

bachformation als auch zu den Sedimenten zeigen die Metaandesite sehr häufig Übergänge, sowohl in Streich- als auch in Profilrichtung.

Die in Grünschiefer- bis Amphibolitfazies metamorphen ehemaligen Andesite sind heute Biotit-Epidot-Gneise, in einigen Fällen mit gut erhaltenen vulkanogenen Gefügen, nämlich Formrelikten von Plagioklas-Einsprenglingen oder Ausfüllungen von bis zu 3mm großen Blasen Hohlräumen. Die andesitischen Gesteine weisen zwar qualitativ durchwegs denselben Mineralbestand auf mit den Hauptgemengteilen Albit, Quarz, Biotit und Epidot, den Nebengemengteilen Titanit, bisweilen Helliglimmer, in seltenen Fällen auch aktinolithische Hornblende. Die Mengenverhältnisse der verschiedenen Minerale wechseln aber beträchtlich. Diesem Umstand und der metamorphen Überprägung entsprechend ist selbstverständlich keine der klassischen mineralogischen Definitionen für Andesite auf die Biotit-Epidot-Gneise der Habachformation auch nur mit einiger Sicherheit anwendbar.

Geochemisch lassen sich die Gesteine aber zum Beispiel nach dem K_2O/SiO_2 -Verhältnis (TAYLOR, 1965) durchwegs als Andesite einstufen. Ebenso ist die Definition von GILL (1981) auf die meisten der Biotit-Epidot-Gneise anwendbar, wonach als Andesite Hypersthennormative vulkanische Gesteine mit 53–63 Gew-% SiO_2 (auf wasserfreier Basis) bezeichnet werden. Die Schwankungen in den Hauptelementchemismen sind zwar den Variationen im Modalbestand entsprechend hoch ($Al_2O_3 = 13-21\%$, $FeO = 4-11\%$, $MgO = 1-8\%$, $Na_2O = 2-9\%$, $K_2O = 0-5\%$), doch ergibt

sich beispielsweise im AFM-Dreieck ein recht eindeutiger Kalk-Alkali-Trend der Metabasite, -andesite und -rhyolithen der Habachformation. Ein genetischer Zusammenhang aller dieser Gesteine scheint insbesondere auch im Gelände durch die enge räumliche Verbindung zwischen den verschiedenen Vulkaniten belegt, wie zum Beispiel Wechsellagerungen und Übergänge.

Die Entwicklung von basischen zu sauren Chemismen kann aufgrund der Spurenelementchemismen als Folge einer fraktionierten Kristallisation gedeutet werden. Aus einem Stamm-Magma kristallisierten dabei vermutlich zunächst Plagioklas, Olivin und Klinopyroxen, was sich bei fortschreitender Differentiation bis zu intermediären Zusammensetzungen im Ansteigen der TiO_2 Gehalte (bis 1,3 Gew-%), der Zr-Werte von ca. 100 auf 400 ppm und des Nb von ca. 5 auf 25 ppm äußert, während im späteren intermediären bis sauren Entwicklungsstadium überwiegend Hornblende und Biotit fraktioniert sein dürften (rasches Absinken von TiO_2 , Zr und Nb). In welchem Maß diese Fraktionierung noch von anderen magmatischen Prozessen, wie Magmenmischung, Einschmelzung von Krustenmaterial etc., überlagert wird, läßt sich zur Zeit schwer abschätzen.

Nach geochemischen und auch lithologischen Vergleichen mit rezenten Kalk-Alkali-Vergesellschaftungen sind die Andesite der Habachformation am ehesten Teil einer orogenen Abfolge, d.h. genetisch an eine Subduktionszone gebundenen. Der Ablagerungsraum der Habachformation ist somit wohl im Randbereich der paläozoischen Geosynklinale zu suchen.

Der K1-Gneis der Scheelitlagerstätte Felbertal – Ein metamorpher A-Typ-Granit?

F. FINGER, H. KRAIGER & H. P. STEYRER, Institut für Geowissenschaften der Universität, A-5020 Salzburg.

Im Bereich der Scheelitlagerstätte Felbertal (Hohe Tauern) tritt innerhalb der altpaläozoischen Habachformation (FRASL, 1958) ein mehrere 100 m mächtiger saurer Phengit-Mikroklin Orthogneiskörper auf, der sogenannte K1-Gneis. Der linsenförmige Körper hat einen Durchmesser von mehreren 100 Metern.

Zahlreiche ausgeprägte Diskordanzen zwischen dem K1-Gneis und dem Lagenbau der von basisch bis sauer reichenden Metavulkanite der Habachformation legen eine Interpretation des Gneises als Metagranit nahe (BRIEGLEB et al., 1985). Für eine solche Deutung spricht auch eine Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierung, die für den K1-Gneis ein herzynisches Alter (316 ± 10 my) ergab (PESTAL, 1983).

Geochemisch zeigt der K1-Gneis am ehesten Ähnlichkeiten zu hochdifferenzierten Intraplattengraniten („within-plate-granites“ nach PEARCE et al., 1984) bzw. zu A-Typ Graniten (z.B. PITCHER, 1982). Er unterscheidet sich damit vor allem auf Grund seiner Spurenelementgehalte sehr deutlich von den sauren Metatuffen der kalkalkalischen Habachformation (z.B. Nb =

50–100 ppm, Rb = 300–1000 ppm, Zr = 80–170 ppm im K1-Gneis, verglichen mit <35 ppm Nb, <300 ppm Rb und 250–1000 ppm Zr in den Metarhyolithen – vgl. FINGER et al., 1985).

Für eine Interpretation des K1-Gneises als metamorphen A-Typ Granit sprechen weiters die Trachten der akzessorischen Zirkone, die üblicherweise Flächenkombinationen (110 + 101) und (110 + 100 + 101) zeigen (vgl. PUPIN 1980).

Der Umstand, daß A-Typ Granite weltweit sehr häufig in genetischer Verbindung mit Wolframmineralisationen stehen (PLIMER, 1983), gibt zweifellos Anlaß zu einem kritischen Überdenken des syngenetischen Modells für die Felbertaler Lagerstätte (HÖLL & MAUCHER, 1976), wonach ein primärer Zusammenhang zwischen Wolframmineralisation und altpaläozoischem Vulkanismus der Habachformation angenommen wird. Zwangsläufig stellt sich nämlich nun die Frage, ob die Vererzung im Felbertal nicht ebensogut auch in Verbindung mit variszischem A-Typ Plutonismus erklärt werden könnte.