982; MOTT, 1983) haben gezeigt, daß neben Temperatur und Druck auch die Zeit sowie die Textur eines Gesteins (kristalliner Basalt vs Glas) und vor allem das Verhältnis von Wasser zu Gestein (w/r) eine erhebliche Rolle spielt. Folgende Elemente wandern bevorzugt aus dem Gestein in die wässrige Lösung: Ca, Si, Mn, Fe, Cu, Zn, Ba. Mg wird aus dem Wasser vom Gestein aufgenommen, ebenso Na, jedoch nur bei niedrigen w/r Verhältnissen und K bei niedrigen T. Bei hohen w/r bzw. hohen T werden Na bzw. K aus dem Gestein ins Wasser abgegeben.

Die Untersuchungen an kristallinen Basalten und Gläsern von DSDP Bohrkernen (DONNELLY et al., 1979; STAUDIGL & HART, 1983) bestätigen die experimentellen Ergebnisse allerdings mit kleinen Einschränkungen: So zeigte sich z.B. bei niedrigen Umwandlungstemperatu-

ren auch eine Abnahme von Mg in den Basalten. P, Ba, Li, B, Rb, Cs werden vom Gestein aufgenommen, z.T. in Abhängigkeit von ihrer Aufnahmefähigkeit in sekundären Mineralen. Zu ähnlichen Ergebnissen führten auch die Untersuchungen an schwach umgewandelten tertiären und älteren Basalten, die übereinstimmend die Mobilität der meisten Hauptelemente sowie von Sr, Rb und der leichten Seltenen Erd-Elemente dokumentieren. Ti, Zr, Y, Nb, Hf und die schweren Seltenen Erden hingegen bleiben während der Alterationsvorgänge weitgehend unverändert (CANN, 1970; SMITH & SMITH, 1976; WOOD et al., 1976; MORRISON, 1978).

Die Regionalmetamorphose scheint alle Elemente nur in geringem Maße neu zu verteilen. Scherzonen jedenfalls bewirken deutliche Verschiebungen der Hauptelemente, Spurenelemente scheinen auch dort – in Einzelfällen wenigstens – nicht betroffen zu sein.

Trotz der tiefgreifenden metasomatischen Umwandlungen während hydrothermalen und metamorpher Prozesse, kann – entsprechende Vorsicht bei der Probenahme vorausgesetzt – und nach Anwendung geochemischer Tests die Verteilung von Spurenelementen und REE zur Entzifferung der petrogenetischen Entwicklung in metamorphen Basalten durchaus herangezogen werden.

Interpretation der Geochemie von Paläovulkaniten der Karawanken (Mitteltrias)

H. OBENHOLZNER, Institut für Geowissenschaften der Universität, A-5020 Salzburg.

In den südalpiner Anteilen der Karawanken kommen auf österreichischem Staatsgebiet im Oberanis massive Laven, im Ladin und Karn Tuffite vor. Die bis ca. 100 m mächtigen Laven lassen sich in dichtkörnige und porphyrische Typen und pyroklastische Breccien unterteilen. Beide Laven als auch die Breccien können geochemisch als Andesite und Dazite klassifiziert werden (K_2O vs. SiO_2 -Diagramm). Die Vulkanite sind zum Großteil schwach alteriert (Umwandlung der mafischen Minerale in Chlorite), kleinere Partien sind stark karbonatisiert oder haben eine K_2O -Zufuhr erlitten. Im AFM-Diagramm liegen die Laven im Übergangsfeld zwischen tholeiitischem und kalkalkalischem Rand. Nb vs. SiO_2 , Ni vs. MgO -Diagramme und die Chemie einiger geschochter Klinopyroxene zeigen orogene Charakteristika.

Die submarin auf kontinentaler Kruste ausgeflossenen Laven lassen sich nach ihrem Cr-Gehalt in drei Gruppen gliedern, wobei die nieder-Cr-hältigen (ca. 20 ppm) den dichtkörnigen, die mittel-Cr-hältigen (ca.

80 ppm) den porphyrischen und die hoch-Cr-hältigen (ca. 120 ppm) blasigen Typen und Breccienkomponenten entsprechen. Da die Azidität der drei Gruppen annähernd gleich groß ist ($\emptyset SiO_2 = 58-59\%$), müssen für die Genese Prozesse verantwortlich gemacht werden, die Cr-reiche Minerale fraktionieren, einen Teil der Schmelze zum Ausbruch bringen und den verbleibenden Teil mit frischem Magma vermengen. Dies könnte durch eine sich periodisch wiederfüllende Magmenkammer erreicht werden, die von einer tieferliegenden mit Schüben neuen Magmas versorgt wird. Im Cr/Ba vs. Cr/Zr-Diagramm kann man Hinweise für die Bestätigung dieser Hypothese finden.

Petrographische, geochemische und volumetrische Argumente erhärten den Verdacht, daß die orogenen Andesite und Dazite an eine Paläosubduktionszone gebunden waren. Besonders das seltene Vorkommen von Alm-reichem Granat in den Laven engt die Entstehung des Magmas auf einen destruktiven Plattenrand ein.

Zur magmatischen Entwicklung des Moldanubikums in Oberösterreich

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

Die verschiedenen variszischen Granitoide im Norden Oberösterreichs können auf Grund geologisch-petrographischer und geochemischer Kriterien zu folgenden petrogenetischen Gruppen zusammengefaßt werden:

1) Die älteren synorogenen Granitoide wurden im Zusammenhang mit der variszischen Regionalmetamorphose gebildet. Ihre Körperformen sind ebenso wie teilweise vorhandene interne Richtungsge-

füge (z.B. Schlieren, Mineralregelungen) in sehr vielen Fällen eindeutig dem regionalen herzynischen Bauplan angepaßt.

Diese synorogenen Granitoide können gegliedert werden in:

1A) Mittelkörnige Biotit-(+Cordierit)-Granite bis Granodiorite (Schäringer Granit, Peuerbacher Granit, Diatextite der Sauwald- und Mühlzone).

Diese Granitoide sind als Produkte einer großräumigen Anatexis innerhalb der kontinentalen Kruste aufzufassen, die sich mehr oder weniger im Stockwerk der Aufschmelzung befinden. Häufig auftretende reliktsche Paragneisschollen sowie fließende Übergänge in ausgedehntere Paragneisvorkommen im Gelände sprechen für Aufschmelzungsprozesse in vorwiegend sedimentogenen Krustenbereichen (S-Typ Granitoide).

1B) Grobkörnige Biotit-(+Amphibol)-Granite, Granodiorite, Quarzmonzonite und Quarzmonzodiorite mit porphyrischen Kalifeldspaten (Weinsberger Granite, Schlierengranite, Engerwitzdorfer Granit).

Zum Unterschied von 1A weisen diese Gesteine in sehr vielen Fällen Merkmale von I-Typ (igneous source) Graniten auf (magmatogene Schollen, Amphibolführung, kalkalkalische Chemismen). Wie die Geländebeziehungen nahelegen, entstanden sie vermutlich im Zuge großräumiger Aufschmelzungsprozesse in einem vergleichsweise tieferen Krustenstockwerk. Teilweise dürften die Granitoide der Gruppe 1B noch ungefähr in diesem Aufschmelzungsstockwerk vorliegen (speziell die Schlierengranite im Westen Oberösterreichs), teilweise sind sie auch als Intrusiva in vergleichsweise höheren Bereichen der Kruste aufgeschlossen (Weinsberger Granite im N und E des Gebietes).

2) Die jüngeren

spät- bis postorogenen Granitoide

intrudierten im Zuge der Hebung und Abtragung des Grundgebirges in die älteren synorogenen Gesteine

und bilden in der Regel diskordante Körper. Drei Untergruppen können unterschieden werden:

2A) Fein bis mittelkörnige zweiglimmerige Leukogranite (z.B. Altenberger Granit, Haibacher Granit)

Alle diese Granite sind durch sehr saure und peraluminische Zusammensetzungen sowie durch ein häufiges Auftreten diverser Paragneisreste gekennzeichnet und werden als niedrigtemperierte Aufschmelzungsprodukte von Metasedimenten interpretiert („near minimum melt“ S-Typ Granite).

Ein besonders weiter Aufstieg durch die Kruste ist auf Grund des vermutlich hohen Wassergehaltes der Schmelzen (reichliche aplitische und pegmatische Ganggefölschaft) nicht anzunehmen.

2B) Fein bis mittelkörnige I-Typ-Biotit-Granite bis Granodiorite (Mauthausener Granite, Freistädter Granodiorit)

Hier handelt es sich um postorogene kalkalkalische Granitoide, wie sie auch in kaledonischen und alpidischen Orogenen vorkommen („Caledonian I-Type granites“ sensu PITCHER, 1983; vgl. auch PEARCE et al., 1984). Der Ursprungsort der Magmen lag wahrscheinlich in einer tieferen magmatischen Unterkruste oder im oberen Erdmantel. Ein ziemlich weiter Aufstieg und damit verbunden eine ausgiebige Einschmelzung von Krustenmaterial ist anzunehmen.

2C) Grobkörnige saure und peraluminische Zweiglimmergranite mit porphyrischem Kalifeldspat (Eisgarner Granite).

Diese Gesteine dürften ähnlich wie Gruppe 2A als relativ niedrigtemperierte Aufschmelzungsprodukte von Paragneisen zu deuten sein. Auf Grund von akzessorischem Andalusit und eines auffällig hohen primären Ab-Gehalt im Kalifeldspat (um 25mol%) kann hier jedoch möglicherweise ein seichteres Intrusionsstockwerk angenommen werden.

Die Metaandesite der Habachformation (Hohe Tauern, Österreich)

H.-P. STEYRER, Institut für Geowissenschaften der Universität, A-5020 Salzburg.

Auf die große Verbreitung und Bedeutung intermediärer Effusiva in der Habachformation, der wichtigsten paläozoischen Abfolge in den Hohen Tauern, hat zuerst FRASL (1958) hingewiesen, wenn auch dieselben Gesteine eine Reihe von Autoren schon früher beschrieben haben, ohne aber etwas genaueres über deren Herkunft auszusagen (z.B. HAMMER, 1935; KARL, 1956; SCHARBERT, 1956).

Intermediäre Effusiva sind in der gesamten Habachformation zwischen Krimmler Achenal im W und Kapruner Tal im E verbreitet, zum Teil nur in geringmächtigen Lagen im dm- bis m-Bereich, wie zum Beispiel innerhalb der mehrere 100 m mächtigen Metabasitabfolge im Hollersbachtal. Sie erreichen aber auch Mächtigkeiten bis 400 m, so zum Beispiel zwischen dem äußeren Ha-

bachtal und dem Untersulzbachtal, der Typlokalität der Habachformation. 50 bis 200 m mächtig sind die Vorkommen am S-Rand der Habachzone (KARL, 1956) zwischen Kesselkar und Leckbachscharte. In einer Mächtigkeit von mehreren 10er- bis 100er-Metern treten intermediäre Effusiva dann noch im Bereich des Mühlbachtals im sogenannten Falkenbachlappen auf.

Die Metaandesite sind zumeist unterlagert von verschiedenen Metabasiten, die zum Teil die geochemischen Charakteristika von Ozeanbodenbasalten aufweisen, zum Teil von Kalk-Alkali-Basalten (STEYRER & HÖCK; in Druck). Die Überlagerung der Metaandesite bilden Metarhyolite und verschiedene Metasedimente (Schwarzphyllite, helle Glimmerschiefer, Quarzite). Sowie zu den übrigen magmatischen Gesteinen der Ha-