

- FUCHS, G., MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. - Jb. Geol.B.-Anst., **119**, 1 - 43.
- KLÖTZLI, U.S., (1993): Einzelzirkon- $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Datierungen an Gesteinen der südlichen Böhmisches Masse (Rastenberger Granodiorit, Weinsberger Granit). - Mitt.Österr.Mineral.Ges., **138**, 123 - 130.
- KLÖTZLI, U.S., (1994): Crustal reworking, magma generation, and intrusion history of Variscan granitoids of the South Bohemian Pluton (Bohemian Massif, Austria): A zircon Pb-Pb and U-Pb study. - Mitt.Österr.Mineral.Ges., **139**, xxx - xxx.
- KLÖTZLI, U.S., PARRISH, R.R.: Zircon Pb-Pb and U-Pb geochronology of the Rastenberger granodiorite (Lower Austria): Evidence for the incorporation of Cadomian and possibly Archean crust into Variscan granitoids of the South Bohemian Pluton. - Mitt.Österr.Mineral.Ges., **139**, 68 - 70.
- KOLLER, F., (1990): Gabbroide und Dioritintrusionen im österreichischem Anteil des Moldanubikums. - Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **135**, 42 - 43.
- KOLLER, F. (1994): The South Bohemian Pluton - A complex batholith with a multiple intrusion history. - Mitt. Österr. Min. Ges., **139** (Conference Preprint), 71 - 73.
- KOLLER, F., HOECK, V. (1993a): Remnants of granulite-facies rocks in granites of the South Bohemian Pluton. - Terra Abstract, Abstract supplement No. 1, Terra Nova 5, 428.
- KOLLER, F., HÖCK, V. (1993b): Granulitfazielle Relikte im Weinsberger Granit (Moldanubikum, Österreich). - Beiheft 1 zum European Journal of Mineralogy, **5**, 262.
- KOLLER, F., KLÖTZLI, U., HÖCK, V. (1994): Indications of lower crustal origin for the Weinsberg granite (South Bohemian pluton, Austria). - J. Czech Geol.Soc., **39/1**, 55 - 56.
- KOLLER, F., SCHARBERT, S., HÖCK, V. (1993): Bericht über neue Untersuchungsergebnisse an den Graniten des Südböhmischen Plutons. - Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, Band **138**, 177 - 195.

GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN AN SPATMAGNESITEN DER ÖSTLICHEN GRAUWACKENZONE

KRALIK, C. und **KIESL, W.**

Institut für Geochemie, Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien.

Für die ostalpinen Spatmagnesite vom Typus Veitsch wurden seit langer Zeit zwei unterschiedliche Genesehypothesen diskutiert. Ein sedimentär-diagenetischer Bildungsmechanismus in hypersalinarem Milieu einerseits und eine epigentisch-metasomatische Entstehung in Zusammenhang mit Metamorphoseereignissen im ostalpinen Raum andererseits. Ausschlaggebend dafür sind das Fehlen rezenter, in Ausmaß und Ausprägung vergleichbarer Magnesitlagerstätten und die Tatsache, daß im Magnesit immer wieder Verdrängungsreste älteren Dolomites gefügekundlich bestimmt wurden.

Untersuchungen von Spurenelementen in Spatmagnesiten, die Aufschluß über ihre Entstehung geben könnten, wurden für mehrere Magnesitlagerstätten der westlichen Grauwackenzone (GWZ) bereits durchgeführt (MORTEANI et al., 1982). Für die größeren und zahlreicheren Spatmagnesitlagerstätten der östlichen GWZ fehlten bis jetzt entsprechende, mehrere Lagerstätten im Vergleich betrachtende Spurenelementuntersuchungen (KIESL et al., 1990). Daher wurden von uns Spatmagne-

site vom Typus Veitsch und ihre karbonatischen Nebengesteine aus den Lagerstätten der östlichen GWZ (Sunk-Hohentauern, Oberdorf a.d. Laming, Veitsch und Eichberg) und im Vergleich dazu Spatmagnesite aus Lagerstätten außerhalb der Grauwackenzone (Radenthein im mittelostalpinen Altkristallin und Kaswassergraben/Nördliche Kalkalpen) sowie kryptokristalline Magnesite aus Kraubath/Österreich und Mantoudi/Griechenland untersucht.

Gesamtproben und Nichtkarbonatkomponente der Proben wurden getrennt analysiert, um den Beitrag der Nichtkarbonatfraktion zum Gehalt der Gesamtproben zu bestimmen. Die Karbonate weisen durchwegs sehr niedrige Gehalte an Nichtkarbonatfraktion auf. Diese trägt bei Elementen, die auch in die Karbonatphase eingebaut (Fe, Mn, Sr, Seltenerdelemente (SEE)) oder in Flüssigkeitseinschlüssen darin enthalten sein können (Na, Cl, Br) weniger als 30% zum Gesamtgehalt bei. Die Gehalte an SEE werden ebenfalls von der Karbonatphase dominiert. Der Beitrag der Nichtkarbonatfraktion zu den SEE liegt bei den Magnesiten, Dolomiten und Kalken der Lagerstätten Sunk-Hohentauern, Oberdorf an der Laming und Veitsch unter 11%, bei den Mg-Karbonaten aus Eichberg und Radenthein unter 25%.

Die Kalke aus den Magnesitlagerstätten der östlichen GWZ sind sehr arm an Spurenelementen. Sie haben im Vergleich zu den Dolomiten und Magnesiten derselben Lagerstätte deutlich geringere Gehalte an Fe, Mn, Cl, Br und SEE. Die Kalke sind aber die in ihrem Elementmuster durch hydrothermale Einwirkung am wenigsten veränderten Karbonate der untersuchten Lagerstätten. Wenn die Vorläufer der Magnesite ebenfalls Karbonate mit sehr niedrigem Spurenelementgehalt waren, so wurden Fe, Mn, SEE und Halogenide wohl gleichzeitig mit dem Mg zugeführt. Die SEE Muster der Mg-Karbonate im Vergleich zu dem der Kalke sollten daher Rückschlüsse auf die Mg bringende Lösung und die Bildungsbedingungen zulassen.

Bei Normierung der SEE Gehalte auf durchschnittliche Sedimentgesteine (PAAS) weisen die Kalke zu rezenten marinen Karbonaten (HU et al., 1988) parallele, um den Faktor 10 zu tieferen Werten hin verschobene sedimentäre Muster auf. Die SEE Muster der Magnesite und Dolomite der Lagerstätten der GWZ und Radentheins weichen signifikant vom sedimentären Muster der Kalke und dem der eisenreichen Mg-Karbonate aus dem Kaswassergraben ab, unterscheiden sich aber auch vom SEE Muster kryptokristalliner Magnesite. Die Mg-Karbonate aus den Lagerstätten Sunk-Hohentauern, Oberdorf an der Laming und Veitsch haben in PAAS-Normierung zueinander parallele SEE Muster mit $(La/Sm)_{PAAS} < 1$ und $(Tb/Lu)_{PAAS} > 1$ auf, wobei die Dolomite jeweils die höheren SEE Gehalte aufweisen. Sie zeigen keine oder nur eine geringe positive Eu-Anomalie. Die Magnesite aus Eichberg dagegen haben eine bisher nur für die Lagerstätte Radenthein nachgewiesene deutliche positive Eu-Anomalie (TUFAR et al., 1989, BAU & MÖLLER, 1991). Die im Vergleich zu den Dolomiten geringeren Gehalte der Magnesite an leichten SEE (LSEE) lassen sich mit dem größeren Ionenradius dieser Elemente erklären, die einen Einbau in das Magnesitgitter stark behindern.

Die SEE Anreicherung in den Dolomiten gegenüber den Kalken beträgt für die LSEE 2 - 4, für die schweren SEE (SSEE) 3 - 8 und für Eu 5 - 15. Die Lösung aus der die Dolomite und Magnesite ihre SEE Muster erhielten, muß also bereits an LSEE leicht

abgereichert gewesen sein und eine positive Eu-Anomalie aufgewiesen haben. Diagenetische Porenlösungen können zwar hohe Fe- und Halogenidgehalte aufweisen, haben aber keine positive Eu-Anomalie (SHOLKOVITZ et al., 1989). Solche SEE Muster sind charakteristisch für saure, hochtemperierte ($T > 230^{\circ}\text{C}$) und Cl-reiche hydrothermale Lösungen (MICHARD & ALBAREDE, 1986; MICHARD, 1989). Für das Vorhandensein solcher hydrothermalen Lösungen sprechen sowohl die hohen Salinitäten von Flüssigkeitseinschlüssen in Gangmineralen von Karbonatlagerstätten der GWZ (BELOCKY, 1992) als auch die hier untersuchten Mg-Karbonate, die gegenüber den Kalken erhöhte Gehalte an Cl und Br aufweisen.

In hochtemperierten Fluiden ($T > 250^{\circ}\text{C}$) liegt Europium auch in nur schwach reduzierendem Milieu zweiwertig vor (BAU, 1991) und kann wegen des großen Ionenradius nicht in Karbonatminerale eingebaut werden. Die Mg-Karbonate zeigen aber die in diesem Fall zu erwartende negative Eu-Anomalie nicht. Um die positive Eu-Anomalie des Fluids an die Minerale weitergeben zu können, muß Eu^{3+} in Lösung vorgelegen sein, d.h. die Temperatur muß bei Bildung der Mg-Karbonate niedriger gewesen sein, als bei der Mobilisierung der SEE. Lösungen hoher Salinität können bereits bei Temperaturen von $130 - 240^{\circ}\text{C}$ auch bei $\text{Ca}/(\text{Ca}/\text{Mg}) = 0,5 - 0,8$ Dolomitgesteine metasomatisch in Magnesit umwandeln (MÖLLER, 1989). So niedrige Temperaturen schließen eine synmetamorphe Magnesitentstehung aber aus, da im Zuge der variszischen und/oder alpidischen Metamorphose der GWZ Temperaturen der Grünschieferfazies, in Radenthein sogar solche der Amphibolitfazies erreicht wurden, die Mg-Karbonate aber einander ähnliche und vom Metamorphosegrad des Nebengesteines unabhängige SEE Muster zeigen.

Durch retrograde Mineralumwandlungen im Zuge einer Metamorphose nichtkarbonatischer Sedimentgesteine können hydrothermale Lösungen hoher Salinität entstehen. Diese Mineralumwandlungen können auch zur Freisetzung von Mg führen (z.B. Chloritisierung von Phlogopit, Umwandlung von Chlorit in Pyrophyllit) und wurden als Quelle des Mg bereits für die Magnesitlagerstätten der westlichen GWZ diskutiert (MORTEANI et al., 1982). Die SEE Muster der Spatmagnesite deuten zusammen mit den erhöhten Gehalten an Halogeniden (in Flüssigkeitseinschlüssen in der Karbonatphase) auf eine Magnesitbildung aus metamorphogenen hydrothermalen Lösungen hin, die während ihres Aufstieges abkühlten und den Karbonatvorläufer unter Weitergabe ihrer positiven Eu-Anomalie metasomatisch in Magnesit umwandeln konnten.

- BAU, M. (1991): REE mobility during hydrothermal and metamorphic fluid rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. - *Chem.Geol.*, 93, 219 - 230.
- BAU, M., MÖLLER, P. (1991): REE systematics as source of information on minerogenesis. - In: PAGEL, M., LEROY, J.L. (Hrsg.): *Source, Transport, and Deposition of Metals*. Balkema, Rotterdam, 17 - 20.
- BELOCKY, R. (1992): Regional vergleichende Untersuchung lagerstättenbildender Fluide in den Ostalpen als Hinweise auf eine mögliche metamorphe Ableitung. - Braunschweiger geologisch-paläontologische Dissertationen, 14, 89 S.
- HU, X., WANG, Y.L., SCHMITT, R.A. (1988): Geochemistry of sediments on the Rio Grande rise and the redox evolution of the South Atlantic Ocean. - *Geochim.Cosmochim.Acta*, 52, 201 - 207.

- KIESL, W., KOEBERL, C., KÖRNER, W. (1990): Geochemistry of magnesites and dolomites at the Oberdorf/Laming (Austria) deposit and implications for their origin. - *Geol.Rundschau*, **79**, 327 - 335.
- MICHARD, A. (1989): Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. - *Geochim. Cosmochim.Acta*, **53**, 745 - 750.
- MICHARD, A., ALBAREDE, F. (1986): The REE content of some hydrothermal fluids. - *Chem.Geol.*, **55**, 51 - 60.
- MÖLLER, P. (1989): Nucleation processes of magnesite. - *Mineral.Dep.*, **28**, 287 - 292.
- MORTEANI, G., MÖLLER, P., SCHLEY, F. (1982): The rare earth element contents and the origin of the sparry magnesite mineralizations of Tux-Lanersbach, Entachen Alm, Spiessnägel, and Hochfilzen, Austria, and the lacustrine magnesite deposits of Aiani-Kozani, Greece, and Bela Stena, Yugoslavia. - *Econ.Geology*, **17**, 617 - 631.
- SHOLKOVITZ, E.R., PIEPGRASS, D.J., JACOBSEN, S.B. (1989): The pore water chemistry of rare earth elements in Buzzards Bay sediments. - *Geochim.Cosmochim.Acta*, **53**, 2847 - 2856.
- TUFAR, W., GIEB, J., SCHMIDT, R., MÖLLER, P., PÖHL, W., RIEDLER, H., OLSACHER, A. (1989): Formation of magnesite in the Radenthein (Carinthia/Austria) type locality. - *Mineral.Dep.*, **28**, 135 - 171.

MINERALOGIE DES GABBROS VOM FRANKENSTEIN/ODENWALD

KREHER, B.*, OKRUSCH, M. und SCHUBERT, W.****

- * Institut für Geowissenschaften, Lehrstuhl für Mineralogie, Burgweg 11, D-07749 Jena, Deutschland.
- ** Institut für Mineralogie, Am Hubland, D-97074 Würzburg, Deutschland.

Die Gabbrointrusion des Frankensteins repräsentiert das basische Anfangsglied einer magmatischen Entwicklungsreihe im Bergsträßer Odenwald. Das Intrusionsalter des Frankensteins wurde mittels radiometrischer Datierung von KIRSCH et al. (1988) über die Kombination verschiedener Methoden auf etwa 360 Ma festgelegt.

Innerhalb des Plutons lassen sich petrographisch drei Gabbro-Haupttypen unterscheiden. Zum einen der massig-homogene Gabbro, der in einigen Proben Olivin enthält; daneben tritt ein gefleckter Gabbrotyp auf. Der dritte Typ ist ein Gabbro mit Layering; dieser Gabbro wurde nur in zwei Steinbrüchen beobachtet. Die massig-homogenen und gefleckten Gabbros treten über den gesamten Frankensteinkomplex inhomogen verteilt auf.

Die Modalbestände der einzelnen Gabbro-Typen seien im nachfolgenden kurz angeführt:

1. Massig-homogene Gabbros:
Plagioklas (Ol-haltig: 63 - 87 Mol.% An; Ol-frei: 52 - 75 Mol.% An) ± Olivin (73 - 79 Mol.% Fo) ± Orthopyroxen + Klinopyroxen + Amphibole ± Biotit + Magnetit + Ilmenit + Pyrit ± Chalkopyrit ± Pyrrhotin.